

Tesis de Posgrado

Geología de los primeros contrafuertes de la Puna saltojujeña entre San Antonio de los Cobres y el Moreno

Ramos, Víctor Alberto

1970

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

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

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:

Ramos, Víctor Alberto. (1970). Geología de los primeros contrafuertes de la Puna saltojujeña entre San Antonio de los Cobres y el Moreno. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_1363_Ramos.pdf

Cita tipo Chicago:

Ramos, Víctor Alberto. "Geología de los primeros contrafuertes de la Puna saltojujeña entre San Antonio de los Cobres y el Moreno". Tesis de Doctor. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 1970.

http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_1363_Ramos.pdf

EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS GEOLOGICAS

GEOLOGIA DE LOS PRIMEROS CONTRAFUERTES DE LA PUNA
SALTOJUJEÑA ENTRE SAN ANTONIO DE LOS COBRES Y EL MORENO

Victor Alberto Ramos

Tesis presentada para optar al título de
Doctor en Ciencias Geológicas

Director: Doctor Juan Carlos M. Turner

1970

Tesis 1363
ej. 2

I N D I C E

<u>INTRODUCCION</u>	1
Ubicación y Accesibilidad.....	1
Investigaciones anteriores.....	3
<u>FISIOGRAFIA</u>	4
Orografía.....	4
Hidrografía.....	4
Clima.....	5
<u>GEOLOGIA</u>	
A. ESTRATIGRAFIA	
Relaciones generales.....	6
Descripción de las Formaciones.....	6
1. Precámbrico	
Formación Copalayc.....	6
Formación Puncoviscona.....	7
2. Paleozoico	
Perfil del angosto de la Quesera	12
CAMBRICO	
Granodiorita Quesera.....	17
Rocas hipabisales.....	19
Grupo Mesón	
Formación Lizoite.....	20
Formación Campanario.....	21
Formación Chalhualmayoc.....	22
ORDOVICICO	
Grupo Guayoc Chico.....	24
Formación Parcha.....	28
3. Mesozoico	
CRETACICO	
Grupo Salta.....	35
Formación Pirgua.....	35
Formación Lecho.....	36
Formación Yacoraité.....	36
Formación Santa Bárbara.....	38
4. Cenozoico	
TERCIARIO	
Formación Chaco.....	42
Conglomerado Los Patos.....	42
Formación El Moreno (Pórfidos dacíticos).....	43
CUARTARIO	
Pleistoceno	
Tufitas Corte Blanco.....	45
Formación Chipas.....	46
Aluviones aterrazados.....	55
Depósitos morénicos.....	55
Holoceno	
Evaporitas.....	56
Depósitos aluviales.....	56
B. ESTRUCTURA.....	57
C. EVOLUCION GEOLOGICA Y TECTONICA.....	66
APENDICE	
Descripción de los fósiles	
1. Fósiles problemáticos.....	74
2. Graptolitos.....	76
LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO.....	80
Láminas I-II-III	
Perfiles	
Mapa geológico (Escala 1:75.000)	

INTRODUCCION

El motivo del siguiente trabajo fue estudiar las características estructurales del borde oriental de la Puna salto jujeña entre El Moreno y San Antonio de los Cobres y establecer las relaciones espaciales y estratigráficas de los depósitos del Paleozoico inferior no bien conocidas en la región.

La primera visita a la comarca fue realizada en los meses de enero y febrero de 1964, oportunidad en que se pudo conocer la complejidad estructural del área y se estudiaron los depósitos tuffíticos aflorantes en el Corte Blanco. En los primeros meses de 1969 el autor realizó la fotointerpretación de la región y, posteriormente dos viajes de campaña permitieron verificar las relaciones estructurales y estudiar los perfiles más representativos del Paleozoico inferior, en algunos de los cuales se recolectaron numerosos fósiles. Entre los hallazgos fosilíferos cabe mencionar por su importancia el de pre epipodites, apéndices branquiales de trilobites, por ser el primer hallazgo de los mismos en el país. Además de varias localidades no conocidas anteriormente de graptolitos arenigianos, se pudo coleccionar interesantes fósiles problemáticos de edad cámbrica.

El mapa geológico confeccionado a escala 1:50.000, sobre la base de fotografías aéreas, fue reducido tras el trabajo de campo para obtener un mapa de dimensiones más adecuadas a escala 1:75.000.

El autor quiere expresar su agradecimiento al profesor Dr. Juan Carlos M. Turner por la dirección del trabajo y por la revisión crítica de la determinación de los graptolitos.

Mi gratitud es extensiva a los licenciados Omar Viera, Graciela Blasco y Magdalena Koukharsky por su colaboración en campaña, el estudio de los trilobites y el asesoramiento en el estudio de los cortes delgados respectivamente.

