

TRABAJOS

EL TREMADOC TEMPRANO EN LA PUNA OCCIDENTAL ARGENTINA

ESTANTERIA CONGRESOS
UBICACION

María Cristina Moya*, Susana Malanca**, Fernando Daniel Hongn*** y Heinrich Bahlburg****

* Universidad Nacional de Salta-CONICET-Facultad de Ciencias Naturales-Buenos Aires 177 - 4400 Salta, Argentina.

** Universidad Nacional de Salta-Facultad de Ciencias Naturales-Buenos Aires 177 - 4400 Salta, Argentina.

*** CONICET-Universidad Nacional de Salta-Facultad de Ciencias Naturales-Buenos Aires 177 - 4400 Salta, Argentina.

****Geologisch-Paläontologisches Institut Im Neuenheimer Feld 234-6900 Heidelberg, Germany.

ABSTRACT. Rocks of Early Tremadoc age are described for the first time in the Argentine Puna. These rocks are related to a shelf sea environment. "Las Vicuñas Formation" is the name proposed for its identification.

The sequence is formed by sedimentary and pyroclastic rocks. The former are composed by fossiliferous dark shales with few intercalations of limestone and coquinite. Pyroclastic volcanism, mesosiliceous to acid, is limited by fossiliferous shales both at the top and at the bottom. Because of the trilobite faunas from the fossiliferous levels limiting the volcanism are similar, the volcanic event would appear to have developed in a short period of time.

Several genera of trilobites of Las Vicuñas Formation belong to the *Parabolina* (*Neoparabolina*) *frequens* (Barrade) fauna, which was recorded in the Argentine Eastern Cordillera and the Famatina Range. The species present in the western Puna Tremadoc show greater affinities to those from the Early Tremadoc of Oaxaca, México.

The Las Vicuñas Formation was folded and faulted before the Llandovery. It does not present penetrative deformation and this fact enables us to think of it is a tectonically similar to the Ordovician of the Eastern Cordillera and different from the known Ordovician of the Puna.

INTRODUCCION

Se describen por primera vez, para el ámbito de la Puna argentina, rocas de edad tremadociana temprana, genéticamente vinculadas a un ambiente marino de plataforma. La secuencia aflora en el extremo noroccidental de la Puna salteña, al oeste del Salar del Rincón (Figura 1a-d).

Los registros tremadocianos incluyen facies sedimentarias y piroclásticas y constituyen el núcleo de un anticlinal de rumbo NO-SE (Figura 1c). En esta estructura participan otras unidades paleozoicas -Formaciones Salar del Rincón, Cerro Oscuro y Arizaro (Aceñolaza *et al.* 1972 a y b)- y piroclásticas cenozoicas de la Formación Olajaca (Koukharsky 1969). La estructura anticlinal está cortada transversalmente por la quebrada El Médano, donde fueron definidas las secciones tipo de las unidades paleozoicas posordovícicas mencionadas.

La Formación Salar del Rincón, de edad llandoveryana (Isaacson *et al.* 1976; Benedetto y Sánchez 1990) se inicia con conglomerados y areniscas que cubren en marcada discordancia angular tanto a los depósitos ordovícicos como a los cuerpos ígneos que los intruyen (Donato y Vergani, 1985).

Una discordancia de erosión separa la secuencia silúrica de las acumulaciones continentales rojas del Carbonífero Superior de la Formación Cerro Oscuro. Los registros del Paleozoico Superior culminan con las calizas grises, blanquecinas y amarillentas de la Formación Arizaro del Pérmico Inferior y Medio (Aceñolaza *et al.* 1972; Benedetto 1976).

En la quebrada El Médano y áreas vecinas, los depósitos ordovícicos están intruidos por la Formación Macón (Méndez 1974) o Complejo Chacha (Koukharsky 1988 a y b). Esta autora diferencia una facies más antigua granítica, de granometría mediana a gruesa y otra facies más joven de grano fino hasta porfírica; señala que esta última es la que intruye a los depósitos ordovícicos que subyacen a la Formación Salar del Rincón. Estos depósitos fueron referidos a la Formación Acoite (Harrington 1957) por Donato y Vergani (1985) y a la Formación Coquena (Schwab 1973) por Koukharsky (1988 a y b), ambas de edad arenigiana.

El particular contenido faunístico del Tremadoc de la quebrada El Médano, junto a las características faciales y estructurales que lo definen, permiten diferenciarlo de las unidades hasta ahora reconocidas en el Ordovícico de la Puna. El objetivo de este trabajo es entonces la descripción y comparación de estos depósitos con otros conocidos, proponiendo su identificación formal.

Los autores expresan su reconocimiento a Boroquímica SAMICAF y en especial al colega Roberto Torres, por el apoyo en las tareas de campo. El aporte económico fue brindado por el CONICET (PID 3-138400/88).

En este trabajo la división de los Sistemas Ordovícico y Silúrico sigue el criterio de la IUGS Commission on Stratigraphy, al cambiar de rango los Pisos a Series, manteniendo los nombres propios conocidos.

ESTRATIGRAFIA

Se propone el nombre de Formación Las Vicuñas para designar la secuencia clástico-piroclástica marina de plataforma, portadora de fósiles del Tremadoc temprano, expuesta en la quebrada El Médano, sudoeste del salar del Rincón (Figura 1 b y c). La denominación hace referencia al Paso de las Vicuñas, abra cercana a la sección tipo.

Los registros tremadocianos tienen un espesor mínimo de 216 metros, rumbo general NO-SE y buzamientos superiores

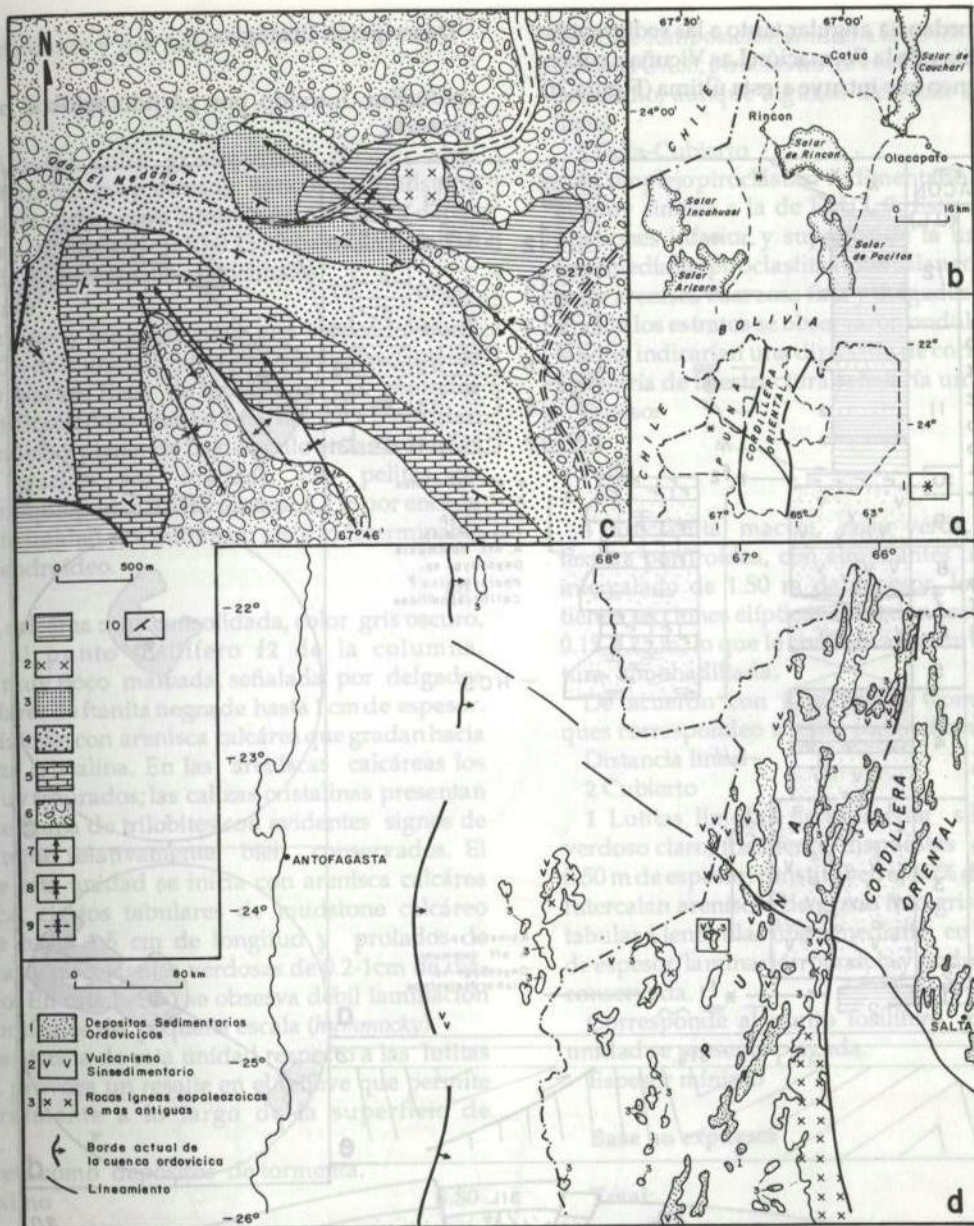


Figura 1: 1 a-b: Mapa de ubicación. 1 c: Geología de la quebrada El Médano e inmediaciones. Según Donato y Vergani (1985) con modificaciones menores. 1- Formación Las Vicuñas (Tremadoc); 2- Pórfido cuarífero (Ordovícico); 3- Formación Salar del Rincón (Silúrico); 4- Formación Cerro Oscuro (Carbonífero); 5- Formación Arizaro (Pérmico); 6- Volcanitas cenozoicas; 7- Anticlinal andino; 8- Sinclinal andino; 9- Sinclinal presilúrico. 1 d: Mapa de afloramientos ordovícicos y plutones eopaleozoicos del norte de Chile y de la Puna y Cordillera Oriental argentinas.

