

EPISODIOS DIASTRÓFICOS ORDOVÍCICOS REGISTRADOS EN LAS SUCESIONES VOLCÁNICAS - SEDIMENTARIAS DEL TREMADOCIANO TEMPRANO EN EL NORTE DEL SISTEMA DE FAMATINA

Clara E. CISTERNA¹ y Ricardo MON²

¹ Cátedra de Mineralogía I, Facultad de Ciencias Naturales, UNT - CONICET. claracisterna@conicet.gov.ar

² Cátedra de Geología Estructural, Facultad de Ciencias Naturales, UNT - CONICET.

RESUMEN

En este trabajo se estudia la sección ubicada en el tramo de Las Angosturas (27°42'10,2'' - 27°42'10,4'' S y 67°57'20,5'' - 67°56'54,8'' O), sierra de Narváez, norte del Sistema de Famatina. En esta zona aflora una sucesión volcánica - sedimentaria asignable al Tremadociano temprano, la que reúne niveles de lavas ácidas y básicas, intercaladas con areniscas y pelitas macizas y laminadas, con graptolitos. En esta sucesión se han reconocido, además de un bandeado primario S₀ y de un clivaje por soterramiento S₁, dos episodios de deformación que generan los plegamientos superpuestos P₁ y P₂. La estructura compleja, con indicadores de deformación polifásica de estos depósitos, contrasta con la estructura simple de la sucesión volcánica - sedimentaria arenigiana que aflora en la misma región. El análisis de estas estructuras permite sostener la existencia de más de un episodio tecto - magmático durante el Ordovícico inferior en el Sistema de Famatina.

Palabras clave: Ordovícico, polideformación, Sistema de Famatina, orógeno Oclóyico

ABSTRACT

Diastrophic Ordovician episodes registered in the early Tremadocian volcanic-sedimentary successions along the northern Famatina System, NW Argentina

This study is focused on the analysis of the Las Angosturas section (27°42'10.2'' - 27°42'10.4'' S and 67°57'20.5'' - 67°56'54.8'' W), sierra de Narváez, northern Famatina System, where a volcanic - sedimentary sequence of early Tremadocian age crops out. Basic and felsic lavas, intercalated with massive and laminated sandstones and siltstones, locally hosting graptolitic levels. In the sedimentary rocks were recognized S₀ primary layering and other S₁ discontinuous cleavage, but the better developed structures are the superimposed folds P₁ and P₂. This complex structure, including polyphasic deformation of beds, contrasts with the simple structure of the Arenigian successions. The detailed study of these structures suggests the presence of more than one tecto - magmatic event during the Lower Ordovician in the Famatina System.

Keywords: Ordovician, polydeformation, Famatina System, Oclóyic Orogen

INTRODUCCIÓN

En el marco geológico regional de los orógenos paleozoicos de los Andes Centrales, que adquirieron su configuración durante los movimientos Oclóyicos (Turner y Méndez 1979) (Ordovícico superior - Silúrico medio), se detectaron efectos de diastrofismos anteriores, intraordovícicos (Furque y Cuerda 1979, Moya 1998, Astini y Dávila 2004, Kirschbaum *et al.* 2006). Los más notables se registran a lo largo del cinturón plegado Puna - Famatina, compuesto por sucesiones cámbricas y ordovícicas de más de 1500 km de longitud, situado entre los paralelos 22° y 34° S. Es-

te orógeno se desarrolla en dos segmentos escalonados (Mon 1992) (Fig. 1), la porción septentrional se extiende en el borde oriental de Puna - Famatina y la austral, a lo largo de la Precordillera de San Juan y Mendoza. La presente contribución se dirige especialmente al segmento de Puna - Famatina, con información específica del tramo norte del Sistema de Famatina, en las sierras de Narváez y de Las Planchadas (provincia de Catamarca) (Fig. 2a). El interés de este sector radica en el hallazgo y verificación de nuevas evidencias de movimientos intraordovícicos, que aún no habían sido reconocidas y que se ponen de manifiesto mediante una discordancia,

verificada entre las capas tremadocianas y las arenigianas.

En la zona de estudio, las sucesiones volcánicas - sedimentarias tremadocianas presentan caracteres estructurales, tanto a escala de afloramiento como microscópica, que difieren de los impresos en los depósitos de edad arenigiana que afloran en el mismo entorno regional y que fueron vinculados con los episodios diastróficos de la Orogenia Oclóyica (Cisterna y Mon 2004). Las unidades ordovícicas forman parte de un cinturón que se extiende a lo largo del borde oriental de Puna (Turner y Méndez 1979, Mon y Hongn 1988, 1991). En este cinturón, la participación de ma-

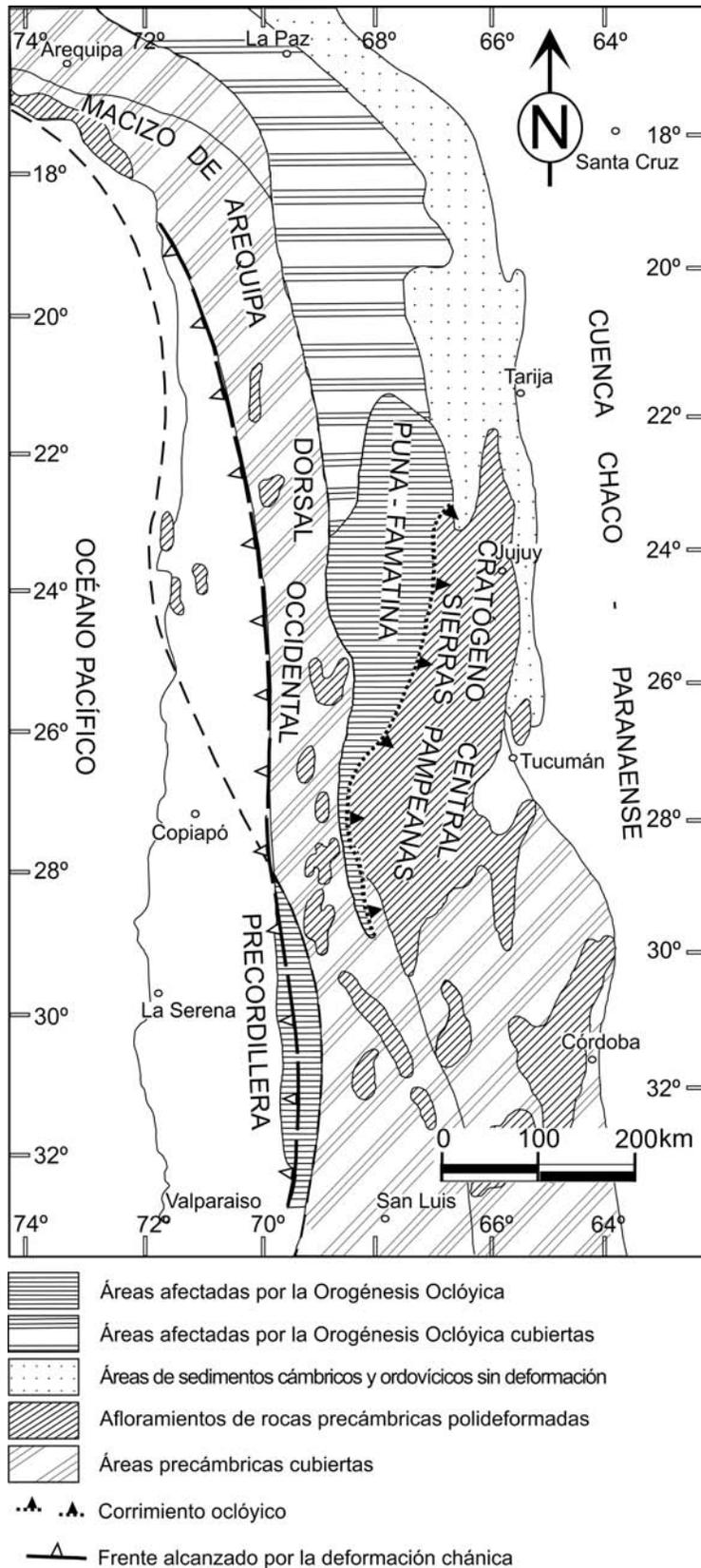


Figura 1: Mapa geológico esquemático del Cinturón Oclóyico y de su marco regional (modificado de Mon 1992).

teriales volcánicos es progresiva hacia el sur, como así también la intensidad de la deformación. Tradicionalmente se ha admitido la continuidad y homogeneidad de este cinturón ordovícico, que se extiende desde el Famatina hacia la Puna y que sólo está interrumpido por la cadena de volcanes cenozoicos de la Cordillera de San Buenaventura (Fig. 1).