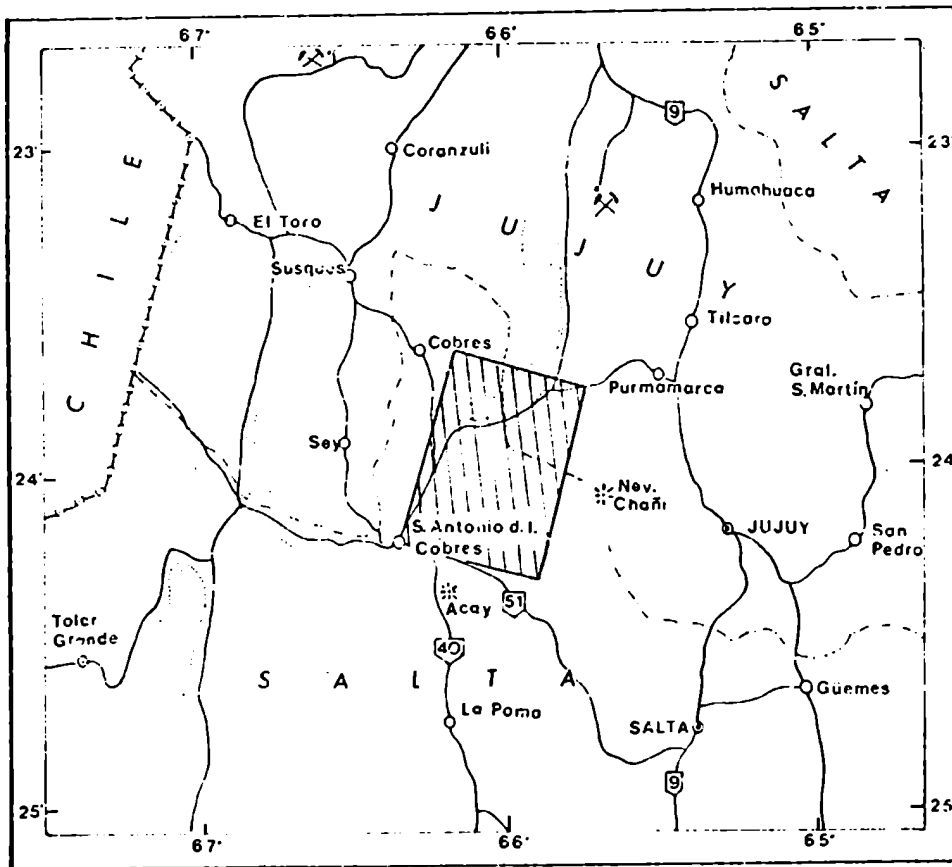
Por último el autor queda profundamente reconocido a las autoridades del Plan Cordillera Norte de la Dirección General de Fabricaciones Militares por haber brindado los medios materiales que han posibilitado la realización del presente trabajo.

Ubicación y accesibilidad

La región se halla comprendida en el sector noroccidental de la provincia de Salta, y abarca parte de la provincia de Jujuy. El centro geográfico del área estaría ubicado aproximadamente en los 66° de longitud oeste y 24° de latitud sur.

El área levantada abarca 2.940 km². Su borde norte está dado por las Salinas Grandes; el límite este pasa por las primeras estribaciones occidentales del Nevado de Chañi y serranías adyacentes, mientras que al sur está delimitado por una línea que une la ciudad de San Antonio de Los Cobres con la estación Incahuasi. Hacia el poniente la Sierra de San Antonio marca el límite occidental de la comarca estudiada.

El acceso a la región es en general bueno. San Antonio de los Co-



Escala 1:2.500.000

Figura 1: Mapa de ubicación de la comarca.

bres dista 150 km de Salta, a la que está unida por la ruta nacional N° 51. La ruta nacional N° 40 cruza la comarca de norte a sur, proveniente de Cobres pasa por San Antonio de los Cobres y prosigue hacia la localidad de La Poma. Una variante de la misma pasa por Cangrejillos, La Aguadita, Tres Morros, y sigue hacia Abrupampa.

Una ruta provincial une durante el invierno Purmamarca con El Moreno, mientras que la antigua ruta provincial entre este último y Puerta de Tastil se halla en completo estado de abandono. Accesos secundarios para vehículos de doble tracción, en parte sólo huellas, se internan hasta Piscuno, Laguna Blanca, Lipán, Cachiñal, finca del Toro y otras localidades.

La población más importante es San Antonio de los Cobres con aproximadamente un millar y medio de habitantes. En importancia le sigue El Moreno que no llega al centenar de habitantes. El resto son caseríos y puestos aislados esparcidos por toda el área serrana.

Investigaciones anteriores

La primera referencia geológica del área se debe a Brackebusch (1891) quien en su mapa geológico del interior de la República Argentina da ideas muy generales de la región.

Hausen (1925) da a conocer por primera vez la existencia de un granito en Tastil, y describe una muestra petrográfica del mismo.