a los 50°. Las rocas sedimentarias están representadas por lutitas oscuras, parcialmente silicificadas, en las que se intercalan escasos niveles de arenisca y aislados bancos de caliza. Esta facies se dispone en la base y en el techo de la secuencia, aunque está mejor representada en la porción superior (Figura 2a). Piroclastitas mesosilíceas a ácidas intercalan entre los dos paquetes sedimentarios, alcanzando 132 metros de espesor. La composición de estas rocas fue tratada por Koukharsky (1988 a), quien describe tobas ácidas, tobas y tobas brechosas fenodacíticas.

El límite superior del conjunto piroclástico está señalado por una nítida superficie de discontinuidad. Las sedimentitas

que la cubren se inician con un cuerpo de coquinita calcárea que contiene en su base clastos de las piroclastitas subyacentes (Figura 2a). Este parámetro fue utilizado para determinar la posición normal de la secuencia ya que localmente, por efecto de fallas que la afectan, se observa inversión de estratos (Figura 2f).

La secuencia tremadociana no presenta base ni techo expuestos. En el techo está intruida por un cuerpo porfírico color rosado, que en parte se dispone discordantemente sobre ella (Figura 2f). La base está cubierta por aluviones modernos.

Los depósitos silúricos de la Formación Salar del Rincón

sobreyacen en discordancia angular tanto a las sedimentitas como a las piroclásticas de la Formación Las Vicuñas; cubren además al cuerpo ígneo que intruye a esta última (Figura 2f).

Descripción litológica

Techo: Intruido por pórfido ácido a mesosilíceo color rosado.

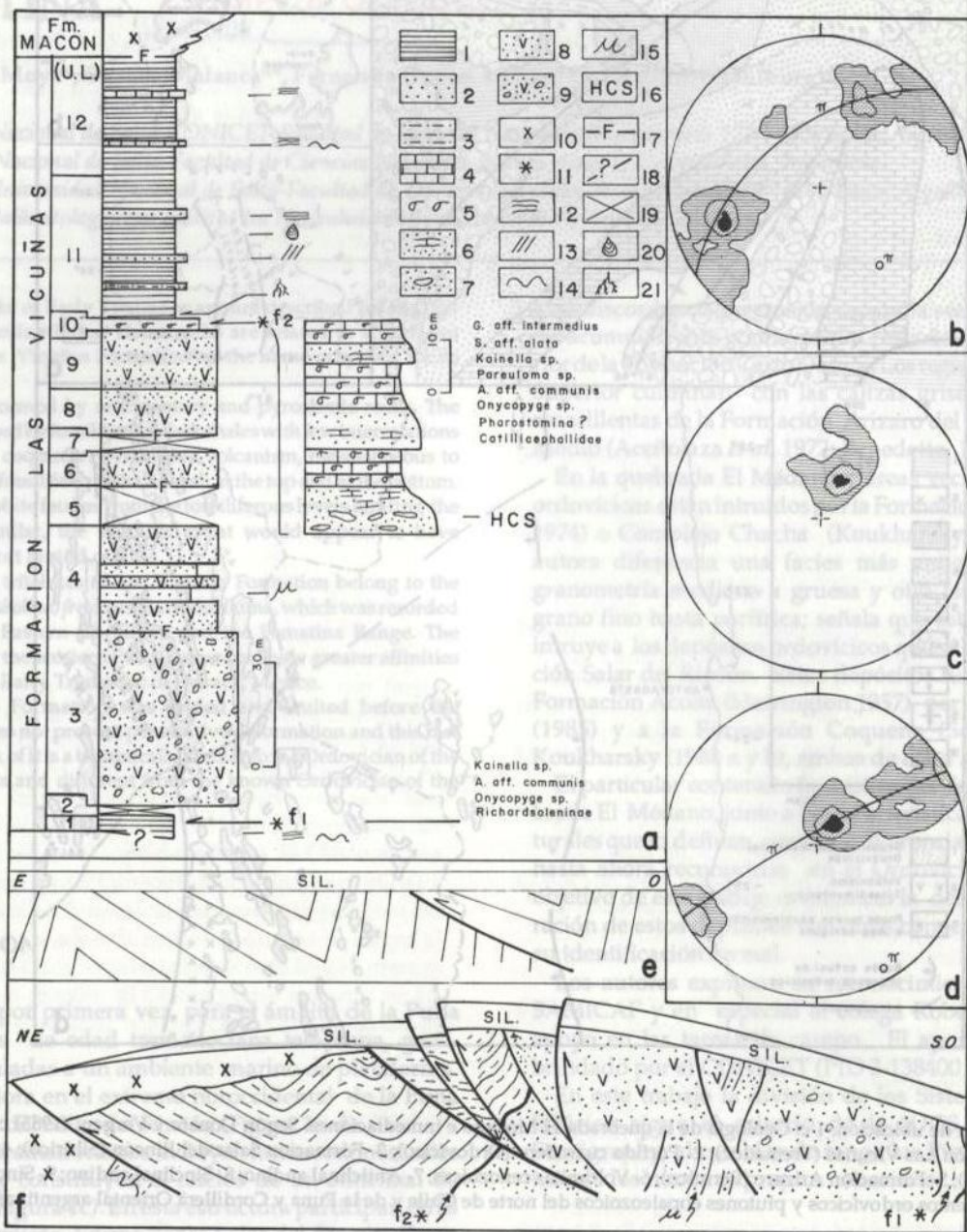


Figura 2: 2 a: Columna estratigráfica de la Formación Las Vicuñas. 1- Lutita; 2- Arenisca; 3- Wacke; 4- Caliza; 5- Coquinita; 6- Arenisca calcárea; 7- Arenisca calcárea conglomerádica; 8- Piroclastita de grano medio a grueso; 9- Piroclastita brechosa; 10- Roca ígnea porfírica; 11- Punto fosilífero; 12- Laminación paralela; 13- Laminación planar de bajo ángulo; 14- Laminación ondulosa; 15- Ondulita; 16- Laminación en hummocky; 17- Falla; 18- Base no expuesta; 19- Cubierto; 20- Braquiópodos inarticulados; 21- Graptolito dendroideo. 2 b: Diagrama estereográfico de la estratificación de la Formación Las Vicuñas. Contornos: 1, 9 y 17 %; máximo 23%. 31 datos. Obsérvese el diagrama que indica el buzamiento del plegamiento hacia el SE. 2.c: Diagrama estereográfico de la estratificación de la Formación Salar del Rincón. Contornos: 5, 13 y 21 %; máximo 28%. 20 datos. 2.d: Diagrama estereográfico que representa la posición de la estructura del Ordovícico con anterioridad al basculamiento de la Formación Salar del Rincón. Esta posición se obtiene con la rotación de las capas ordovícicas según un giro que rebate el Silúrico a la horizontal. Obsérvese la vergencia original hacia el este y el buzamiento subhorizontal de la estructura del Ordovícico. Contornos: 1, 9 y 17%; máximo 23%. 31 datos.

Figuras 2 b a 2 d, proyecciones sobre red equiareal de Schmidt, hemisferio inferior. 2 e: Esquema de la vergencia oriental de la estructura de la Formación Las Vicuñas previa al basculamiento del Silúrico. 2 f: Corte esquemático de la quebrada El Médano (fuera de escala). Referencias según Figura 2 a.