GEOLOGÍA

En el norte del Sistema de Famatina la columna estratigráfica está constituida casi en su totalidad por unidades paleozoicas. Las más antiguas integran sucesiones volcánicas - sedimentarias de edad ordovícica. En el norte de la sierra de Narváez se ubican los depósitos ordovícicos tremadocianos de mayor extensión en la región, siendo los afloramientos más continuos aquellos que se extienden a lo largo del tramo denominado Las Angosturas, entre los 27°42'10.2'' - 27°42'10.4''S y 67°57'20.5'' - 67°56'54.8''O, continuado hacia el norte hasta los 27° 37'S aproximadamente (Fig. 2a). Vistos en planta, la sucesión tremadociana forma un bloque triangular limitado por dos grandes fallas que la separan tanto hacia el este como hacia el oeste, de unidades sedimentarias continentales del Carbonífero y Pérmico. Las rocas que integran este bloque fueron reconocidas por Turner (1967) como miembros de la Formación Suri (Harrington y Leanza 1957). Su edad se basa en la existencia de graptolitos en niveles de lutitas negras (Cisterna 1994), ubicadas en el tramo este del perfil de Las Angosturas (Figs. 2a y 3). En base al estudio de la graptofauna se asignan los niveles pelíticos al Tremadociano temprano (Ortega *et al.* 2005). En estas capas también se cita la presencia de *Rhabdinophora flabelliformis flabelliformis* (Eichwald) y *Anisograptus matanensis* (Ruedemann) y de algunas formas que tentativamente son referidas a *Rhabdinophora flabelliformis anglica* (Bulman) (Cisterna *et al.* 2006). Los depósitos en conjunto se hallan afectados por alteración hidrotermal moderada.

En el norte de la sierra de Narváez, la sucesión tremadociana está intruida por la

granodiorita de Las Angosturas y el contacto intrusivo está expuesto en los tramos orientales de los perfiles levantados (Figs. 2b y 4a). Este intrusivo proporcionó una edad U-Pb sobre circones de 485 ± 7 Ma (Rubiolo *et al.* 2002). En las sedimentitas fue identificado un metamorfismo de muy bajo grado (Cisterna 1994) y también se destaca una significativa participación volcánica, representada por niveles efusivos dacíticos y basálticos intercalados con las sedimentitas (Cisterna *et al.* 2006).

Hacia el oeste, en la sierra de Las Planchadas en el tramo del puesto Chaschuil, Mángano y Buatois (1994) (Fig. 2a) reconocieron una sucesión ordovícica que conserva una rica fauna de braquiópodos del Arenigiano (Benedetto 1998). En el mismo sentido se interpretan los hallazgos de trilobites (Vaccari y Waisfeld 1994) y conodontes (Albanesi y Vaccari 1994). La sucesión de edad arenigiana está constituida por miembros de naturaleza hialoclástica, brechas y flujos de detritos piroclásticos, tobas resedimentadas; intercalados con lavas ácidas y básicas (Cisterna *et al.* 2005, 2010). Se suman miembros epiclásticos de naturaleza volcánica, portadores de los registros fosilíferos.

En la columna ordovícica también se emplazan diques de granófiros rojizos (espesores de 1 a 8 m), que pueden observarse claramente en la zona de estudio.

La columna estratigráfica del área continúa con las sedimentitas continentales de las formaciones Agua Colorada (Turner 1960) y Patquía (Cuerda 1965), asignadas al Carbonífero y Pérmico, respectivamente. Ellas se apoyan en discordancia sobre las unidades ordovícicas o se relacionan mediante fallas submeridionales de carácter regional. La tectónica andina imprime sobre las unidades paleozoicas una estructura de láminas falladas y cabalgadas hacia el este. Un importante séquito de diques básicos (espesores entre 30 cm y 2,5 m) intruye las unidades paleozoicas (Cisterna 1994).

LITOLOGÍA

Los depósitos volcánicos - sedimentarios de la sección analizada (Fig. 3) están in-

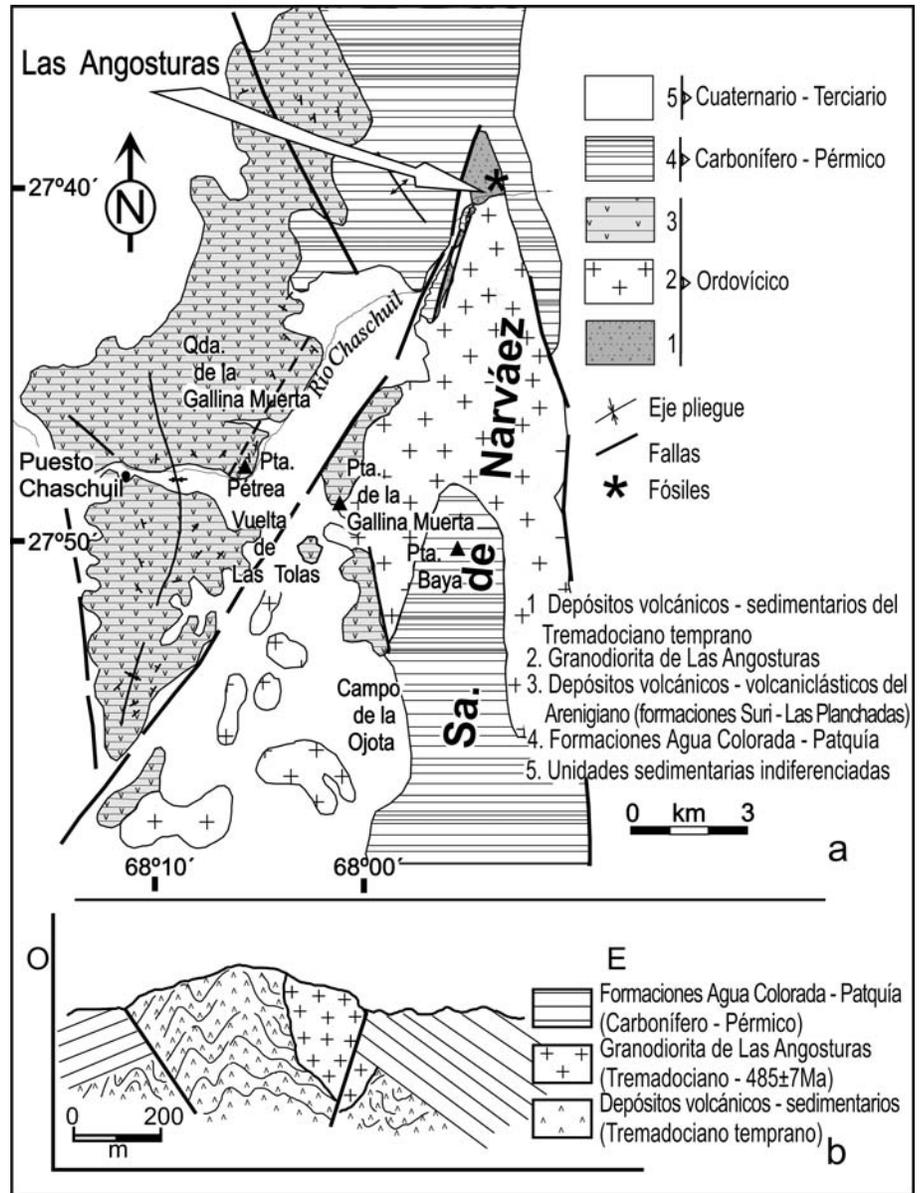


Figura 2: a) Mapa geológico del norte de la sierra de Narváez (modificado de Cisterna 1994); b) Perfil geológico del tramo de Las Angosturas, con orientación aproximada a lo largo del paralelo de 27° 42' S.

tegrados por dacitas, andesitas y basaltos, intercalados con facies epiclásticas finas, correspondientes a pelitas y psamitas (Fig. 4b).

Facies epiclásticas

Constituyen paquetes de 2 a 6 m de espesor donde se reconocen bancos decimétricos a centimétricos de pelitas y psamitas finas. Están afectadas por un metamorfismo de bajo grado representado por la asociación prenhita-pumpellitita (Turner 1967), que aún hoy es motivo de discusión debido a la magnitud de los

procesos de alteración hidrotermal que las afectan y que dan lugar a la formación de calcita, clorita, epidoto y sulfuros diseminados. En algunos de los niveles se ha podido reconocer la asociación cuarzo + clorita ± muscovita ± epidoto que permitiría definir un episodio metamórfico de bajo grado.