El mapa geológico presentado por Sgrosso (1939) a escala 1:750.000 abarca la parte jujeña del área levantada. En él cita la presencia de cuarcitas, areniscas y pizarras cambrosilúricas en la comarca. Asigna el granito del Chañi al Permotriásico.

Corresponde a Keidel (1937 y 1943) el primer estudio geológico estructural en el que establece la estratigrafía de las unidades aflorantes, hace referencia al conglomerado glacimarinero del Tremadocino y asigna al Precámbrico al granito de La Quesera. Lamentablemente Keidel no dispuso de una base topográfica para volcar sus minuciosas observaciones y su conocimiento de la zona se expresa por la descripción de varios perfiles entre los cuales se destaca el del angosto de la Quesera por su importancia para la comprensión del magmatismo assyntico y la tectónica geosinclinal del Paleozoico inferior.

Báez (1950) estudia la quebrada del Toro hasta sus cabeceras, la cual abarca la parte oriental de la comarca. Presenta sus resultados en la compilación geológica de la provincia de Salta realizada por Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Pascual colecciona fósiles ordovícicos dentro de la comarca (en Báez 1950), que más tarde son estudiados por Harrington y Leanza (1957). Dado el carácter inédito de esa información en el mapa geológico adjunto se ubicaron las localidades fosilíferas de Pascual, citadas en Harrington y Leanza (1957).

Vilela (1953) estudia los ciclos eruptivos de la Puna de Atacama sobre la base de sus observaciones estratigráficas y estructurales al poniente y sur de San Antonio de los Cobres. En relación con la comarca que nos ocupa señala que los depósitos cámbricos y ordovícicos "no lograron extenderse más al oeste de lo que actualmente es la quebrada del Toro" (Vilela, 1969, pag. 44).

Mingramm y Rolleri (1968) unos pocos kilómetros al oeste de San Antonio de los Cobres comunican el primer hallazgo en la Puna salteña de graptolitos de edad ordovícica en un "asomo que forma parte de un conjunto mayor que Vilela (1953) cartegó como Proterozoico". Esta circunstancia hizo que el autor visitara la zona del hallazgo para tratar de dilucidar las relaciones litológicas y estructurales con el "complejo metamórfico" (Vilela, 1953) que aflora en la Sierra de San Antonio de los Cobres de decidida edad precámbrica. Como se verá en el capítulo correspondiente,

este afloramiento presenta características litológicas definidas que permiten distinguirlo de los de edad proterozoica.

A pesar de todas estas investigaciones la comarca bajo estudio permanecía en gran parte desconocida y correspondió al Plan Cordillera Norte la iniciativa de completar la fragmentaria información existente.

FISIOGRAFIA

Orografía

La comarca en estudio abarca el sector oriental de la Puna como región geográfica. Keidel (1937) propuso la denominación de Prepuna para aquel sector de la Puna que presentaba un avenamiento hacia el Atlántico. El límite occidental de la Prepuna atravesaría la comarca por abra de Muñano, el Crestón Alto de La Aguada, el abra de la Quesera, el cerro Alto del Rosado y el abra de Palomares.

El límite entre la Puna y los Andes Orientales pasaría más hacia el este, por la línea de altas cumbres delimitada por la Sierra de Chañi y el Nevado de Chañi.

La Puna está caracterizada por cordones serranos y amplios bolsones cuyo relieve relativo no es muy abrupto. A ésta pertenecerían la Sierra de San Antonio de los Cobres, el Crestón Alto de La Aguada, el Alto del Rosado, etc. Estos cordones suelen tener un rumbo nordeste (N 10-15° E). Se destacan aisladamente en este paisaje los centros efusivos como el volcán Chipas (4.856m) y el cerro Cajón (4.796m). El cerro Alto del Rosado es el más alto de la comarca, pero la falta de un levantamiento topográfico no permite conocer su cota, que debe superar los 5.000 m. Todos los cordones serranos de la comarca se hunden hacia el norte, configurando la gran depresión de las salinas Grandes - laguna de Guayatayoc.

El borde oriental de la Puna estaría caracterizado por cordones montañosos abruptos y profundas quebradas. Comprende entre otros a los cerros Arenal, Chachayo, Papachacra y Cencerro (4.103m), sobre la margen occidental de la quebrada del Toro. Las primeras estribaciones del Nevado de Chañi configuran su margen oriental.

Hidrografía

En la Puna domina un avenamiento endorreico, con numerosas cuencas cerradas, entre las que se destaca la de salinas Grandes - Laguna de Guayatayoc, a la que desemboca el río San Antonio. Este es alóctono y recibe su caudal permanente del deshielo proveniente de cerros y cordones ubicados al sur. Es uno de los pocos ríos importantes que fluye de sur a norte; recibe sobre su margen derecha el río de Los Patos y más adelante el río Angosto de Piscuno. A la misma cuenca pertenecen los ríos de

Lipán, Moreno Chico y El Moreno, que son efímeros y la mayor parte del año secos.