Contacto discordante y por falla

U.L. (Unidad litológica)	Espesor (metros)
12 Lutitas limosas color gris verdoso oscuro, algo silicificadas. Intercalan muy escasos bancos de mudstone calcáreo, color gris oscuro, con laminación paralela a débilmente ondulosa y espesores de 0.10-0.15 metros. La unidad se presenta plegada en anticlinales y sinclinales.	35
Espesor mínimo	
11 Lutitas limosas y fangosas color gris verdoso oscuro; constituyen el 80% de la unidad. Intercalan areniscas cuarzosas de grano fino y wackes finas de igual color. Las psamitas presentan estratificación mediana a fina, tabular a lenticular; laminación paralela y planar de bajo ángulo en las areniscas cuarzosas; las wackes son macizas. Las pelitas son portadoras de braquiópodos inarticulados. A 4 m por encima de la base de esta unidad se exhumó un resto indeterminable de graptolito dendroideo.	40
Espesor	
10 Coquinita calcárea muy consolidada, color gris oscuro. Corresponde al punto fosilífero f2 de la columna. Estratificación muy poco marcada, señalada por delgados niveles lenticulares de ftanita negra de hasta 1 cm de espesor. Los bancos se inician con arenisca calcárea que gradan hacia el techo a caliza cristalina. En las areniscas calcáreas los fósiles están muy triturados; las calizas cristalinas presentan una abundante fauna de trilobites con evidentes signos de transporte, aunque relativamente bien conservados. El banco basal de esta unidad se inicia con arenisca calcárea conglomerádica; clastos tabulares de mudstone calcáreo amarillento de hasta 1.5 cm de longitud y prolados de areniscas pardas y piroclastitas verdosas de 0.2-1 cm de diámetro máximo. En este banco se observa débil laminación cruzada en montículos de pequeña escala (<i>hummocky</i>).	
La mayor resistencia de esta unidad respecto a las lutitas que la cubren, provoca un resalte en el relieve que permite seguirla lateralmente a lo largo de la superficie de estratificación.	
Se la interpreta como depósitos de tormenta.	
Espesor máximo	0.80

Superficie nítida de discontinuidad

9 Piroclastita de aspecto sacaroide, color rosado, blanco amarillento por meteorización, dispuesta en bancos de 0.15-0.25 m de espesor. Feldespato, cuarzo, biotita, y líticos visibles. La relativa selección y estratificación marcada sugieren que podría corresponder a una tufita o toba redepositada.	15
Espesor	
8 Piroclastita de grano mediano a grueso, textura porfirica, mal seleccionada, color verde oliva claro, constituida por una alternancia de bancos resistentes y paquetes friables. En ambos casos presentan piroclastos de cuarzo y líticos visibles; en los paquetes más friables mayor porcentaje de feldespato. Se la interpreta como toba mesosilícica a ácida.	12
Espesor	
7 Falla-Cubierto	5
6 Piroclastita maciza color verde grisáceo oscuro, muy	

dura, de composición similar a la de los bancos más resistentes de la U.L.8; piroclastos de cuarzo de 0.5-1 mm de diámetro promedio, aunque algunos alcanzan hasta 1 cm. Distancia lineal

10

5 Falla-Cubierto

10

4 Complejo piroclástico-sedimentario. La facies piroclástica es muy similar a la de la U.L.9. Esta es dominante en las porciones inferior y superior de la unidad. En la porción intermedia las piroclastitas intercalan con bancos de 0.10-0.25 m de arenisca cuarzosa fina y delgados bancos de ftanita. En uno de los estratos se observaron ondulitas de crestas paralelas que indicarían una dirección de corriente NO-SE; la débil asimetría de la estructura señalaría un sentido hacia el SE.

Espesor

30

Falla

3 Piroclastita maciza, color verde, aspecto brechoso y textura porfiroidea, con abundantes líticos. En un paquete intercalado de 1.50 m de espesor, los fragmentos líticos tienen secciones elípticas subredondeadas, con diámetros de 0.15-0.25 m, lo que le confiere a este nivel aspecto de estructura almohadillada.

De acuerdo con Koukharsky (com. epistolar) estos bloques corresponden a tobas pumíticas recrystalizadas.

Distancia lineal

50

2 Cubierto

3

1 Lutitas limosas parcialmente silicificadas, color gris verdoso claro, fosilíferas, dispuestas en paquetes de 0.10 a 0.50 m de espesor; constituyen el 60% de la litología presente. Intercalan areniscas de grano fino grises, con estratificación tabular a lenticular fina a mediana, en bancos de 0.05-0.15 m de espesor, laminación paralela y ondulosa muy pobremente conservada.

Corresponde al punto fosilífero f1 de la columna. La unidad se presenta plegada.

Espesor mínimo

5

Base no expuesta

Total: 215,80

CONTENIDO FOSIL

La asociación faunística está integrada por *Asaphellus* sp. aff. *A. communis* Robison y Pantoja-Alor, *Geragnostus* sp. aff. *G. intermedius* Robison y Pantoja-Alor, *Catillicephalidae* indet. y posibles nuevas especies de *Kainella* y *Onychopyge*. Junto a ellas se encuentran ejemplares únicos de *Shumardia* sp. aff. *S. alata* Robison y Pantoja-Alor, *Pareuloma* sp., *Pharostomina*? sp. y *Richardsonellinae* indet. Los taxones que se describen no constituyen la totalidad de las especies presentes, siendo éste un estudio preliminar.

Repositorio: Los especímenes recolectados están depositados en la cátedra de Paleontología General de la Universidad Nacional de Salta, bajo la identificación CNS-I 117-162/687-695.

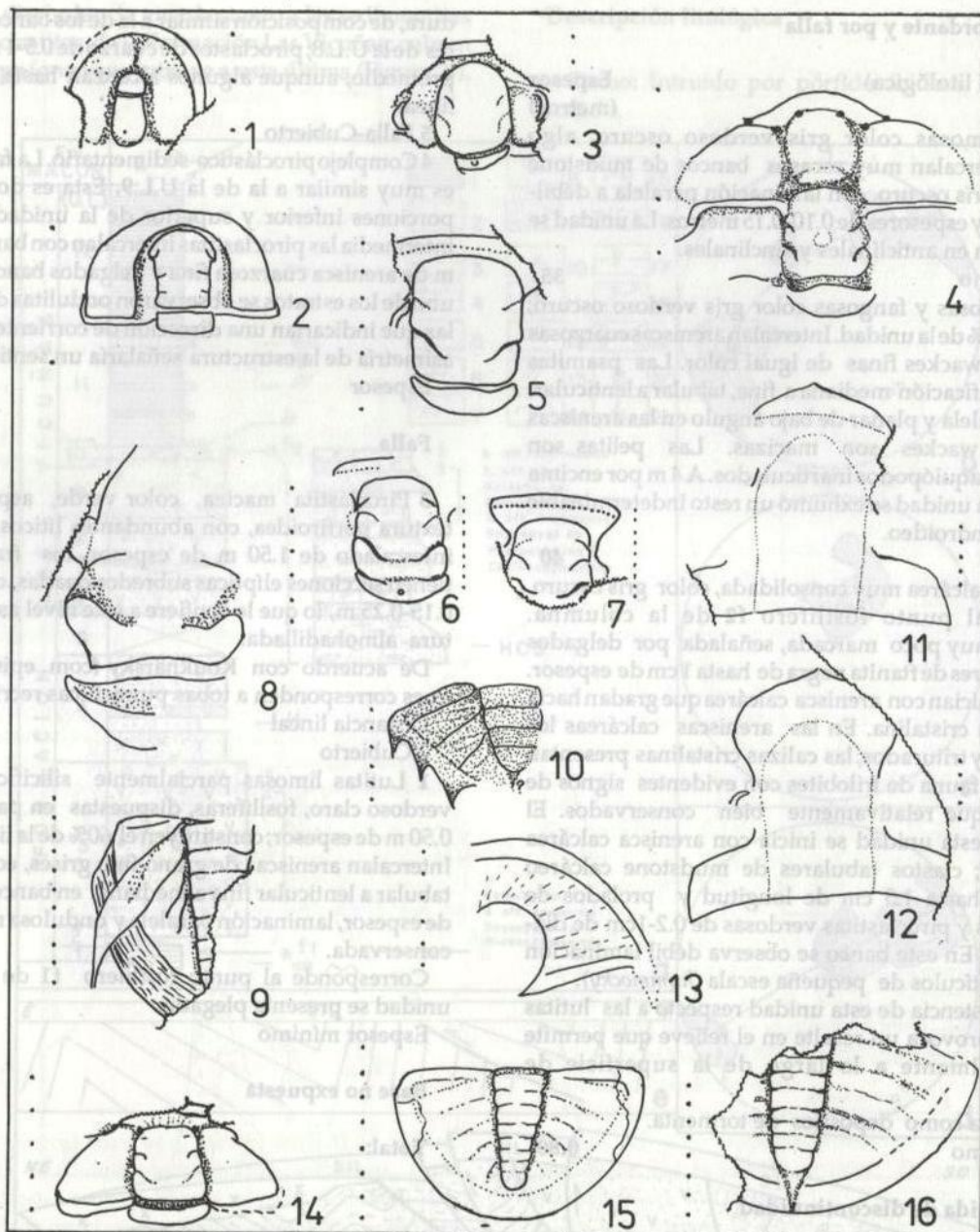


Lámina I: 1. *Geragnostus* sp. aff. *G. intermedius* Palmer, cranidio 687. 2. *Shumardia* sp. aff. *S. alata* Robison y Pantoja-Alor, cranidio 688. 3. *Catillicephalidae* indeterminado, cranidio 684. 4. *Pareuloma* sp., cranidio 691. 5-7, 13. *Kainella* sp.; 5-7, cranidios 689(1-3); 13, librígena 689(4). 8-9. *Onychopyge* sp.; 8, cranidio 693(1); 9, pigidio 693(2). 10. *Richardsonellinae* indeterminado, pigidio 690. 11-12, 15-16. *Asaphellus* sp. aff. *A. communis* Robison y Pantoja-Alor; 11, cranidio, contraparte, 692(1); 12, cranidio 692(2); 15, pigidio 692(3); 16, pigidio exfoliado 692(4). 14. *Pharostomina?* sp., cranidio, molde interno, 695. Distancia entre puntos: 1mm.