Los miembros pelíticos de la facies epiclásticas corresponden a lutitas y limolitas macizas y laminadas con tonos amarillos - verdosos a negruzcos. Las lutitas presentan niveles centimétricos con laminación paralela primaria, milimétrica,

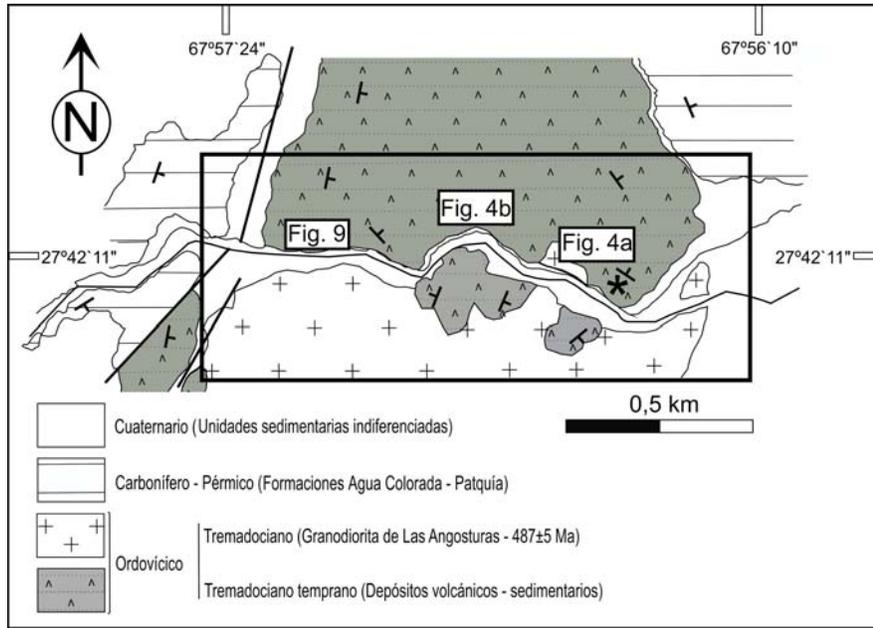


Figura 3: Mapa geológico del área de estudio, en el tramo de Las Angosturas (modificado de Cisterna 1994).

con alternancia de capas claras y oscuras de diferente granulometría (Fig. 5a). Microscópicamente estas rocas presentan abundantes granos de biotita detríticos (>0,02 mm), orientados con su eje mayor paralelo a la laminación primaria. Se destaca que estas rocas pueden presentar, al microscopio, sus rasgos primarios obliterados por el desarrollo de una foliación metamórfica débil (*cf.* Passchier y Trouw 1998), con la neoformación y transformación de mica blanca de grano fino y la clorita (<0,015 mm) (Fig. 5b).

Las limolitas son la variedad litológica más abundante en la columna tremadociana y se presentan en bancos de hasta 60 cm en contacto neto con el resto de los litotipos que integran la unidad. Se trata de rocas que varían desde macizas y cuarzosas hasta finamente laminadas. En los litotipos ricos en cuarzo, se observan al microscopio abundantes detritos de este mineral (30-35 %), subredondeados a subangulosos, junto con laminillas de mica que incluyen muscovita y clorita (<0,025 mm) (Fig. 5c). En estas rocas también se pueden reconocer cloritas de tamaños menores a 0,1 mm, redondeadas o como glomérulos, débilmente verdosas y de colores de interferencia azulados, anómalos, generalmente asociadas con cristales

subhedrales de epidoto. En estas pelitas son comunes los clastos de pirita subangulosos y con engolfamientos y la matriz es cuarzo - arcillosa. Las limolitas laminadas están constituidas por un elevado contenido de detritos criptocristalinos (60 %), junto a mica blanca, de grano fino, opacos y cuarzo. Generalmente esta laminación primaria corresponde a variaciones texturales y composicionales, donde las capas más claras muestran mayor contenido de cuarzo y las más oscuras presentan minerales arcillosos y opacos.

Localmente, en las zonas cercanas al contacto con los granitoides, las limolitas presentan finas motas (alrededor de 1 mm) subredondeadas y constituidas principalmente por muscovita (Fig. 5d). También se presentan, aunque con menor frecuencia, finos cristallitos de tremolita.

Las facies epiclásticas ordovícicas también incluyen psamitas finas, macizas, que forman bancos de hasta 50 cm y que presentan una fábrica relictica grano-soprotada. Se pueden clasificar como areniscas cuarzosas a grauvacas cuarzosas, donde los cristaloclastos de cuarzo (15 % aproximadamente) son subredondeados a subangulosos y monocristalinos, con extinción normal y de posible origen ígneo. En muchos casos estos granos se presentan

microfracturados. Acompañan al cuarzo finas láminas de muscovita y biotita detríticas, a veces orientadas paralelamente a la estratificación primaria y con extinción ondulosa producto de deformación intracristalina (*cf.* Passchier y Trouw 1998). La clorita resulta de la alteración de biotita; también se pueden reconocer pirita y apatita. Las psamitas presentan una matriz arcillosa y son abundantes los minerales opacos (Fig. 6).

Facies lávicas

Constituyen cuerpos tabulares con espesores de 5 a 8 m, concordantes con los niveles epiclásticos. Están compuestos por dacitas y andesitas grises-verdosas oscuras a moradas. Las dacitas presentan abundante pasta de grano fino y fenocristales de plagioclasa (5 a 15 % aproximadamente) de hasta 3 mm, acompañados por cuarzo (1 mm) y biotita alterada (Fig. 7a). La matriz está constituida por cuarzo y feldespatos caolinizados y es también común la presencia de biotita anhedral, cloritizada parcial o totalmente, carbonatos y opacos. La sericita puede ser abundante, al igual que el epidoto. Los fenocristales subhedrales de plagioclasa suelen estar reemplazados por sericita, carbonatos y clorita. El cuarzo es anhedral, con profundos engolfamientos y puede presentarse rodeado por concentraciones de clorita de la pasta (Fig. 7c). Los fenocristales de cuarzo y de feldespato se presentan microfracturados (Fig. 8). El mineral máfico dominante es biotita parda, que generalmente presenta sus bordes corroídos. Como minerales accesorios se observan pequeños cristales de opacos y raramente apatita y circón. También se encuentran vesículas irregulares, de hasta 3 mm, con desarrollo de minerales secundarios como cuarzo, clorita y calcita, que incluso pueden mostrar zonación.

Las andesitas están constituidas por un mosaico de cristales idiomorfos de plagioclasa de tamaños seriados junto a fenocristales del mismo feldespato, subhedrales, de aproximadamente 1 mm. La plagioclasa está parcialmente reemplazada por sericita, caolinita y/clorita, junto a gránulos de carbonato. En los intersticios

del mosaico se presentan minerales opacos y agregados de minerales secundarios como clorita, epidoto y carbonatos.

Los basaltos conforman cuerpos de 1,5 a 3 m de espesor, de tonalidades verdosas oscuras a negruzcas, que macroscópicamente se pueden definir como rocas afaníticas. En el microscopio se observan cristales subhedrales, tabulares de plagioclasa intercrecidos con augita, con textura subofítica (Fig. 7e). Es frecuente el desarrollo de agregados de minerales secundarios con predominio de clorita, calcita y/o epidoto y los opacos, en ocasiones se presentan con hábito esquelético. La apatita se halla con hábito acicular y son escasas la titanita y el circón.

Tanto las volcanitas como las facies sedimentarias presentan venillas de epidoto, calcita y cuarzo, en muchos casos plegadas (Fig. 7e).