Al nacimiento de la comarca el resto de los ríos pertenece al sistema hidrográfico del río Pasaje o Juramento, que se forma por la unión de los ríos Guachipas y el de la quebrada del Toro. A este último fluyen los arroyos de la Quesera, Punta Ciénaga y Palomares. El único que tiene agua permanente es el de la quebrada del Toro a partir de Tres Cruces, cuyas aguas provienen del Nevado de Chañi, y se endican naturalmente en las lagunas I, II y III en las adyacentes de la finca del Toro.

Dos cuencas endorreicas secundarias son las de laguna Blanca y laguna Colorada que comprenden la parte central del área y tienen una superficie aproximada de 50 km² cada una.

Clima

La región es subtropical árida, con carácter continental intenso configurando un típico clima desértico (Vilela, 1969).

Sólo se disponen de observaciones en la estación meteorológica de San Antonio de Los Cobres, efectuadas entre 1927 y 1931. Los datos consignados por Vilela (1969, pag. 19) indican una presión atmosférica media 486,6 mm de Hg; una temperatura media de 8,6°C, con una máxima absoluta de 27°C y una mínima de 16° bajo cero.

Las lluvias son de características estivales y ocurren de enero a marzo principalmente. Alcanzando registros cercanos a los 100 mm anuales de valor promedio.

La amplitud térmica es extraordinaria pues alcanza hasta 36° de variación en un día. La nubosidad es baja y la irradiación es muy intensa. La frecuencia de heladas es de 223 días por año.

Estos datos pueden ser extrapolados al sector occidental de la comarca bajo estudio. El sector oriental, ubicado en las inmediaciones del Nevado de Chañi es más húmedo y las precipitaciones son mayores, no siendo en general tan riguroso su clima.

GEOLOGIA

A. ESTRATIGRAFIA

Relaciones generales

Intervienen en la constitución geológica de la región rocas metamórficas y sedimentarias de edad precámbrica. Estas rocas están intruídas por rocas graníticas de edad cámbrica inferior? sobre las que se apoyan en marcada discordancia angular depósitos del Cámbrico y del Ordovícico que representan un ciclo sedimentario marino correspondiente al geosinclinal del Paleozoico inferior.

Un nuevo ciclo sedimentario se inicia con el Grupo Salta del Cretácico superior de origen continental y marino. Se apoya en discordancia angular sobre los anteriores.

Depósitos continentales correspondientes al Terciario superior se acumulan en cuencas aisladas, las que presentan un desarrollo variable de difícil correlación.

El ciclo efusivo se inicia con la intrusión de los pórfidos dacíticos (Formación El Moreno, Mioceno superior - Plioceno inferior) y por el vulcanismo andesítico de la Formación Chipas de edad pleistocena. Entre ambos y separados por una discordancia están las Tufitas Corte Blanco.

En el resto del Pleistoceno se acumulan los depósitos aluviales a terrazados y morenas del Alto del Rosado y en el Holoceno las evaporitas y depósitos aluviales.

El cuadro estratigráfico adjunto resume las características litológicas y espesores de las Formaciones aflorantes en la comarca.

Descripción de las Formaciones

1. Precámbrico

Las rocas precámbricas de la comarca presentan características litológicas que permiten diferenciarlas en dos unidades mapeables, la Formación Copalayo y la Formación Puncoviscana. Ambas corresponderían al "Complejo metamórfico" de Vilela (1953).

En los últimos años, en particular a partir del trabajo de Minigramm y Rolleri (1968) el hallazgo de graptolitos ordovícicos en el ámbito de la Puna, hizo dudar de la edad precámbrica de algunos de sus extensos cordones montañosos. En lo que respecta a la región de San Antonio de los Cobres y al área levantada se pueden distinguir con cierto grado de seguridad las Formaciones precámbricas de las ordovícicas.

Formación Copalayo

Los afloramientos de rocas metamórficas que componen esta Formación están en continuidad litológica con los del Nevado de Palermo, comarca tipo donde Turner (1960) describe por primera vez esta Formación.

Vilela (1953 y 1969) los agrupa en su complejo metamórfico" en la Sierra de San Antonio de los Cobres.

En la comarca aflora en su parte central y configura el núcleo de las Sierras de Muñano y el Crestón Alto de La Aguada, como continuación de los afloramientos del Nevado de Acay. Compone macizos homogéneos y compactos cuyo relieve se caracteriza por su suave morfología.

En la Cuesta del Muñano se observan varios cortes sobre el camino donde se puede estudiar su litología. Está compuesto por esquistos pardo verdosos a grisáceos, predominantemente pelíticos, en parte bastante homogéneos. Estarían representados por esquistos cuarzo-clorítico-sericíticos de grano muy fino y brillo graso en las superficies de esquistosidad.