SISTEMATICA

Familia GERAGNOSTIDAE Howell, 1935

Género GERAGNOSTUS Howell, 1935

Especie Tipo: *Agnostus sidenbladhi* Linnarsson, 1869

Geragnostus sp. aff. *G. intermedius* Palmer, 1968

(Lámina I, figura 1)

Material y Procedencia: Un único cranidio incompleto, n° 687, nivel f2.

Observaciones: Exhibe características morfológicas que permiten su asignación al género *Geragnostus*. Este admite formas con retención relictual de suaves vestigios de un surco mediano preglabellar, como el observado en el cranidio del espécimen del Rincón, aunque generalmente los representantes del género carecen de este carácter (Robison y Pantoja-Alor 1968). Esta característica, además de la forma y dimensiones de la glabella, permiten aproximar su asignación a *G. intermedius*. De las especies *G. tilcuyensis* (Kayser) y *G. hoeki*

Kobayashi se diferencia por las mayores dimensiones de la glabella de la primera y por el recorrido sinuoso de los surcos axiales de la segunda.

Familia SHUMARDIIDAE Lake, 1907

Género SHUMARDIA Billings, 1862

Especie Tipo: *Shumardia granulosa* Billings, 1862

Shumardia sp. aff. *S. alata* Robison y Pantoja-Alor, 1968
(Lámina I, figura 2)

Material y Procedencia: Un único cranidio, n° 688, nivel f2.

Observaciones: El ejemplar presenta el típico ensanchamiento anterolateral de la glabella debido al desarrollo de lóbulos con apariencia de ojos (Harrington *et al.* 1968) que caracteriza al género, como a otros shumárdidos poscámbricos (Hupé 1955). A diferencia de otras especies del género, como *S. minutula* Harrington y *S. erquensis* Kobayashi de conocida representación en el noroeste argentino, comparte con *S. alata* el pequeño tamaño de esos lóbulos y el mayor desarrollo del anillo occipital y de los dos pares de surcos glabulares posteriores. Se diferencia, en cambio, por el anillo occipital acintado.

Familia REMOPLEURIDIDAE Hawle & Corda,

1847

Género KAINELLA Walcott, 1925

Especie Tipo: *Hungaia billingsi* Walcott, 1924

Kainella sp.

(Lámina I, figuras 5-7 y 13)

Material y Procedencia: Un cranidio y una mejilla libre del nivel f1, dos cranidios del nivel f2, todos incompletos, n° 689.

Observaciones: La presencia de crestas anastomosadas radiales cruzando el campo preglabellar, característica diagnóstica de *Kainella* (Harrington *et al.* 1968), no fue observada en el material de estudio; sin embargo, el resto de los caracteres cefálicos corresponden al género. Entre las especies conocidas para el Ordovícico Inferior del noroeste argentino, *K. conica* Kobayashi es la que muestra mayores semejanzas a nivel cefálico; se diferencia de las muestras del Rincón por tener un campo preglabellar más ancho (trans) y la región frontal de la glabella más redondeada. La glabella marcadamente enangostada hacia adelante y surcos glabulares laterales menos notables de *Pseudokainella* Harrington, la alejan del material aquí analizado. De igual manera, *Richardsonella* Raymond muestra una glabella más enangostada que *Kainella*, sin surcos glabulares laterales o con dos pares de poca definición, campo preglabellar muy largo (sag) y margen anterior redondeado.

Richardsonellinae indeterminado

(Lámina I, figura 10)

Material y Procedencia: Un pigidio incompleto, n° 690, nivel f1.

Observaciones: El ejemplar muestra definidas características de la Subfamilia Richardsonellinae. A pesar que se encuentra bastante incompleto, es notable su semejanza con el pigidio de *Richardsonella*, tanto en el número de anillos axiales (muy inferior a los de *Kainella* y *Pseudokainella*) como en el desarrollo y la morfología de las espinas.

Familia PTYCHOPARIIDAE Matthew, 1887

Género PAREULOMA Rasetti, 1954

Especie Tipo: *Pareuloma brachymetopa* Rasetti, 1954

Pareuloma sp.

(Lámina I, figura 4)

Material y Procedencia: Un único cranidio incompleto, n° 691, nivel f2.

Observaciones: La muestra presenta características que

permiten su acercamiento a la Subfamilia Eulominae Kobayashi, principalmente al género *Pareuloma* por las pequeñas dimensiones del cranidio, forma y dimensiones de la glabella y de la protuberancia preglabellar, que avanza sobre el surco cefálico, segmentación glabellar bien definida y anillo occipital ancho. Se diferencia de la Subfamilia Periomellinae Rasetti porque sus miembros muestran áreas palpebrales mucho más anchas, protuberancia preglabellar menos desarrollada y margen de la fixígena doblado hacia abajo, por lo que los pequeños lóbulos palpebrales están en posición subventral. La forma argentina se diferencia de *Nepea* Whitehouse porque este género muestra fixígenas empinadamente elevadas, menor número de segmentos glabulares laterales y la protuberancia preglabellar definida lateralmente por surcos continuos desde los surcos axiales, muy convexos.

Familia ASAPHIDAE Burmeister, 1843

Género ASAPHELLUS Callaway, 1877

Especie Tipo: *Asaphus homfrayi* Salter, 1866

Asaphellus sp. aff. *A. communis* Robison y Pantoja-Alor, 1968

(Lámina I, Figuras 11, 12, 15 y 16)

Material y procedencia: Un cranidio, en parte y contraparte, de nivel f1, dos pigidios de nivel f2, n° 692.

Observaciones: Las mayores similitudes de los ejemplares se muestran con *A. communis* Robison y Pantoja-Alor, especie con la que comparten la forma y escasa definición de la glabella, el desarrollo del área frontal, el recorrido de la sutura, especialmente de las ramas posteriores acintadas, además de la notable identidad morfológica con el pigidio. Comparten con *A. riojanus* Harrington y Leanza la forma general de la glabella así como el recorrido de la sutura, aunque esta última especie muestra una ojiva más marcada, áreas posteriores de las fixígenas más cortas (trans) y pigidio definidamente diferente en sus proporciones.

Familia CERATOPYGIDAE Linnrasson, 1869

Género ONYCHOPYGE Harrington, 1938

Especie Tipo: *Onychopyge riojana* Harrington, 1938

Onychopyge sp.

(Lámina I, Figuras 8 y 9)

Material y procedencia: Un pigidio del nivel f1, un cranidio del nivel f2, incompletos, n° 693.

Observaciones: Aunque sólo se pudieron distinguir 2 pares de surcos, la segmentación glabellar tiene grandes semejanzas a la de *O. harringtoni* Benedetto y la de *O. sculptura* Robison y Pantoja-Alor. Las características abdominales referidas a largo y ancho máximos, pigaxis algo más ensanchado y mayor número de segmentos anulares permiten diferenciarlo de *O. harringtoni*. La forma del Rincón presenta un anillo axial más en el pigaxis que *O. sculptura* y las líneas aterrazadas no siguen el modelo Bertillon. Tiene igual número de segmentos axiales que *O. riojana* Harrington pero se diferencia en el diseño general del pigidio y del cranidio.

Familia CATILLICEPHALIDAE Raymond, 1938

Catillicephalidae indeterminado

(Lámina I, Figura 3)

Material y Procedencia: Un cranidio incompleto, n° 694, nivel f2.

Observaciones: La fuerte convexidad de la glabella, el recurvamiento hacia atrás del primer par de surcos glabulares, la reducción del campo preglabellar y del borde anterior son

las características comunes de los miembros de la Familia Catillicephalidae (Rasetti 1954). Si bien los parámetros observados son comparables a los de los géneros *Buttsia* J.L. Wilson y *Distazeris* Raymond, las características diagnósticas no preservadas impiden su asignación genérica.

Familia CALYMENIDAE Milne-Edwards, 1840

Género PHAROSTOMINA Sdzuy, 1955

Pharostomina ? sp.

(Lámina I, Figura 14)

Material y Procedencia: Un cranidio incompleto, n° 695, nivel f2.

Observaciones: Los característicos gránulos de la superficie del caparazón de los miembros de la Familia Calymenidae no se conservaron debido a que la muestra es un molde interno. La morfología general del cranidio, definida por la forma y dimensiones de la glabella, tres pares de segmentos glabulares y el recorrido de las suturas faciales, muy alejadas de la glabella, coincide en mayor medida con la de *Pharostomina*. Se diferencia de este género por el diseño más sinuoso de los surcos glabulares, en tanto el surco occipital es casi recto, y por la posición más anterior de las aristas oculares. El pequeño tamaño de la muestra, comparado con las dimensiones más frecuentes de los calyménidos, podría señalar una forma juvenil. Esto explicaría parcialmente las diferencias morfológicas encontradas.