ASPECTOS ESTRUCTURALES

Los litotipos volcánicos y sedimentarios descritos son los testigos de diferentes episodios diastróficos impresos en ellos. Si bien las facies epiclásticas preservan un bandeo sedimentario original S_0 , esta estructura presenta variaciones en su disposición en los diferentes afloramientos debido al plegamiento que los afecta. Sin embargo, sobre algunos tramos localizados del perfil, tal es el caso de los afloramientos ubicados en la margen sur del río Chaschuil, la estratificación está representada por la alternancia de bancos decimétricos de psamitas finas y moradas con pelitas amarillentas y se orienta según $290^\circ-265^\circ/50^\circ$. En los afloramientos ubicados hacia el oeste, el S_0 se orienta con valores promedio de $90^\circ-110^\circ/55^\circ$. También es posible reconocer en los niveles más finos y localmente, una foliación S_1 , que generalmente coincide con S_0 . Microscópicamente, es en los niveles pelíticos donde se reconoce un clivaje anastomosado (S_1) (Fig. 5a), que en muchos casos se presenta microplegado (Fig. 5b). Localmente, existen afloramientos correspondientes a las facies epiclásticas finas, donde se reconoce un clivaje con desarrollo irregular que

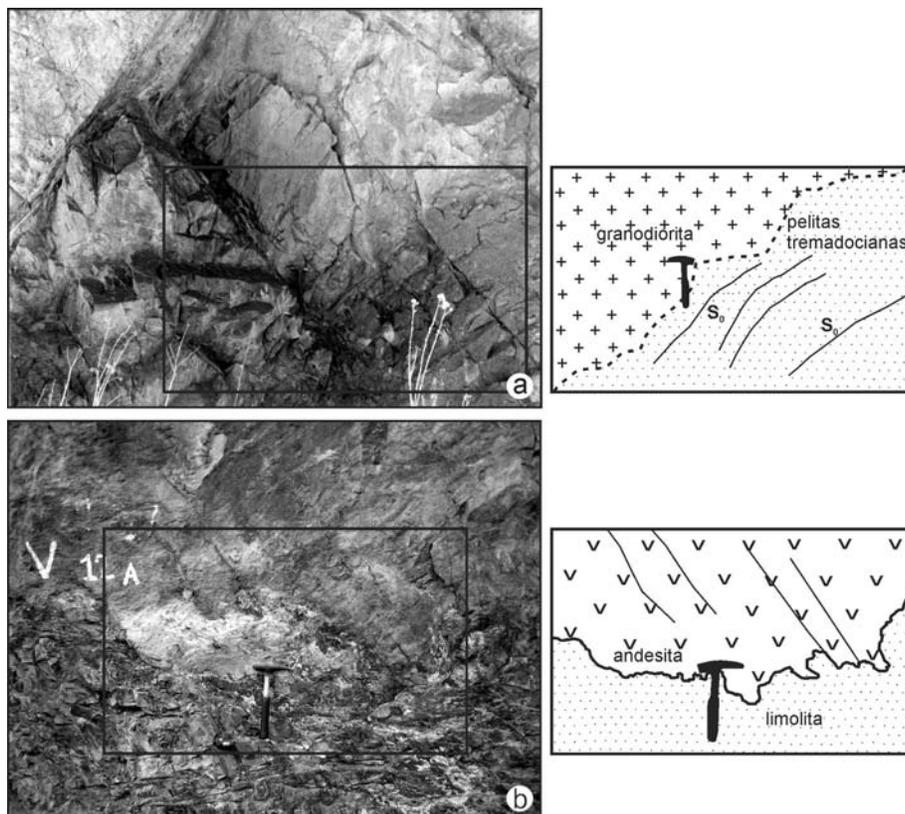


Figura 4: a) Afloramiento ($27^\circ42'10.4''$ S - $67^\circ57'05.3''$ O) donde se encuentra el contacto entre la granodiorita de Las Angosturas y facies epiclásticas pelíticas con estratificación primaria (S_0). A la derecha se esquematiza el contacto. b) Bancos de limolita en contacto con niveles efusivos andesíticos. El conjunto está plegado y con desarrollo de clivaje de plano axial (ubicación del afloramiento $27^\circ42'10.4''$ S - $67^\circ56'54.8''$ O). Esquema de la relación a la derecha.

presenta bajo ángulo en relación al S_0 y cuya dirección dominante es $80^\circ/45^\circ-56^\circ$. En base al análisis de las estructuras impresas en la sucesión tremadociana, se determinaron dos episodios de plegamiento superpuestos (Figs. 10a, b). Los afloramientos que mejor los muestran son los ubicados en el extremo oeste del tramo de Las Angosturas (Figs. 3 y 9), donde afectan tanto a las facies sedimentarias como a las volcánicas y se pueden observar a escala de afloramiento y al microscopio (Figs. 9a, b). Un primer plegamiento P_1 está representado por pliegues relativamente cerrados (ángulos interlimbo $\approx 40^\circ$), asimétricos, vergentes hacia el noroeste. El plano axial está orientado $\approx 115^\circ/60^\circ$ y su longitud de onda varía entre 40 y 50 cm, según se ha observado en los afloramientos de volcanitas (Figs. 9b y 10a). Sin embargo, los niveles epiclásticos de granulometría fina y menos competentes presentan pliegues de longitud de onda

menor, entre 5 y 10 cm, también asimétricos, que se observan en los flancos del plegamiento mayor P_1 . Asociado con este plegamiento se desarrolla un clivaje de plano axial S_2 con desarrollo irregular. Sobre los mismos afloramientos también se identificó un segundo plegamiento P_2 , de mayor longitud de onda y vergente hacia el suroeste, que repliega las estructuras anteriores (P_1) (Figs. 9a y 10b). Al plegamiento P_2 corresponden pliegues abiertos (ángulo interlimbo $\approx 80^\circ$), simétricos y con planos axiales inclinados hacia el noroeste $\approx 80^\circ/70^\circ$ y longitudes de onda de 6 a 8 m aproximadamente. El clivaje de plano axial que acompaña este plegamiento es discontinuo y se desarrolla especialmente en los niveles pelíticos. Estos episodios de plegamiento también pueden reconocerse en escala microscópica, tanto sobre las facies epiclásticas como sobre las volcanitas. En los niveles pelíticos la foliación primaria está micro-

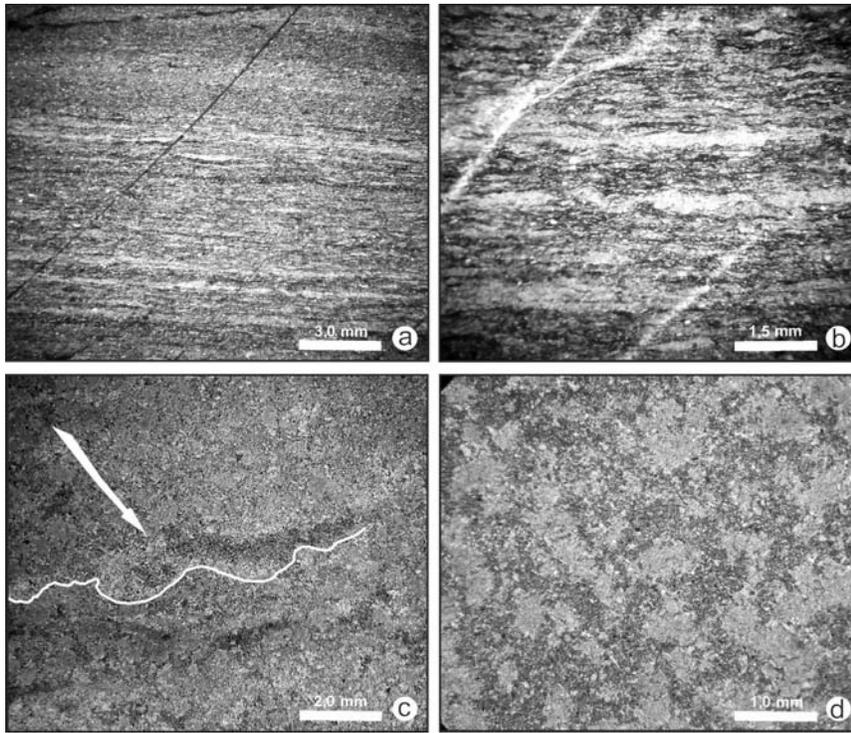


Figura 5: Fotomicrografías. a) y b) Clivaje anastomosado en lutitas, donde la foliación S1 se orienta según $115^{\circ} 50'$ (polarizador X). c) Limolita con lentes cuarzosos plegados (polarizador X). d) Motas de mica blanca en limolita (polarizador X).

plegada (Fig. 5b). El plegamiento se hace más evidente en las capas de distinta composición. En las psamitas, se observan bancos ricos en cuarzo que desarrollan pliegues replegados (Fig. 6a, b).

Las volcanitas muestran también evidencias de deformación a escala microscópica. Tienen una foliación definida por la orientación subparalela de mafitos, de fenocristales de plagioclasa y cristales de cuarzo con estiramiento paralelo a esta dirección. En las dacitas, es común la extinción en bloque del cuarzo y se destaca un microfracturamiento de los granos. También se reconocen micropliegues, evidentes en las venillas de cuarzo y de calcita (Figs. 7c, e). Los micropliegues acompañados de clivaje de plano axial tienen longitudes de onda de fracciones de milímetros.

Tanto en las dacitas como en las andesitas y los basaltos, los micropliegues afectan la pasta y los fenocristales, ya que las plagioclasas se hallan involucradas en estas estructuras (Fig. 7c). También se presentan fenocristales de cuarzo que sólo muestran fracturas o microfallas, que se

repite con el mismo patrón en diferentes individuos (Fig. 8).