Al microscopio sus componentes son cuarzo, abundante sericita y clorita isorientadas, acompañadas de granos de hierro y leucoxeno. El bajo grado metamórfico permite la conservación de la estratificación gradada, acentuada por una mayor densidad de las micas en las capas más finas. Delgadas venas de cuarzo atraviesan la muestra discordantemente.

La presencia de estratificación gradada en estas muestras concuerda con lo señalado por Borrello (1969, pág. 60) quien comunica la presencia de turbiditas en el sector de abra Muñano. Estas se alternan con esquistos pizarreños y cuarcíticos y con escasas cuarcitas de color gris verdoso oscuro, en las que estructuras primarias tales como la estratificación aparecen enmascaradas por la esquistosidad en los bancos pelíticos, mientras que los más gruesos presentan solo clivaje de fractura. Ambas presentan un rumbo nordeste predominante.

Estas rocas leptometamórficas pertenecen a las facies de esquistos verdes, subfacies clorita moscovita, que comprende a un metamorfismo regional de bajo grado y de dislocación de acuerdo con Turner y Verhoogen (1963, pág. 361).

Esta formación vuelve a aflorar en la Sierra de San Antonio de Los Cobres, en el borde occidental del área levantada. En el cerro Terciopelo al poniente del pueblo de San Antonio de Los Cobres y asimismo sobre el camino en la angostura del río San Antonio pocos kilómetros al sur, se puede observar un típico desarrollo de esta Formación. Están compuestos por pizarras filíticas de color verde a gris verdoso alternando con cuarcitas verdosas y grisáceas atravesadas por numerosas venas de cuarzo.

Formación Puncoviscana

Esta denominación propuesta por Turner (1960) al estudiar la Sierra de Santa Victoria ha sido reconocida a lo largo de la quebrada de Humahuaca por López y Nullo (1969), Ramos, Turic y Zuzek (1967), hasta la misma abra de Pives (cabecera de la quebrada de Purmamarca) distante unos cinco kilómetros

EDAD		NOMBRE		LITOLOGIA	Espesor (m)
CENOZOICO	CUARTARIO	Holoceno		Evaporitas y depósitos aluviales	
		Pleistoceno	Formación Chipas Ignimbritas Vizcachayoc Pórfido andesítico Andesita Cajón Tobas Andesíticas Andesita Piscuno	Depósitos morénicos Aluviones aterrazados	8 - 300 150 15
MESOZOICO	TERCIARIO		Tufitas Corte Blanco		30
			Conglomerado Los Patos Formación El Moreno (Pórfidos dacíticos) Formación Chaco	Arcillitas, limolitas y conglomerados	270 520
PALEOZOICO	ORDOVICIANO	Paleoceno	Formación Santa Bárbara Formación Yacoraité Formación Lecho Formación Pirgua	Areniscas rojizas, etc. Calizas estromatolíticas y oolitas Areniscas blanquecinas Areniscas y conglomerados rojizos	100 70 30-40 30
		Arenigiano Tremadociano	Formación Parcha Grupo Guayoc Chico	Lutitas Areniscas, calizas y lutitas	350 550
PRECAMBRIANO	CAMBRICO	Superior	Formación Chalhualmayoc Formación Campanario Formación Lizoite	Areniscas Areniscas y lutitas Areniscas	70-450
		¿Inferior?	Granodiorita Quesera y diques asociados	Granodiorita y granito	>2000
			Formación Puncoviscana Formación Copalayo	Grauvacas y pizarras Esquistos cuarcíticos, cloríticos y sericíticos, y cuarcitas	

del límite nordeste del área levantada, cuyos afloramientos están en continuidad litológica con los del resto de la comarca.

Aflora al norte del abra de la Quesera, en el cerro Lipán, en el cerro Morado Grande, al nacimiento de Piscuno y en ambos márgenes de la quebrada del Toro.

Sus relaciones estratigráficas con la Formación Copalayo merecieron especial atención durante el trabajo de campo. El único contacto en la comarca que no resultó de origen tectónico confirmado, es el del flanco occidental del Crestón Alto de La Aguada a la altura de Piscuno. Este no es transicional, sino bien definido. Lamentablemente la cubierta de detritos dificulta la observación de la base de la Formación Puncoviscana. El rumbo y la inclinación de sus estratos no coinciden con la estratificación que se observa en la Formación Copalayo, pero dado el plegamiento que presentan estas Formaciones este hecho no sería necesariamente una discordancia. Además llama la atención la forma recta del contacto, que no permitiría descartar un origen tectónico.