Edad de la fauna

Varios de los géneros presentes son definidos indicadores de una edad no más antigua que tremadociana, aunque en general tienen una distribución temporal más amplia. *Shumardia*, *Asaphellus* y *Geragnostus* son abundantes en todo el Tremadoc de Argentina. *Pareuloma* no había sido identificado hasta el momento en las faunas sudamericanas; es mencionado para el Ordovícico temprano de otras regiones del mundo (Harrington *et al.* 1968). Aunque la aparición de *Pharostomina* ocurre en el Tremadoc más temprano, su mejor representación corresponde al Ordovícico Medio a Superior. *Kainella* es un típico género del Tremadoc temprano de América del Sur y caracteriza la fauna del mismo nombre.

La edad mínima de la asociación fosilífera de la Formación Las Vicuñas está ajustada por la presencia de *Onychopyge*, forma que fue indicada como integrante de la fauna asociada a *Parabolina* (*Neoparabolina*) *frequens* (Barrande), tanto en Argentina como en México (Harrington y Leanza 1957; Robinson y Pantoja-Alor 1968; Benedetto 1977a). En el sur de Bolivia fue citado acompañando a *Kainella meridionalis* Kobayashi y a *Jujuyaspis keideli* Kobayashi (Suárez Soruco 1976). La presencia de la Familia Catillicephalidae, cuyos géneros caracterizan al Cámbrico Superior de Norteamérica, sugiere una edad no más joven que Tremadoc temprano.

De lo expuesto se concluye que la edad de la asociación trilobítica de la Formación Las Vicuñas es tremadociana temprana.

CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES DE LOS AFLORAMIENTOS PALEOZOICOS

Las relaciones estratigráficas y disposición estructural de

las unidades paleozoicas expuestas en la quebrada El Médano, permiten reconocer la superposición de distintos eventos tectónicos.

La deformación más antigua es responsable del plegamiento y fallamiento de la secuencia ordovícica aflorante. Esta subyace en marcada discordancia de ángulo a la Formación Salar del Rincón (Llandoverly). Esta deformación es atribuida a la fase Oclóyica (Turner y Méndez 1975), por Donato y Vergani (1985) y se discutirá posteriormente.

La discordancia que separa las Formaciones Salar del Rincón y Cerro Oscuro no presenta angularidad manifiesta. Sin embargo, una reactivación de las áreas de aporte, previa al depósito del Carbonífero Superior (Formación Cerro Oscuro), se deduce del análisis composicional de los conglomerados con los que se inician las secuencias silúricas y carboníferas respectivamente. Entre los componentes de las psefitas silúricas se advierte un mínimo porcentaje de clastos de granito y abundancia de clastos del pórfido cuarcífero subyacente. En el conglomerado basal de la Formación Cerro Oscuro en cambio, son frecuentes bloques de granito que, en algunos casos, alcanzan diámetros de hasta 1 metro. Koukharsky (1988 b) reconoce inclusive clastos de filitas o micacitas finas que atribuye a un basamento metamórfico aún no identificado en el área.

Lo expuesto permite considerar que la principal elevación de las masas graníticas antiguas (*sensu* Koukharsky 1988 a y b) del oeste de la Puna salteña, junto a la de un probable basamento, habría ocurrido durante el Carbonífero Inferior a Medio, previa al depósito de la Formación Cerro Oscuro. Este levantamiento sería coincidente con el evento térmico postulado por Mpodozis *et al.* (1983), el cual habría afectado a los plutones eopaleozoicos o más antiguos que integran la Faja Eruptiva de la Puna Occidental (Palma *et al.* 1986).

Los registros paleozoicos de la quebrada El Médano corresponden al flanco sudoccidental de un anticlinal cuyo eje buza hacia el noroeste y tiene una orientación NO-SE (Figura 1c). La Formación Las Vicuñas constituye el núcleo de esta estructura; los depósitos silúricos y carbonífero-permicos que la cubren, tienen rumbo ESE-ONO e inclinan hacia el sur con valores de 20° a 45° aproximadamente (Figuras 1c y 2c).

El anticlinal de la quebrada El Médano es una estructura andina; forma parte del estilo estructural de anticlinales y sinclinales fallados descritos por Donato y Vergani (1985). De acuerdo a estos autores, el rumbo N-S de dichas estructuras está desplazado hacia el oeste como consecuencia de movimientos levógiros a través de fallas transversales con fuerte componente de desplazamiento de rumbo. Un ejemplo de estas flexuras se observa en el anticlinal de la quebrada El Médano.

Estructura del Ordovícico

La estructura de la Formación Las Vicuñas puede describirse esquemáticamente como un sinclinal con pliegues menores en la zona de charnela; fallas con inclinaciones de 45° a 60° afectan a la secuencia plegada (Figura 2f).

Los pliegues son simétricos con superficies axiales próximas a la vertical. Sus ejes tienen rumbo NO-SE y buzan hacia el SE (Figura 2b).

Las fallas son vergentes hacia el este. Los desplazamientos no habrían sido de importancia; la superposición tectónica entre las distintas litologías no es significativa (Figura 2f). La edad de las fallas está acotada por el Silúrico que las cubre, aunque algunas fracturas han sufrido reactivaciones y afectan a la Formación Salar del Rincón (Figura 2f). Pliegues de arrastre asociados a las fallas producen localmente inversión de estratos.

La deformación de la Formación Las Vicuñas es postremadociana-prellandoveriana. La angularidad de la discordancia que la separa de la Formación Salar del Rincón se graficó en la Figura 2 (d, e y f). En la Figura 2d se presenta la posición de la estratificación del Ordovícico con anterioridad al depósito de la Formación Salar del Rincón; en ella se observa el plegamiento de los depósitos ordovícicos e inclusive se deduce una vergencia presilúrica hacia el este, esquematizada en la Figura 2e. El diagrama de la Figura 2d se obtuvo con el rebatimiento a la horizontal de un plano promedio de la estratificación silúrica, según los datos de la Figura 2c.

La característica tectónica más importante de la Formación Las Vicuñas, y que permite diferenciarla de los otros registros ordovícicos conocidos de la Puna, es la falta de mesoestructuras penetrativas. El clivaje y la lineación que acompañan al plegamiento del Ordovícico de la Puna (Mon y Hongn 1987; Bahlburg 1990) no fueron observados en el Tremadoc de la quebrada El Médano. La excepción la constituye un banco de piroclastita cercano a una falla, que presenta estos rasgos muy puntualmente y con discreta definición, por lo que su origen es discutible.

El rumbo de la estructura de la Formación Las Vicuñas (NO-SE) es diferente al que se observa en gran parte del Ordovícico de la Puna, cuya dirección general es N-S a NE-SO (Turner 1972, Mon y Hongn 1987, Bahlburg 1990). Se considera que esta diferencia es producto de una modificación posterior vinculada a la tectónica andina. La flexura de la estructura anticlinal andina de la quebrada El Médano está vinculada a fallas transversales con desplazamiento horizontal, de acuerdo a lo expuesto en párrafos anteriores. Si se restituye este anticlinal a su rumbo meridiano, previo a la transcurencia, se obtiene para el Ordovícico una dirección estructural similar a la del resto de la Puna. Esta restitución se observa al rotar el norte del diagrama de la Figura 2b, un ángulo de 45° hacia el oeste.

DISCUSION Y CONSIDERACIONES FINALES

Shergold (1988) incluye las biofacies trilobíticas de la Cordillera Oriental argentina y de la sierra del Famatina en la Provincia Báltica del Ordovícico temprano. La fauna de la Formación Las Vicuñas lleva a incorporarla a esa provincia paleobiogeográfica.

La particular combinación taxonómica de la Formación Las Vicuñas, permite diferenciarla de otras faunas de la Provincia Báltica. Se destaca la notable ausencia de los integrantes de la Familia Olenidae, principalmente de *P.(N.) frequens*. Pese a ello, es posible reconocer en este conjunto la fauna asociada no olenida que caracteriza al intervalo correspondiente al límite Cámbrico-Ordovícico.

En efecto, la sierra del Famatina ha proporcionado una fauna trilobítica muy variada para los niveles con *P.(N.) frequens* y *J. keideli*, donde los olenidos están bien diversificados. La fauna acompañante no olenida está constituida por *Asaphellus*, *Kainella*, *Shumardia*, *Onychopyge* y *Geragnostidae* (Harrington y Leanza 1957; Aceñolaza 1989); ella muestra la misma constitución genérica que la observada en la Formación Las Vicuñas (Tabla 1).

Algo similar ocurre en la Cordillera Oriental argentina, donde la fauna olenida asociada a *P.(N.) frequens* o *J. keideli* es abundante. Estas especies suelen estar acompañadas por *Asaphellus catamarcensis* (Kobayashi), además de *Remopleuridae*, *Geragnostidae*, *Ceratopygidae* y *Phacopidae* (Kobayashi 1937; Harrington y Leanza 1957; Benedetto 1977 a y b; Salfity et al. 1984) (Tabla 1).