La zona estudiada se caracteriza por una intensa deformación múltiple en los depósitos tremadocianos tempranos, mientras que en la sucesión arenigiana el plegamiento presenta estructuras de cúspides y lóbulos en las capas competentes intercaladas en niveles pelíticos, que se reconoce en escala de afloramiento y al microscopio (Cisterna y Mon 2004). Este plegamiento tiene rumbo al norte con buzamiento hacia el norte (15° aproximadamente) (Figs. 11 y 12a, b).

Regionalmente, las unidades ordovícicas que afloran en el norte del Sistema de Famatina, están afectadas por un intenso plegamiento levemente vergente hacia el oeste y acompañado por fallas regionales de dirección general hacia el N (Fig. 2a). La envolvente de este plegamiento inclina hacia el oeste, con un ángulo no mayor a 10° . Los pliegues mayores del área son el anticlinal Vuelta de Las Tolas (Fig. 2a), ubicado en el extremo sureste, que representa una estructura abierta y cuyo eje buza unos 30° hacia el noroeste, y el

sinclinal situado hacia el oeste, cuyo eje se orienta con dirección nornoroeste desde la quebrada de la Gallina Muerta hasta la Vuelta de Las Tolas (Cisterna y Mon 2004). La tectónica andina imprime en la zona una estructura de láminas falladas y cabalgamientos hacia el este.

DISCUSIÓN

El análisis de campo realizado sobre los depósitos de edad tremadociana temprana que afloran en el tramo de Las Angosturas, al norte de la sierra de Narvárez, ha permitido definir una deformación polifásica, que se repite en escala microscópica. En general, los términos epiclásticos de la sucesión preservan sus atributos sedimentarios, aunque se reconocen en estas rocas evidencias petrográficas de episodios de metamorfismo, como procesos de reorientación de granos detríticos, deformación intracristalina y recristalización mineral. Sin embargo, el reconocimiento de un metamorfismo regional de bajo grado impreso en estas rocas, tal como fue indicado por diferentes autores (Turner 1967, Cisterna 1994), es aún motivo de controversias, debido a la alteración hidrotermal que afecta la unidad. Localmente, esta sucesión también atestigua un episodio de metamorfismo de contacto, que se manifiesta con el desarrollo de motas de mica blanca en los términos pelíticos (Fig. 5d) al igual que la formación de tremolita en psamitas finas. Este evento térmico está vinculado con la intrusión de la granodiorita de Las Angosturas (Cisterna 1994) de 485 ± 7 Ma (Rubiolo *et al.* 2002).

El reconocimiento en las facies epiclásticas de una laminación primaria (S_0), constituye un punto de referencia para la definición de los rasgos estructurales impresos en esta sucesión. Las observaciones petrográficas, mineralógicas y microtexturales permiten reconocer en los términos epiclásticos más finos, principalmente en las lutitas negras, el desarrollo de un clivaje (S_1) casi paralelo al bandeado primario (S_0) y posiblemente vinculado con un episodio de deformación propio de procesos de soterramiento.

Sin embargo, las estructuras con mayor desarrollo en la sucesión tremadociana se deben a plegamientos que documentan la existencia de al menos dos fases tectónicas superpuestas. Una fase D_1 , responsable de un plegamiento P_1 al que se asocia el clivaje S_2 y que en el norte del Sistema de Famatina sólo se reconoce en las rocas de la sucesión tremadociana temprana (Figs. 9b, d y 10a). En la zona analizada se presentan los mejores afloramientos, donde las orientaciones de las superficies axiales y del clivaje indican un eje de acortamiento aproximadamente NE para esta primera fase deformacional. El clivaje de plano axial vinculado a esta fase D_1 es discontinuo y no registra recristalización mineral evidente.

Una segunda fase D_2 , corresponde al plegamiento P_2 (Fig. 10b), que se reconoce en los niveles competentes de la sucesión (Figs. 9a, c). El acortamiento máximo medido en esta fase D_2 y en los niveles competentes de volcanitas es también NE. Cabe señalar, que tanto los pliegues originados por la fase D_1 como la fase D_2 se pueden describir como estructuras de cúspides y lóbulos. Estas estructuras son típicos indicadores de deformación de capas competentes incluidas en materiales incompetentes. Los antifformes en los niveles de volcanitas tienen su arco externo redondeado (lóbulos), mientras que el interno es una charnela extremadamente aguda (cúspides), que indica una marcada diferencia entre la forma de la interfase externa e interna de los antifformes (Figs. 9a, b). Los pliegues en los litotipos volcánicos tienen isógonas convergentes y corresponden a la Clase 1 A (Ramsay y Huber 1987), mientras que los pliegues desarrollados en las facies epiclásticas corresponden a la Clase 3.

En relación con el ángulo de intersección elevado entre el plegamiento P_2 y P_1 , de menor longitud de onda, en el tramo de Las Angosturas es posible inferir un patrón de plegamiento superpuesto en domo y cuenco (Ramsay y Huber 1987), donde los pliegues más tempranos se caracterizan por el desarrollo de charnelas y flancos replegados. En este tipo de estructuras de interferencia, las charnelas

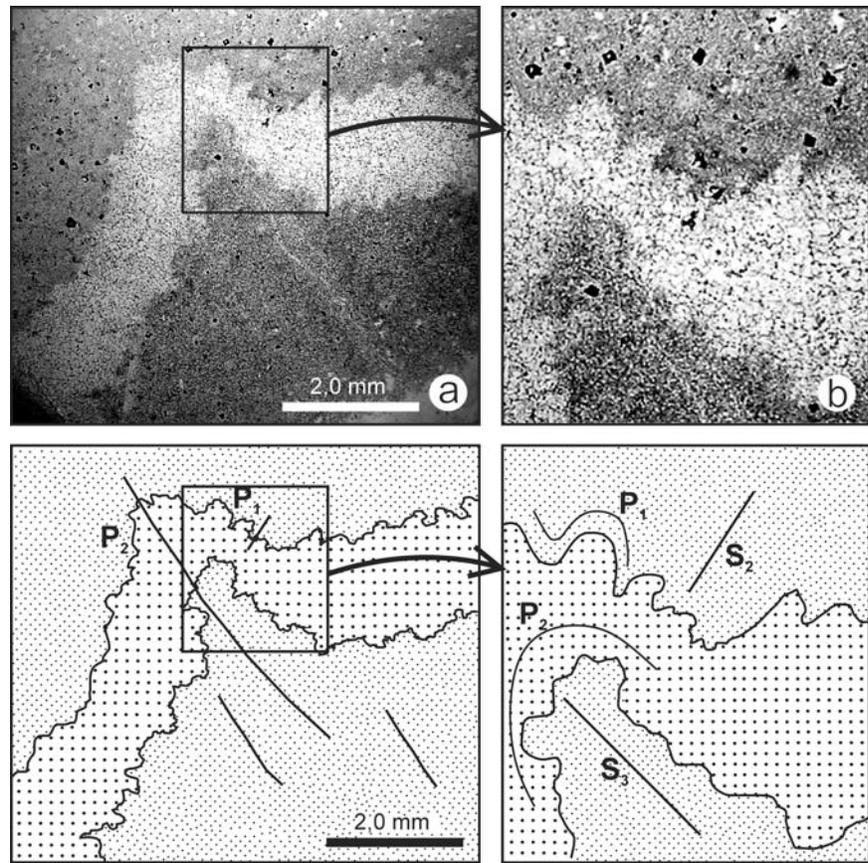


Figura 6: Fotomicrografías. a) Psamita fina con una capa rica en cuarzo, plegada y el desarrollo de un incipiente clivaje de plano axial (polarizador X). b) Detalle del plegamiento en la misma roca (polarizador X). Las fotomicrografías a y b están acompañadas de esquemas que detallan la estructura.

del segundo plegamiento también se encuentran plegadas debido a la disposición original de los flancos del plegamiento anterior (Figs. 9c y d).

En relación a una etapa de microfracturamiento frágil corresponden más de una dirección de diaclasas, que afectan tanto la matriz de las rocas como a los cristales de cuarzo y feldespatos (Fig. 8).

Regionalmente, las estructuras adjudicadas a D_2 son similares a las observadas por Cisterna y Mon (2004). Según su orientación, el plegamiento P_2 es comparable con el plegamiento desarrollado en la sucesión de edad arenigiana que aflora en la sierra de Las Planchadas, hacia el suroeste de la zona analizada (Figs. 2a y 11). En estos depósitos, en el afloramiento ubicado en Punta Pétreá, el acortamiento medido a partir de la restauración palimpástica de una capa de pelitas masivas plegada es del 60 % (Cisterna y Mon 2004).