El contacto entre ambas unidades se puede observar en la Sierra de San Antonio de Los Cobres fuera del área levantada. La Formación Puncoviscana formaría el flanco oriental de la misma, excepto los cerrillos que se ubican al nacimiento de la bifurcación de la ruta nacional Nº 40, mientras que la Formación Copalayo compone el núcleo de la sierra. El contacto no es definido, y se pasa transicionalmente de una a otra Formación.

No hay dudas, por lo menos en la comarca levantada, que la Formación Puncoviscana sería más joven que la Copalayo sobre la que se asienta. Además la primera está yaciendo siempre por debajo de las ortocuarcitas cámbricas, las que nunca se apoyan sobre la Formación Copalayo.

Ambas unidades pertenecen al mismo ciclo de deposición, como lo denota la homogeneidad de sus facies sedimentarias. Tanto la Formación Copalayo como la Puncoviscana se caracterizan por una facies de flysch bien desarrollada en las que Borrello (1969) ha distinguido un tipo de ortoflysch dominante con alguna participación psefítica. El bajo grado de metamorfismo observado en la Formación Copalayo podría explicarse por una mayor dislocación sufrida por los términos más antiguos, que en general componen en la comarca el núcleo de los cordones serranos. Fuera de la comarca las facies precámbricas metamorfizadas no siempre indicarían una edad más antigua, pues la dislocación podría afectar a rocas equivalentes en edad a la Formación Puncoviscana en el área estudiada.

Litológicamente la Formación Puncoviscana se compone de rocas sedimentarias. En ninguno de los cortes estudiados se pudo observar indicios de metamorfismo o de una marcada recristalización. Está compuesta por grauva-

cas depositadas ritmicamente con lutitas en una típica asociación de ortoflysch.

En general la morfología de esta unidad es más abrupta y áspera que en la formación anterior. En el estudio fotogeológico previo pudo distinguirse por su textura fotográfica de la Formación Copalayo. Esta se caracteriza por una textura muy suave y homogénea donde no se observa estratificación a diferencia con la Formación Puncoviscana, donde ésta es notable, produciendo los numerosos resaltos y cuestas que le dan su típico aspecto.

Las areniscas tienen colores similares a la Formación Copalayo, pero en general sus grises son más parduzcos y no tan oscuros y verdosos. Son de grano mediano y se presentan en bancos de 30 a 40 cm de espesor, intercalados ritmicamente con lutitas pizarreñas negras en paquetes de 20 a 60 cm que solo ocasionalmente alcanzan varios metros de espesor.

Entre las psamitas predominan las grauvacas, macizas y bien induradas de color gris parduzco; al microscopio se caracterizan por su pobre selección granulométrica, sus clastos angulosos y por su abundante matriz. La estratificación se manifiesta en la orientación subparalela de los ejes mayores de los clastos y la compactación por la deformación de las micas y clastos micáceos. Clistoclastos y litoclastos están en proporciones aproximadamente iguales. Entre los primeros predominan el cuarzo, aunque existen también los de plagioclasa, feldespatos potásico, biotita, moscovita, clorita, epidoto, calcita, mineral opaco, apatita, circón y turmalina. Los litoclastos más comunes son intercrecimientos de cuarzo con gránulos opacos (posibles pastas volcánicas), ftanitas, agregados cuarzo-sericíticos (pizarras), esquistos finos cuarzo feldespático-cloríticos, y cuarzo moscovíticos, cuarcitas, agregados parduzcos sericíticos muy finos (lutitas), agregados granosos finos de cuarzo y oligoclasa, y pastas volcánicas reemplazadas por óxidos de hierro con microlitas de plagioclasa. La matriz está compuesta por un agregado muy fino de cuarzo, sericita, calcita y gránulos opacos.

En general el clivaje de fractura es solo incipiente, y presenta únicamente un hendimiento moderado. La estratificación es perfectamente visible encontrándose ondulada en los términos más psamíticos.

Estas grauvacas presentan frecuentemente notables hieroglifos en las superficies de estratificación. Están abundantemente desarrollados a unos 200 mts. de la bifurcación de la ruta nacional N° 40 con la variante que conduce a Cobres; al poniente de la huella que une Piscuno con Laguna Blanca y al nacimiento del volcán Chipas. En la primera localidad se observa la presencia de rastros vermiformes, paralelos a la estratificación, de hábito marcadamente tubular de 3 a 4 mm de diámetro, que se entrecruzan en

todas las direcciones sin ninguna preferencial. Estos rostros se presentan en unas areniscas de 5 cm de espesor en el contacto con lutitas sobrepuestas de color pardo rojizo. Estas formas son probablemente de origen inorgánico.

En esta Formación a pesar de la intensa búsqueda no se encontraron fósiles. Los únicos vestigios de vida que hasta el momento se conocen son los hallados por Cuerda en 1967 en el desmonte de la vía férrea entre Campo Quijano y Río Blanco. Serían restos de bilobites según Borrello (1969, pág 60).