En particular, la asociación faunística de la Formación Lampazar (Harrington 1957; Aceñolaza 1968), expuesta en la sierra de Cajas, Cordillera Oriental argentina, está integrada por un conjunto de netas connotaciones bálticas, que incorpora familias de reconocida distribución cámbrica superior de la Provincia Norteamericana (Benedetto 1977a). Las formas estudiadas por este autor incluyen numerosos olenidos -entre ellos *P.(N.) frequens*- junto a geragnostidos y nuevas especies de *Pharostomina*, *Onychopyge* y *Asaphellus*. En asociación se encuentran géneros de Catillicephalidae, Loganellidae y un probable Lonchocephalidae. De acuerdo a esto, el autor mencionado plantea las estrechas afinidades de la fauna de la sierra de Cajas con la de la Formación Tiñu (Pantoja-Alor 1970) de Oaxaca, México. La correlación entre las Formaciones Lampazar y Tiñu se reafirma por la presencia de *Cordylodus proavus* Müller y *C. oklahomensis* Müller en ambas secuencias (Robison y Pantoja-Alor 1968; Suárez Riglos et al. 1982).

La identificación de especies afines a *S. alata*, *A. communis* y *G. intermedius* en la Formación Las Vicuñas señala una definida relación con la fauna tremadociana inferior de la Formación Tiñu (Robison y Pantoja-Alor 1968). La presencia de remopleurídidos, además de los ceratopygáceos y

Sierra de Famatina	Cordillera Oriental	Salar del Rincón
<i>Neosagnostus tatus</i> <i>Micragnostus calviformis</i> <i>Micragnostus micropeltis</i>	<i>Micragnostus vilonii</i> <i>Geragnostus nesosi</i> <i>G. maurii</i> <i>Gymnagnostus tilcuyensis</i> <i>G. bolivianus</i> <i>P. frequens</i>	<i>G.sp. aff. G. intermedius</i>
<i>Gymnagnostus perinflatus</i> <i>Parabolina frequens</i> <i>P. phidolopyge</i>	<i>Leptoplastides marianus</i> <i>Parabolina kobayashii</i> <i>P. argentinensis</i> <i>P. oelatifrons</i>	
<i>P. argentinensis</i>		
<i>Plicatolina scalpta</i>	<i>Bienwillia ahinetonensis</i> <i>Angelina hyeronimi</i> <i>J. keideli</i> <i>S. erquensis</i> <i>Onychopyge argentina</i>	<i>S.sp. aff. S. alata</i> <i>Onychopyge sp.</i>
<i>Angelina punctolineata</i> <i>Jujuyaspis keideli</i> <i>Shumardia erquensis</i> <i>Onychopyge riojana</i> <i>O. plagiacantha</i> <i>Kainella conica</i> <i>K.sp. cf. K. meridionalis</i>	<i>Kainella conica</i> <i>Pseudokainella pustulosa</i> <i>Apatokcephalus exiguus</i> <i>Asaphellus catamarcensis</i>	<i>Kainella sp.</i> Richardsonellinae indet.
<i>Asaphellus catamarcensis</i> <i>A. riojanus</i>		<i>A.sp. aff. A. communis</i>
<i>Sphaerocare globifrons</i>	<i>Niobina taurina</i>	Catillicephalidae indet.
<i>Bodenbenderia longifrons</i> <i>Rosaspis? sp.</i>	<i>Illeanopsis stenorhachis</i> <i>Bodenbenderia longifrons</i> <i>Rosaspis sp.</i>	<i>Pharostomina? sp.</i>

Tabla 1: Distribución de las especies trilobíticas en los depósitos tremadocianos del noroeste argentino. Tomado de Harrington y Leanza 1957 y este trabajo.

calyménidos comunes con la Formación Lampazar, permite plantear la hipótesis de un posible sincronismo entre las tres faunas (Tablas 2 y 3). A esto debe agregarse que en la Cordillera Oriental del Sur de Bolivia, en áreas cercanas a Tarija, Suárez Soruco (1976) menciona *P.(N.) frequens* y *J. keideli* acompañados por *Richardsonella* sp. A pesar de las similitudes expuestas, la fauna de la Formación Las Vicuñas se destaca por el desarrollo de especies propias y de una familia no representada en las asociaciones de la sierra de Cajas y de Oaxaca.

El reconocimiento de un eulomínido en la fauna aquí descripta, proporciona un elemento adicional de correlación fuera de la Provincia Báltica. Esta forma denota una posible comunicación con la Provincia China Sudoriental, en partes de la cual se identificó una biofacies ceratopygácea asociada con eulomínidos, shumárdidos y ocasionalmente *Parabolinella*, *Plicatolina* y remopleuridáceos (Shergold 1988). Este autor considera que esa asociación es transicional y relaciona a China sudoriental y Kazakhstan austral con la biofacies olénida mexicana de la Zona de *C. proavus*.

El análisis previo indica que la fauna trilobítica de la Formación Las Vicuñas tendría mayor vinculación con la que clásicamente acompaña a *P.(N.) frequens*. Sin embargo, en la Cordillera Oriental del sur de Bolivia, Suárez Soruco (1976) menciona, entre otros, *A. communis*, *A. riojanus*, shumárdidos, ceratopygáceos y varias especies de *Onychopyge* y *Pharostomina*, como integrantes de la Zona de *K. meridionalis*. Este dato es de particular interés ya que en la Cordillera Oriental argentina, otro cuerpo lútfico, la Formación Saladillo (Harrington 1957), incluye en su tercio basal muchos de los géneros y especies citados por ese autor.

Desde el punto de vista litológico, las lutitas de la Formación Las Vicuñas son tan semejantes a las de la Formación Lampazar como a las de la Formación Saladillo, expuestas en la faja occidental de la Cordillera Oriental argentina. En esta área, el Tremadoc temprano está representado de base a techo por las Formaciones Padrioc (Aceñolaza 1968; Moya 1988a), Lampazar, Cardonal y tercio inferior de la Formación Saladillo (Harrington 1957; Moya 1988a). Las Formaciones Padrioc y Cardonal son cuerpos de arenisca. En las lutitas de la Formación Lampazar se ubicaría el límite temporal Cámbrico-Ordovícico (Benedetto 1977a; Suárez Riglos *et al.* 1982; Salfity *et al.* 1984; Aceñolaza 1986). Este cuerpo corresponde en su totalidad a la Zona de *P.(N.) frequens*. El tercio basal de la

Sierra de Cajas	Salar del Rincón	Oaxaca
<i>Geragnostus vilonii</i> <i>G. callaveiformis</i>	<i>G. sp. aff. G. intermedius</i>	<i>Geragnostus intermedius</i> <i>G. curvata</i> <i>Gymnagnostus gongros</i> <i>G. ? mexicanus</i>
<i>Gymnagnostus iruvensis</i> <i>Pseudotalbotina ovalis</i>	<i>S. sp. aff. S. alata</i>	<i>Koldinioidia sulcatus</i> <i>Shumardia alata</i> <i>S. ostenata</i>
<i>Buttaia australis</i> <i>Pemphigaspis perforata</i> <i>Dasomotopus marginatus</i>	Catilliocephalidae indet.	
<i>Parabolina frequens</i> <i>Parabolinella argentinensis</i>	<i>Kainella</i> sp. Richardsonellinae indet.	<i>Saukia globosa</i> <i>Richardsonella varia-</i> <i>granula</i> <i>P. sp. cf. P. frequens</i> <i>Parabolinella prolata</i> <i>P. argentinensis</i> <i>P. tumifrons</i> <i>P. variabilis</i> <i>Bienwillia grandis</i> <i>Triarthrus tetragonalis</i> <i>Leptoplastides marianus</i> <i>Leurostega aphelix</i> <i>Peltocare norvegicum</i> <i>Angolina hyeronimi</i> <i>A. spinosa</i>
<i>Protopeltura? visca-</i> <i>chensis</i> <i>Angolina hyeronimi</i> <i>A. sp. aff. A. hyeronimi</i> <i>A. sp. cf. A. hyeronimi</i> <i>Paraplicatolina acantha</i> <i>Aquilarella tepiei</i> <i>L. (Leioptegium) douglasi</i> <i>Onychopyge harringtoni</i> <i>Asaphellus convexus</i>	<i>Onychopyge</i> sp. <i>A. sp. aff. A. communis</i>	<i>Plicatolinella ocula</i> <i>Tineaspis tototoyaca</i> <i>Onychopyge sculptura</i> <i>Asaphellus artus</i> <i>A. communis</i> <i>A. aspinus</i>
<i>Rosaspis rosei</i> <i>Ph. tenuisulcata</i>	<i>Pharostomina? sp</i>	<i>Pharostomina mexicana</i>

Tabla 3: Especies de trilobites reconocidas en el Tremadoc de sierra de Cajas (Benedetto 1977 a), salar del Rincón (este trabajo) y Oaxaca (Robison y Pantoja-Alor 1968).

Formación Saladillo en cambio, corresponde a la Zona de *K. meridionalis*.