El estudio realizado sobre los depósitos

del Tremadociano temprano de Las Angosturas, tiene significativa importancia para conocer la evolución del cinturón paleozoico de la Puna y su prolongación austral en el Sistema de Famatina. Aunque el contacto entre las sucesiones más antiguas y las de edad arenigiana no ha sido observado aún, el contraste entre la deformación múltiple de las rocas del Tremadociano temprano y la estructura simple de los depósitos arenigianos apuntan a postular una relación discordante. Sobre este punto, es posible citar asociaciones similares como las del Complejo Plutónico de Cobres, donde las unidades encajantes de edad tremadociana - arenigiana temprana se presentan asociadas a eventos tectometamórficos intraordovícicos (Kirschbaum *et al.* 2006) y donde se indica, en base al análisis estructural, la alternancia de episodios de extensión y de contracción durante el Ordovícico inferior (Tremadociano - Arenigiano) (Kirschbaum *et al.* 2006).

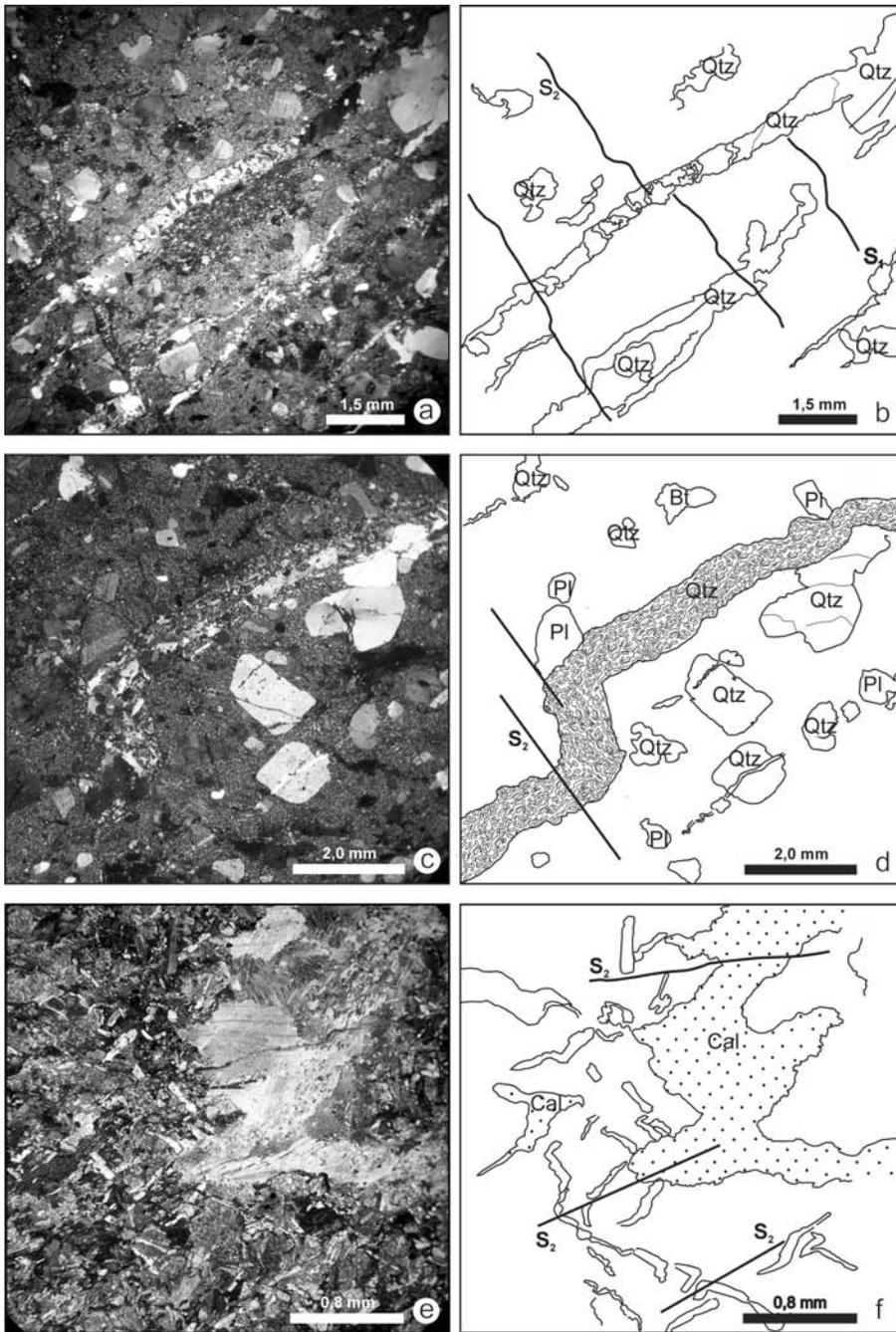


Figura 7: Fotomicrografías: a) Dacita foliada donde se muestra el microplegamiento de las venillas rellenas por minerales del grupo de la epidota y por cuarzo (polarizador X). b) Esquema de la estructura observada en a. c) Dacita donde se observan los fenocristales de cuarzo y de feldespatos microfracturados y una venilla de cuarzo recristalizado, plegada (polarizador X). d) Esquema de la estructura observada en c. e) Basalto donde se observa un mosaico constituido por tablillas de plagioclasa y piroxenos y microplegamiento de una vena de calcita (polarizador X). f) Esquema de la estructura observada en e.

Un corte representativo de la estructura del Orogéno Oclóyico a los 23° S muestra a las sucesiones cámbricas y ordovícicas sin deformación penetrativa apoyadas en discordancia sobre el basamento pampeano. Sin embargo hacia el oeste, en el

ámbito de la Puna, pasan gradualmente a un cinturón plegado con ligera vergencia hacia el oeste y con desarrollo del clivaje de plano axial. Sobre estas capas ordovícicas intensamente plegadas se apoyan discordantemente areniscas silúrico -

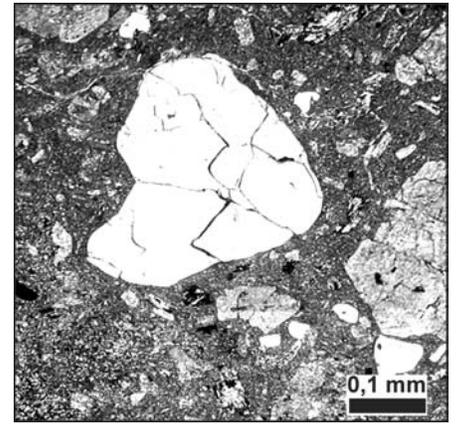


Figura 8: Fenocristal microfracturado de cuarzo en dacita (polarizador X).

vónicas sin deformación. El Sistema de Famatina es la continuación austral de este cinturón plegado. Al sur de los 24° S, el basamento pampeano cabalga al cinturón Oclóyico (Mon y Hongn 1991) y el plegamiento adquiere marcada vergencia hacia el oeste (Fig. 1).

En el cinturón Puna - Famatina se produce un pronunciado incremento de la deformación de norte a sur, tanto para la deformación oclóyica como para las fases preoclóyicas. Los vestigios más septentrionales se encuentran en los 19° S y hacia el norte, las capas silúricas se asientan concordantemente sobre las ordovícicas (Audebaud et al. 1976).

Al norte de los 22° S, en Bolivia, la deformación oclóyica está marcada solamente por una discordancia de bajo ángulo entre la Formación Cancañiri (Ordovícico tardío o Silúrico temprano) que se apoya sobre distintos niveles del Ordovícico (Suarez Soruco 1992). En este segmento no hay menciones de deformaciones preoclóyicas. Más al sur, al intensificarse el plegamiento de las sucesiones ordovícicas a causa de los movimientos oclóyicos, una marcada discordancia angular separa a los depósitos ordovícicos de los silúrico - devónicos.

Hacia el sur de los 22° S se verifican las manifestaciones más septentrionales de los movimientos preoclóyicos, atribuidos a la fase Guandacol (Salfity et al. 1984). Éstos afectaron principalmente el área que coincide con la actual Cordillera Oriental.