El espesor total de esta formación es difícil de estimar debido al intenso plegamiento. Al naciente de Laguna Blanca, donde su base está oculta se lo estima en más de 2.000 m de espesor.

Edad de las Formaciones Copalayo y Puncoviscana

Sobre la base de lo expuesto se deduce que la Formación Puncoviscana, por lo menos en la comarca en estudio, es relativamente más joven que la Formación Copalayo. A su vez la Formación Puncoviscana es intruída por la granodiorita Quesera de edad cámbrica inferior. Tanto las rocas graníticas como la Formación Puncoviscana están por debajo de la marcada discordancia angular que las separa del Grupo Mesón de edad cámbrica. Por lo tanto se refiere a ambas unidades en este trabajo ^{al}proterozoico.

Esta edad es aceptada por la mayoría de los investigadores que estudiaron dichas Formaciones en el noroeste argentino (Hausen, 1925; Keidel, 1943; Turner, 1960; etc.).

Sin embargo otros autores, entre ellos Borrello (1969) prefieren restringirlas al Infracámbrico debido a la ausencia de metamorfismo (Formación Puncoviscana) o al bajo grado del mismo (Formación Copalayo).

2. Paleozoico

Previa a la descripción sistemática de las unidades paleozoicas se describirá brevemente el clásico perfil del angosto de la Quesera por su importancia para la interpretación de las relaciones estratigráficas entre los depósitos ordovícicos y cámbricos y para una mejor comprensión de sus relaciones con la Granodiorita Quesera.

Perfil del angosto de la Quesera

Este perfil estudiado por Keidel (1943) a servido como base para el estudio de las supuesta glaciaciones del Tremadociano inferior y para dilucidar las relaciones entre el paleozoico inferior y el "macizo granítico del Toro".

El sustrato de las Formaciones paleozoicas está formado por la Granodiorita Quesera. Esta está representada por un granito rojo que lejos del contacto presenta un diaclasamiento bien desarrollado, que produce la desagregación de bloques en trozos angulosos y característicos de la facies granítica (véase pág. 18). El grano es muy fino, la roca maciza y resistente. Está compuesta principalmente por ortosa y cuarzo. La biotita es escasa.

En el contacto con las ortocuarzitas suprayacentes el granito está ligeramente coarctado y presenta una disyunción esferoidal que desaparece gradualmente a pocos metros del mismo. A unos 3 mts. se encuentra nuevamente el granito fresco. El contacto es una superficie plana, que actualmente está inclinada unos 17° al nordeste. Es una típica planicie de abrasión marina en la que es posible observar la antigua superficie cámbrica de erosión del granito. Dada la edad cámbrica inferior? ~~del~~ del granito, las ortocuarzitas que lo cubren serían de edad poscámbrica media.

Estas se asientan en forma paralela a la planicie de abrasión marina. Son ortocuarzitas de color gris blanquecino de grano mediano que presentan una notable laminación entrecruzada y pequeñas motas de 3 a 4 mm de diámetro de color negro. Están estratificadas en bancos de 30 a 40 cm de espesor. Hacia la parte superior el espesor de los bancos es mayor, y la sucesión termina en un banco de ortocuarzitas de mas de 1 metro.

El espesor total de esta unidad es de 60 a 70 m en el angosto de la Quesera (véase fig. 2).

Unicamente sobre la margen izquierda del angosto de la Quesera, se asienta sobre las ortocuarzitas un conglomerado grueso a mediano de unos 10 a 15 m de espesor. Este sería un paraconglomerado polimíctico, de grano muy grueso a fino, esqueleto en parte abierto y clastos de composición variada. Los clastos de la parte inferior alcanzan hasta 30 cm de diámetro