En la base de la Formación Saladillo, las lutitas intercalan numerosos bancos de coquinitas calcáreas que definen una banda de hasta 15 metros de espesor, la que constituye una excelente guía estratigráfica. Los fósiles más representativos comprenden géneros también reconocidos en la Formación Las Vicuñas, como son *Kainella*, *Shumardia*, *Asaphellus* y *Geragnostus*. Estas coquinas están compuestas por caliza cristalina gris oscura, prácticamente idéntica a la del punto fosilífero f2 de la Formación Las Vicuñas.

Las coquinas de la base de la Formación Saladillo, en la Cordillera Oriental, a menudo se asocian lateral y/o verticalmente con depósitos de flujos densos (debris flow) y deslizamientos gravitacionales en masa (slump). Esta asociación, unida a la frecuencia y distribución regional de los registros, indujo a considerar que su lapso deposicional - Zona de *K. meridionalis* - habría estado caracterizado por eventos catastróficos como podrían ser sismos o tormentas (Moya 1988 b; Moya *et al.* en prensa). Si bien la actual Cordillera Oriental argentina pudo haber constituido durante ese lapso una plataforma dominada por tormentas, no se puede desconocer que sismicidad y vulcanismo son fenómenos regionales estrechamente vinculados. En este aspecto es interesante señalar que el vulcanismo de la Formación Las Vicuñas se habría desarrollado durante un lapso muy corto; esto se deduce de la similitud entre los conjuntos fósiles provenientes de los niveles que lo limitan. La actividad sísmica podría ser entonces el factor dominante o coadyuvante en la acumulación de los depósitos considerados.

Sin embargo, hasta tanto no se complete el estudio de la fauna del Rincón, resulta prematuro establecer una equivalencia temporal rigurosa entre los eventos y los depósitos

Tabla 2

Sierra de Cajas	Salar del Rincón	Oaxaca
Geragnostidae Lonchocephalidae	Geragnostidae Shumardiidae	Geragnostidae Shumardiidae Saukiidae
Catilliocephalidae Conocoryphidae Olenidae	Catilliocephalidae Remopleuridae Ptychopariidae	Olenidae Remopleuridae
Loganellidae Leioptegidae Asaphidae Ceratopygidae Calymenidae	Asaphidae Ceratopygidae Calymenidae	Leioptegidae Asaphidae Ceratopygidae Calymenidae

Tabla 2: Familias de trilobites presentes en depósitos tremadocianos de sierra de Cajas (Benedetto 1977 a), salar del Rincón (este trabajo) y Oaxaca (Robison y Pantoja-Alor 1968).

descriptos. Al presente sólo es posible plantear una afinidad mayor con la fauna acompañante de *P.(N.) frequens* que con la de *K. meridionalis*.

El volcanismo intercalado en la Formación Las Vicuñas es de tipo ácido, explosivo y de granometría gruesa (Koukharsky 1988 a). Estas características, unidas a su vinculación con depósitos marinos de plataforma, sugieren una cercanía al centro de efusión. Un volcanismo explosivo similar, desarrollado durante el Arenig-Llanvirn, fue descrito en áreas cercanas y fue vinculado genéticamente a un arco magmático: río Huaytiquina (Coira y Barber 1987); laguna de Jama (Coira y Nullo 1987); sierra de Guayaos (Koukharsky et al. 1987); Aguada de la Perdiz (Bahlburg 1990).

La evolución de la cuenca ordovícica de la Puna, vinculada o no al desarrollo de uno o dos arcos magmáticos, fue y es un tema largamente discutido; su tratamiento escapa a los objetivos planteados en este trabajo. Importa resaltar en cambio, que el vulcanismo intercalado en la Formación Las Vicuñas constituye el evento más antiguo hasta ahora reconocido en el Ordovícico de la Puna.

La facies de plataforma y fauna contenida en la Formación Las Vicuñas, permiten establecer una de las vías de comunicación que habrían tenido las cuencas tremadocianas de la Cordillera Oriental y del Sistema del Famatina, cuya similitud es conocida de larga data.

La ubicación geográfica del Tremadoc del Rincón (Figura 1 d) introduce un interesante interrogante sobre la extensión y distribución de estos depósitos. En gran parte de la Puna Septentrional, el núcleo estratigráfico lo constituyen registros del Arenig; en este caso es probable que ellos sepulten a los tremadocianos. En la Puna Austral en cambio, la mayoría de los depósitos faunísticamente documentados corresponden al Llanvirn superior-Caradoc inferior (Aceñolaza y Toselli 1971; Aceñolaza y Durand 1975; Aceñolaza et al. 1975; Aceñolaza y Baldi 1987). En áreas cercanas al salar de Antofalla, contactos tectónicos separan los depósitos ordovícicos de complejos metamórficos de bajo grado, representados por facies de flysch asociadas a rocas eruptivas básicas. Estos últimos fueron atribuidos al Ordovícico Inferior por Palma et al. (1990), quienes atribuyen a la fase Guandacol-intraordovícica la deformación de esas rocas y a la fase Oclóyica la deformación del Ordovícico Superior.

Otros autores en cambio, consideran que la deformación oclóyica es la única que afecta al Ordovícico de la Puna (Turner 1972, Turner y Méndez 1975, Allmendinger et al. 1982, Ramos 1986, entre otros). Estudios tectónicos sistemáticos realizados por Mon y Hongn (1987) corroboran esta hipótesis al comprobar estilos tectónicos similares en las secuencias arenigianas como en las del Ordovícico Medio y Superior. Los depósitos del Llandeilo-Caradoc temprano de la Puna (Ramos 1972; Aceñolaza y Baldi 1987 y Bahlburg et al. 1990) y los llandoveryanos de la Formación Salar del Rincón, permitirían acotar el diastrofismo oclóyico al lapso Caradoc tardío-Ashgill temprano.

Ahora bien, se desconoce qué tipo de relación estratigráfica y estructural tendrían los depósitos tremadocianos con los arenigianos de la Puna occidental, como para descartar o postular la injerencia de un tectonismo previo a la fase Guandacol.

A la luz de las observaciones actuales, parece más probable asignar a la fase Oclóyica la deformación de la Formación Las

Vicuñas. En este aspecto, la ausencia de mesoestructuras en esta unidad corroboraría las conclusiones de Hongn (1992), ya que el área aquí tratada se ubica hacia el oeste del eje submeridiano de máxima deformación oclóyica que se emplaza en el centro de la Puna. Este autor considera que la deformación disminuye hacia el este y hacia el oeste a partir de dicho eje. La faja con deformación penetrativa coincidiría con las facies turbidíticas de la Puna, en tanto que los depósitos de plataforma de la Cordillera Oriental no registran deformación paleozoica intensa. La Formación Las Vicuñas formaría parte de la plataforma Altiplánica de la cuenca tremadociana (Moya 1988b), cuya respuesta al tectonismo oclóyico habría sido similar al de la Cordillera Oriental.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ACEÑOLAZA, F.G., 1968. Geología estratigráfica de la región de la sierra de Cajas, Dpto. Humahuaca (Provincia de Jujuy). Asociación Geológica Argentina Revista XXIII: 207-222.
- ACEÑOLAZA, F.G., 1986. Los estratos tremadocianos y el problema del límite Cambro-Ordovícico en Latinoamérica. Universidad Nacional de Jujuy, Instituto de Geología y Minería Revista 6: 7-12.
- ACEÑOLAZA, F.G., 1989. Progress in the Lower Ordovician of Latin America. Serie de Correlación Geológica (Tucumán) 5: 9-20.
- ACEÑOLAZA, F.G. y B. BALDIS, 1987. The Ordovician System of South America. Correlation Charts and Explanatory Notes, International Union of Geological Science Publication 22: 1-68.
- ACEÑOLAZA, F.G., J.L. BENEDETTO, M. KOUKHARSKY, J.A. SALFITY y O. VIERA, 1972a. Presencia de sedimentitas devónicas y neopaleozoicas en la Puna de Atacama, provincia de Salta, Argentina. Asociación Geológica Argentina Revista 27: 345-346.
- ACEÑOLAZA, F.G., J.L. BENEDETTO y J.A. SALFITY, 1972 b. El Neopaleozoico de la Puna argentina: su fauna y relación con áreas vecinas. Academia Brasileira de Ciências Anais 44(Suplemento): 5-20.
- ACEÑOLAZA, F.G. y F. DURAND, 1975. Contribución al conocimiento bioestratigráfico del Ordovícico puneño. Fauna graptolítica de Catua, provincias de Salta y Jujuy. Primer Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía Actas I: 77-89.
- ACEÑOLAZA, F.G. y A. TOSELLI, 1971. Nuevos hallazgos del Paleozoico Inferior (Ordovícico) en la Puna. Mundo Geológico 11: 14-15.
- ACEÑOLAZA, F.G., A. TOSELLI y F.R. DURAND, 1975. Estratigrafía y Paleontología de la región de Hombre Muerto, Provincia de Catamarca, Argentina. Primer Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía Actas I: 109-123.
- ALLMENDINGER, R., T. JORDAN, M.A. PALMA y V.A. RAMOS, 1982. Perfil estructural en la Puna catamarqueña (25°-27°S) Argentina. Quinto Congreso Latinoamericano de Geología (Buenos Aires) Actas I: 499-518.
- BAHLBURG, H., 1990. The Ordovician basin in the Puna of NW Argentina and N Chile. Geodynamic evolution from a back-arc to foreland basin. Geotektonische Forschungen (Stuttgart) 75: 1-107.
- BAHLBURG, H., C. BREITKREUZ, J. MALETZ, M.C. MOYA y J.A. SALFITY, 1990. The Ordovician sedimentary rocks in the northern Puna of Argentina and Chile: new stratigraphical data based on graptolites. Newsletters on Stratigraphy 23: 69-89.
- BENEDETTO, J.L., 1976. Foraminíferos pérmicos de la Formación Arizaro (Provincia de Salta, Argentina). Segundo Congreso Latinoamericano de Geología (Caracas) Memorias II: 1009-1024.
- BENEDETTO, J.L., 1977 a. Una nueva fauna de trilobites tremadocianos de la provincia de Jujuy (sierra de Cajas), Argentina. Ameghiniana 14: 186-214.
- BENEDETTO, J.L., 1977 b. Algunas consideraciones acerca de la posi-