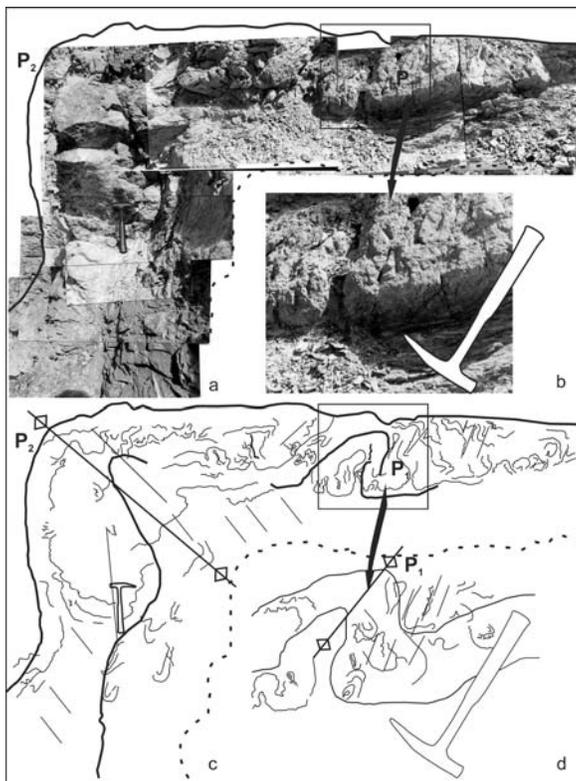


Figura 9: Detalle del afloramiento ($27^{\circ}42'10.2''$ S - $67^{\circ}57'20.5''$ O). a) y b) Limolitas y volcanitas deformadas según dos episodios de plegamiento superpuestos, P_1 y P_2 . c) y d) Detalle de los niveles epiclásticos plegados y el clivaje de plano axial correspondiente a P_1 .

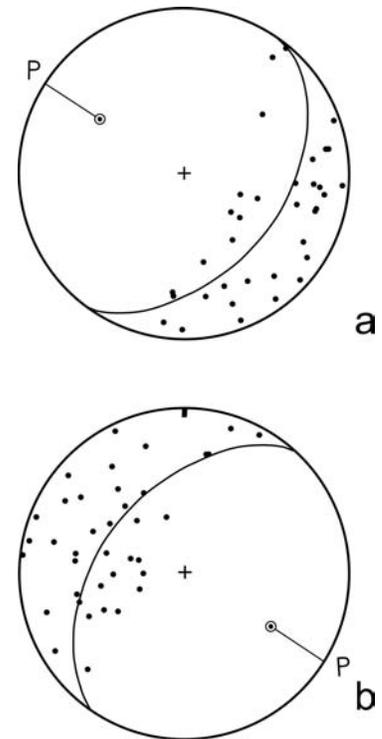


Figura 10: Datos de orientación de las estructuras medidas en el campo, graficadas en una red estereográfica equiareal. a) Plegamiento P_1 de la sucesión tremadociana temprana. b) Plegamiento P_2 medido en la misma sucesión.

Los movimientos de la fase Guandacol produjeron la emersión de la faja perteneciente a la actual Cordillera Oriental acompañada de un pronunciado adelgazamiento de las sucesiones ordovícicas superiores. Estas últimas tienen espesores reducidos y muestran rasgos de deposición en un ambiente de margen continental. Otra evidencia de los movimientos de la fase Guandacol proviene de las manifestaciones magmáticas, principalmente volcánicas en el borde occidental de la Cordillera Oriental, cuya composición varía desde riolitas a términos mesosilíceos y básicos (Salfity *et al.* 1984).

Los indicadores de movimientos ordovícicos más antiguos están dados por la llamada fase Tumbaya, marcada por una discordancia generada durante el Tremadociano tardío y asociada al basculamiento hacia el oeste de la Plataforma Chaqueña (Moya 1997, Lork y Bahlburg 1993). Sobre el borde oriental de la Puna, en la sierra de Cobres se detectaron fenómenos de deformación, magmatismo y metamorfismo en depósitos tremadocianos - arenigianos (Kirschbaum *et al.* 2006) y el límite cronológico superior para estos

procesos está dado por la edad de cristalización (476 Ma) de una granodiorita concordante y sinorogénica (Lork y Bahlburg 1993). Este episodio diastrófico ocurrido entre el Tremadociano y el Arenigiano sería correlacionable con la fase Tumbaya (Kirschbaum *et al.* 2006). Los procesos diastróficos que se manifiestan en la sierra de Cobres son probablemente sincrónicos con los detectados en la Cordillera Oriental (Salfity *et al.* 1984), pero habrían ocurrido a niveles más profundos y acompañados de deformación dúctil (Kirschbaum *et al.* 2006).

La discordancia que separa al Grupo Famatina (Ordovícico temprano) y Cerro Morado (Ordovícico medio), en el sector central del Sistema de Famatina (Astini y Dávila 2004) es otra evidencia de los movimientos intra - ordovícicos. La culminación del plutonismo se fija en los 480 Ma en base a edades obtenidas por Astini *et al.* (2003).

En la zona estudiada, en el extremo norte del Sistema de Famatina, los depósitos tremadocianos tempranos muestran deformación múltiple, mientras que en la sucesión arenigiana el plegamiento pre-

senta estructuras de cúspides y lóbulos en las capas competentes intercaladas en niveles pelíticos (Cisterna y Mon 2004). Se advierte también una marcada diferencia entre las características de la deformación polifásica de las capas tremadocianas respecto de las arenigianas, con una estructura más simple. Aunque el contacto entre ambas unidades no está expuesto, presumiblemente ambos complejos están separados por una discordancia. Esta sería correlacionable con la que se observa más al norte, en la sierra de Cobres (Kirschbaum *et al.* 2006) y también más al sur en el tramo central del Sistema Famatina (Astini y Dávila 2004).

La deformación anterior a los movimientos oclóyicos (fase Tumbaya) se manifiesta en tramos aislados separados entre sí por entidades más jóvenes, se percibe un aumento continuo de su intensidad de norte a sur. Un rasgo común es la discordancia que separa las capas tremadocianas de las arenigianas y la intrusión de cuerpos plutónicos de edades entre 470 - 485 Ma, que

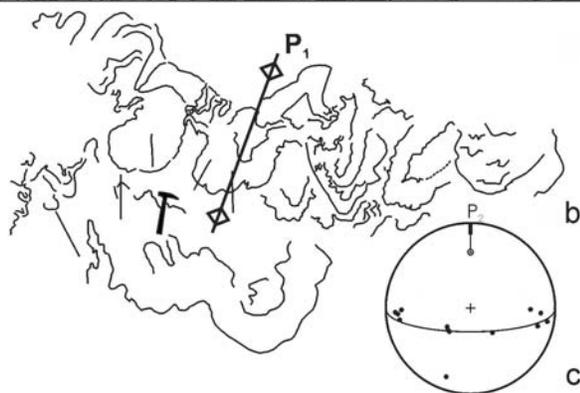


Figura 11: a) Afloramiento de volcanitas plegadas correspondientes a la sucesión arenigiana en Punta Pétrea ($27^{\circ}47'40'' - 68^{\circ}02'47''$ S). b) Esquema donde se detallan las estructuras que caracterizan este afloramiento. c) Datos estructurales que permiten definir al plegamiento P_2 en este afloramiento.

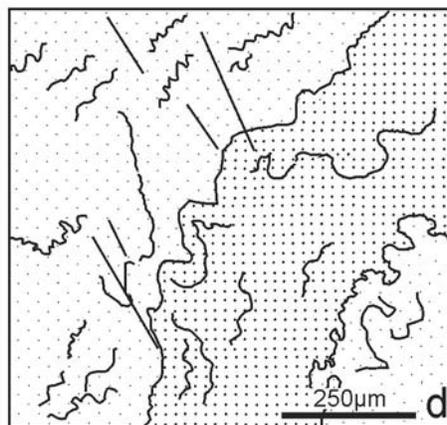
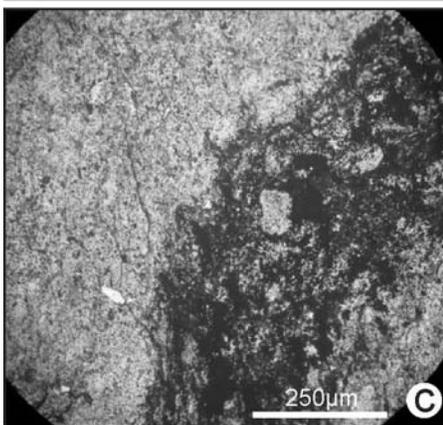
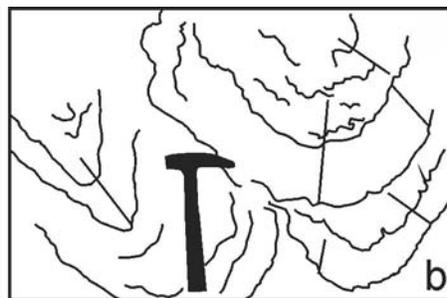


Figura 12: a) y b) Detalle del plegamiento que deforma las capas arenigianas, donde se observa la estructura de cúspides y lóbulos y esquema de estas estructuras. c) y d) Fotomicrografía y esquema de una fina capa rica en minerales opacos que representa un horizonte guía para la observación del plegamiento con la geometría de cúspides y lóbulos (polarizador //).

marcan la culminación de los movimientos tremadocianos.