- ción del límite Cambro-Ordovícico en Sudamérica. *GEOS*, UCV (Caracas) 23:3-11.
- BENEDETTO, J.L. y T.SANCHEZ, 1990. Fauna y edad del estratotipo de la Formación Salar del Rincón (Eopaleozoico, Puna Argentina). *Ameghiniana* 27: 317-326.
- COIRA, B. y E.BARBER, 1987. Vulcanismo submarino ordovícico (Arenigiano-Llanvirniano) del río Huaitiquina, Provincia de Salta, Argentina. *Décimo Congreso Geológico Argentino Actas IV*: 305-307.
- COIRA, B. y F.NULLO, 1987. Facies piroclásticas del vulcanismo ordovícico (Arenigiano-Llanvirniano), Salina de Jama, Jujuy. *Décimo Congreso Geológico Argentino Actas IV*: 308-311.
- DONATO, E.O. y G.VERGANI, 1985. Geología del Devónico y Neopaleozoico de la zona del cerro Rincón, provincia de Salta, Argentina. *Cuarto Congreso Geológico Chileno Actas I*: 1-268-283.
- HARRINGTON, H.J., 1957. Ordovician Formations of Argentina. En: Harrington, H.J. y A.F. Leanza *Ordovician Trilobites of Argentina*. Department of Geology, University of Kansas Special Publication 1: 1-59, Lawrence.
- HARRINGTON, H.J. *et al.*, 1968. Part O: Arthropoda 1. En: Moore, R.C. (Ed.) *Treatise on Invertebrate Paleontology*. Geological Society of America & University of Kansas Press, 560 pp., Lawrence.
- HARRINGTON, H.J. y A.F. LEANZA, 1957. Ordovician Trilobites of Argentina. Department of Geology, University of Kansas Special Publication 1, 276 pp. Lawrence.
- HONGN, F.D., 1992. Tectónica y microtectónica del basamento predevónico de la Puna. Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales, Tesis Doctoral, 228p. (inédito).
- HUPE, P., 1955. Classification des trilobites. *Annales de Paléontologie* (Paris) 41: 91-325 (111-345).
- ISAACSON, P.E., B. ANTELO y A.J. BOUCOT, 1976. Implications of a Llandovery (Early Silurian) brachiopod fauna from Salta province, Argentina. *Journal of Paleontology* 50:1103-1112.
- KOBAYASHI, T., 1937. The Cambro-Ordovician shelly faunas of South America. *Journal of Faculty of Sciences, University of Tokyo* 2 (4/4): 369-522.
- KOUKHARSKY, M.M.L., 1969. Mapa geológico de la Hojas 6 a y b. Dirección Nacional de Geología y Minería (inédito).
- KOUKHARSKY, M.M.L., 1988 a. El vulcanismo ácido ordovícico y las rocas graníticas de la Puna occidental entre las latitudes 24° y 24° 20' S. *Asociación Geológica Argentina Revista XLIII*: 253-256.
- KOUKHARSKY, M.M.L., 1988 b. Geología de la Puna en la región que media entre el Cerro Socompa y el cerro Tui Tul, provincia de Salta. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Tesis Doctoral (inédita).
- KOUKHARSKY, M.M.L., B.COIRA y O.MORELLO, 1987. Vulcanismo ordovícico de la Sierra de Guayaos, Provincia de Salta, Argentina. Características petrológicas e implicancias tectónicas. *Décimo Congreso Geológico Argentino Actas 4*: 316-318.
- MENDEZ, V., 1974. Estructuras de las provincias de Salta y Jujuy a partir del meridiano 65° 30' oeste, hasta el límite con las Repúblicas de Bolivia y Chile. *Asociación Geológica Argentina Revista XXIX*: 391-424.
- MON, R. y F. D. HONGN, 1987. Estructura del Ordovícico de la Puna. *Asociación Geológica Argentina Revista XLII*: 31-38.
- MOYA, M. C., 1998a. Lower Ordovician in the southern part of the Argentine Eastern Cordillera. In Bahlburg, H., C.Breitkreuz y P.Giese (eds) *The Southern Central Andes. Lecture Notes in Earth Sciences* (Springer-Verlag, Heidelberg) 17: 55-69.
- MOYA, M. C., 1988b. Estratigrafía del Tremadociano en el tramo austral de la Cordillera Oriental Argentina. Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales. Tesis Doctoral, 368p. (inédito).
- MOYA, M.C., S.MALANCA, J.A.MONTEROS y A.CUERDA, (en prensa). Bioestratigrafía del Ordovícico Inferior en la Cordillera Oriental Argentina basada en graptolitos. *Revista Española de Paleontología*.
- MPODOZIS, C., F.HERVE, J.DAVIDSON y S.RIVANO, 1983. Los granitoides de Cerros de Lila, manifestaciones de un episodio intrusivo y termal del Paleozoico Inferior de Los Andes del norte de Chile. *Revista Geológica de Chile* 18: 3-14.
- PALMA, M.A., P.D.PARICA y V.A.RAMOS, 1986. El granito Archibarca: Su edad y significado tectónico, provincia de Catamarca. *Asociación Geológica Argentina Revista XLI*: 414-419.
- PALMA, M., I.BRISSON y G.VUJOVICH, 1990. Geología del bloque paleozoico de la Quebrada Honda, Puna catamarqueña. *Asociación Geológica Argentina Revista XLV*: 145-158.
- PANTOJA-ALOR, J., 1970. Rocas sedimentarias paleozoicas en la parte centro-septentrional de Oaxaca. En *Libreto-guía de la Excursión México-Oaxaca*. Sociedad Geológica Mexicana: 67-84.
- RAMOS, V.A., 1972. El Ordovícico fosilífero de la sierra de Lina, departamento Susques, provincia de Jujuy, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina Revista XXVII*: 84-94.
- RAMOS, V.A., 1986. El Diastrofismo Oclóyico: Un ejemplo de Tectónica de colisión durante el Eopaleozoico en el Noroeste Argentino. Universidad Nacional de Jujuy, Instituto de Geología y Minería *Revista* 6: 13-28.
- RASETTI, F., 1954. Phylogeny of the Cambrian trilobite family Catillicephalidae and the ontogeny of *Wellaspis*. *Journal of Paleontology* 28: 599-612.
- ROBISON, R.A. y J.PANTOJA-ALOR, 1968. Tremadocian trilobites from the Nochistlan region, Oaxaca, Mexico. *Journal of Paleontology* 42:767-800.
- SALFITY, J.A., S.MALANCA, M.C.MOYA, C.R.MONALDI y E.M.BRANDAN, 1984. El límite Cámbrico-Ordovícico en el norte de la Argentina. *Noveno Congreso Geológico Argentino Actas 1*: 568-575.
- SCHWAB, K., 1973. Die Stratigraphie in der Umgebung des Salar de Cauchari (NW-Argentinien). Ein Beitrag zur erdgeschichtlichen Entwicklung der Puna. *Geotektonische Forschungen* (Stuttgart) 43: 1-168.
- SHERGOLD, J.H., 1988. Review of trilobite biofacies distributions at the Cambrian-Ordovician Boundary. *Geological Magazine* 125:363-380.
- SUAREZ RIGLOS, M., G.SARMIENTO y M.HUNICKEN, 1982. La zona de *Cordylodus angulatus* (Conodonto, Tremadociano Inferior) en la sierra de Cajas, provincia de Jujuy, Argentina. *Quinto Congreso Latinoamericano de Geología* (Buenos Aires) Actas I: 775-778.
- SUAREZ SORUCO, R., 1976. El Sistema Ordovícico en Bolivia. *Revista Técnica de Y.P.F.B.* 5: 111-223.
- TURNER, J.C.M., 1972. Puna. En: Leanza, A.F. (Dir. y Ed.) *Geología Regional Argentina, Primer Simposio*. Academia Nacional de Ciencias: 91-116, Córdoba.
- TURNER, J.C.M. y V.MENDEZ, 1975. Geología del sector oriental de los Departamentos de Santa Victoria e Iruya, Provincia de Salta, República Argentina. *Academia Nacional de Ciencias Boletín* 51: 11-24.