En el extremo norte del orógeno Puna - Famatina, las deformaciones sólo consisten en basculamientos, en cambio hacia el sur llegan a producirse estructuras intensamente plegadas acompañadas de deformaciones penetrativas.

La correlación de las fases de deformación intraordovícicas del cinturón Puna - Famatina con las de la Precordillera son problemáticas. Aparentemente en esta última unidad las deformaciones fueron más superficiales. Se han verificado discordancias entre el Arenigiano y el Caradociano atribuidas a la llamada fase Guandacol y además de la discordancia entre el Ordovícico y el Silúrico, equivalente a la fase Oclóyica (Furque y Cuerda 1979). Si se admitiese la aloctonía de la Precordillera tal como fue mencionada por distintos autores (Astini y Dávila 2004, entre otros), esta correlación se hace más problemática aún.

CONCLUSIONES

En las raíces del cinturón oclóyico de los Andes Centrales entre los 22° y 34° S, existe una franja con manifestaciones de deformaciones intraordovícicas ocurridas entre el Tremadociano y el Arenigiano. Estas pueden atribuirse en sentido amplio a la llamada fase Tumbaya y tienen sin duda una extensión regional significativa, marcada por la discordancia que separa a las sucesiones tremadocianas altamente deformadas, de las arenigianas con deformación menor. En el sector considerado, en el norte de las sierras de Narváez y Las Planchadas, dentro del Sistema de Famatina, la deformación relacionada a la fase Tumbaya ha inducido en las sucesiones tremadocianas deformación penetrativa polifásica que contrasta con la deformación más simple que exhiben las capas arenigianas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo está subsidiado por los proyectos ANPCYT PICT 7-8724, CONICET PIP N° 5112, CIUNT 26/G332 y la Universidad Nacional de Tucumán.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Albanesi, G. y Vaccari, N. E. 1994. Conodontos del Arenigiano en la Formación Suri. Sistema de Famatina, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología* 26: 125-146.
- Astini, R. A., Dávila, F.M., Rapela, C. W., Pankhurst, R. J. y Fanning, C. M. 2003. Ordovician back-arc clastic wedge in the Famatina Ranges: New ages and implications for reconstruction of the Proto- Andean Gondwana Margin. En Albanesi, G. L., Beresi, M. S. y Peralta, S. H. (eds.) *Ordovician From the Argentina, Serie de Correlación Geológica* 17: 375-380, Tucumán.
- Astini, R.A. y Dávila, F.M. 2004. Ordovician back arc foreland and Ocolytic thrust belt development on the western Gondwana margin as a response to Precordillera terrane accretion. *Tectonics* 23: TC4008, doi:10.1029/2003TC001620.
- Audebaud, E., Laubacher, G. y Marroco, R. 1976. Coupe géologique des Andes du Sud Pérou de l'Océan Pacifique au Bouclier Brésilien. *Geologische Rundschau* 85: 223-264.
- Benedetto, J.L. 1998. Early Paleozoic brachiopods and associated shelly faunas from western Gondwana: its bearing on the geodynamic history of the pre- Andean margin. En Pankhurst, R. y Rapela, C.W. (eds.) *The proto-Andean margin of Gondwana, Geological Society Special Publications*, 142: 57-83.
- Cisterna, C. 1994. Contribución a la Petrología de los Granitoides del Extremo Norte de la Sierra de Narváez, Sistema de Famatina, Catamarca. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta (inérita), 275 p., Salta.
- Cisterna, C. E. y Mon, R. 2004. Contrastes en el comportamiento reológico de las capas ordovícicas del extremo norte del Sistema de Famatina. 12 Reunión sobre Microtectónica y Geología Estructural, Actas 1: 5, Cafayate.
- Cisterna, C., Coira, B. y Koukharsky, M. 2005. Registros del volcanismo bimodal de la zona de Chaschuil. Una clave para la reconstrucción del arco magmático ordovícico en el Sistema de Famatina, Argentina. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 317-324, La Plata.
- Cisterna, C. E., Coira, B. y Brussa, E. 2006. Registros volcánicos - sedimentarios tremadocianos tempranos en el norte del Sistema de Famatina. Nuevos datos sobre la actividad efusiva en el arco magmático ordovícico del noroeste de Argentina. 11° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 431-434, Antofagasta.
- Cisterna, C., Coira, B. y Koukharsky, M. 2010. Sucesiones volcánicas-sedimentarias tremadocianas y arenigianas en la sierra de Las Planchadas-Narváez: registros evolutivos del arco magmático famatiniano. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66: 180-193.
- Cuerda, A. 1965. Estratigrafía de los depósitos neopaleozoicos de la Sierra de Maz (Pcia. San Juan). 2° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 3: 79-84, Tucumán.
- Furque, G. y Cuerda, A. 1979. Ordovícico Argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y Complementaria)* 7:1-56.
- Harrington, H. J. y Leanza, A. F. 1957. Ordovician trilobites of Argentina. Department of Geology, University of Kansas, Special Publication: 1-276, Lawrence.
- Kirschbaum, A., Hong, F. y Menegatti, N. 2006. The Cobres Plutonic Complex, eastern Puna (NW Argentina): Petrological and structural constrains for Lower Paleozoic magmatism. *Journal of South American Earth Sciences* 21: 252-266.
- Lork, A. y Bahlburg, H. 1993. Precise U-Pb ages of monazites from the Faja Eruptiva de la Puna Oriental and the Cordillera Oriental, NW Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 1-6, Mendoza.
- Mángano, M. G. y Buatois, L. A. 1994. Estratigrafía y ambiente de sedimentación de la Formación Suri en los alrededores del río Chaschuil, Ordovícico del Sistema del Famatina, noroeste argentino. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 1: 143-169.
- Mon, R. 1992. La estructura de los Andes Oclóyicos, una cadena paleozoica inferior. 8° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 4: 137-141, Salamanca.
- Mon, R. y Hongn, F.D. 1988. El corrimiento del borde occidental del Cratógeno Central en la Puna. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43: 338 - 342.
- Mon, R. y Hongn, F.D. 1991. The structure of the precambrian and lower paleozoic basement of the Central Andes between 22° and 32° S. Lat. *Geologische Rundschau* 80: 745-758.
- Moya, M.C. 1997. La fase Tumbaya (Ordovícico Inferior) en los Andes del norte Argentino. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 185-189, Antofagasta.
- Moya, M.C. 1998. El Paleozoico inferior en la sierra de Mojotoro, Salta - Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53: 219-238.
- Ortega, G., Albanesi, G., Collo, G. y Astini, R. 2005. La Formación Volcancito en Las Angosturas (Ordovícico inferior), Sistema de Famatina, Argentina. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 335-342, La Plata.
- Passchier, C. y Trouw, R. A. J. 1998. *Microtectonics*. Springer, 296 p., New York.
- Ramsay, J. G. y Huber, M. I. 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology. Volumen 2: Folds and Fractures*. Elsevier, 391p., London.
- Rubiolo, D., Cisterna, C., Villeneuve, M. y Hickson, C. 2002. Edad U/Pb del Granito de Las Angosturas en la sierra de Narváez (Sistema de Famatina, Provincia de Catamarca). 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 359-362, Calafate.
- Salftly, J. A., Malanca, S., Brandán, M. E., Monaldi, C. R. y Moya, C. 1984. La Fase Guandacol (Ordovícico) en el norte de la Argentina. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 555 - 567, Bariloche.
- Suarez Soruco, R. 1992. El Paleozoico inferior de Bolivia y Perú. En Gutiérrez-Marco, J. C., Saavedra, J., Rábano, I. (eds.) *Paleozoico inferior de Ibero-América*, Universidad de Extremadura: 225-239, Madrid.
- Turner, J. 1960. Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Famatina y adyacencias, La Rioja. *Boletín Academia Nacional de Ciencias* 42: 77-126, Córdoba.
- Turner, J. M. 1967. Descripción geológica de la Hoja 13b, Chaschuil, Provincias de Catamarca y La Rioja. Instituto Nacional de Geología y Minería, Boletín 106, 78p., Buenos Aires.
- Turner, J. M. y Méndez, V. 1979. Puna. En Turner, J. C. M. (ed.) *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias 1: 13-56, Córdoba.
- Vaccari, N. E. y Waisfeld, B. G. 1994. Nuevos trilobites de la Formación Suri (Ordovícico Temprano) en la región de Chaschuil, provincia de Catamarca. Implicancias bioestratigráficas. *Ameghiniana* 31: 73-86.

Recibido: 30 de diciembre, 2013
 Aceptado: 2 de febrero, 2014