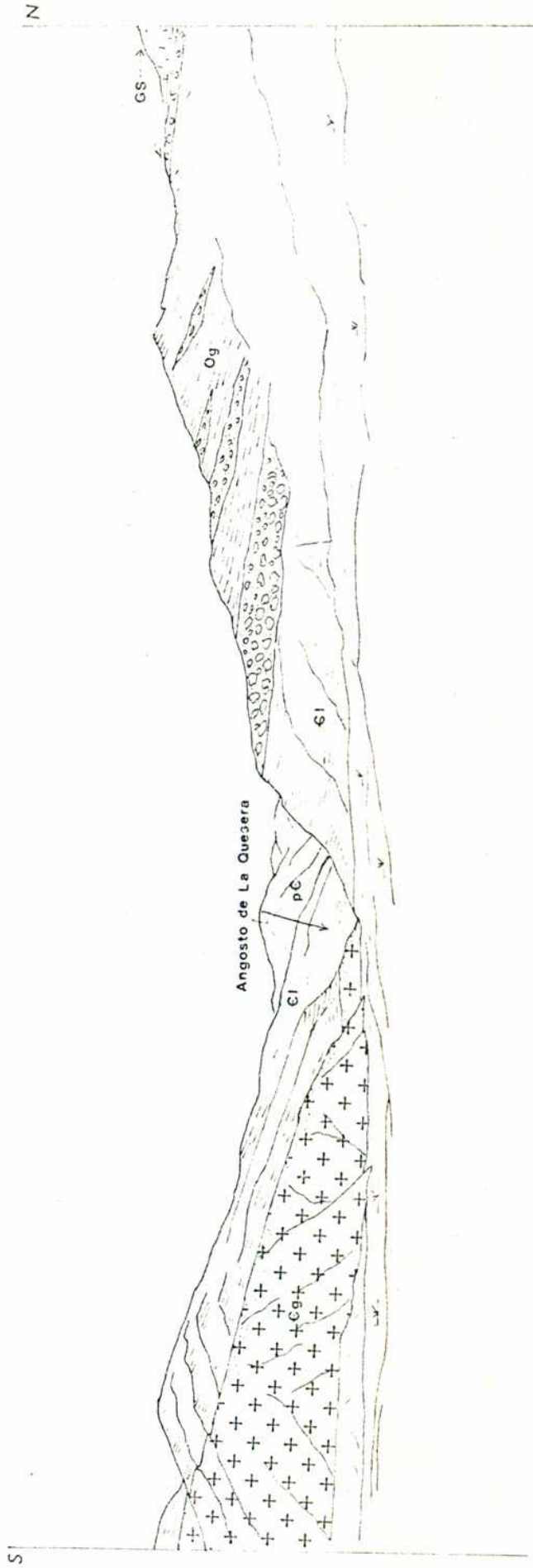


Figura 2: Perfil del angosto de la Quesera. p6: Formación Puncoviscana; Gg: Granodiorita Quesera (la parte punteada representa la zona alterada paralela a la superficie de abrasión c6mbrica); Lz: Formación Lizoite; Gc: Grupo Guayoc Chico y GS: Grupo Salta. Tomado de Keidel (1943) con modificaciones del autor.

mayor y están pobremente seleccionados. El redondeamiento de los clastos varía de subredondeado a subanguloso, mientras que la esfericidad es casi nula. Hay numerosos clastos achatados, debido a la regulación estructural por la estratificación, más que a atrición por erosión glaciaria. El tamaño de los clastos disminuye notablemente hacia la parte superior, hecho que no escapó a la minuciosa observación de Keidel (1943, pág. 188) que indicaría una estratificación gradada en el conglomerado. En los primeros 10 m de espesor la estratificación es nula y recién se esboza en las capas superiores. La matriz es arenosa con numerosos clastos aislados que no llega al 10% de la roca. El cemento es predominantemente calcáreo. Keidel (1943) ha observado muy escasos clastos estriados. Asimismo ilustra en su trabajo algunos clastos de formas pentagonales.

La procedencia de los clastos es variada, y se los encuentra de granito rojo, ortocuarzitas con restos de braquiópodos, pizarras, metacuarcitas, y areniscas limosas que abarcarían rocas precámbricas, cámbricas y quizá tremadocianas inferiores, lo que indicaría la existencia de un relieve cercano donde existían afloramientos de dichas unidades.

El contacto superior del conglomerado no es neto, observándose lentes conglomerádicos finos que se interponen en las ortocuarzitas y areniscas limosas de colores gris verdosos.

Por encima de éstos siguen unas lutitas y areniscas limosas de color verde claro a gris verdoso, en parte oliva, de unos 30 m de espesor. En estas areniscas han sido encontrados por Pascual (en Bález, 1950) los siguientes restos de trilobites asignados a la fauna de Kainella (por Harrington y Leanza, 1957).

Kainella meridionalis Kob.

Pseudokainella lata (Kob)

Parobolinopsis mariana Hoek

Asaphellus catamarcensis Kob.

La roca portadora sería una caliza arenosa de color amarillento claro. Estos fósiles permiten datar a esta unidad como de edad tremadociana inferior.

En marcada discordancia sobre estos depósitos se hallan las areniscas y conglomerados finos de color rojo intenso de la Formación Pirgúa, a las que se sobreponen las calizas y areniscas calcáreas de la Formación Yacoraité. Toda esta última parte del perfil se halla cubierta por depósitos coluviales que permiten ver las relaciones solo en pequeños asomos dispersos.

Keidel (1943) interpretó a las ortocuarzitas que cubren en discordancia al basamento granítico y que están por debajo del conglomerado

como pertenecientes a la parte superior del Grupo del Cardonal (C_2) de edad tremadociana inferior. Según Keidel (1943) este Grupo del Cardonal es una de las unidades ordovícicas mejor definidas en el ámbito de la Cordillera Oriental. Se caracteriza por una parte inferior (C_1) con predominio de areniscas verdosas y lutitas arenosas de colores verde oliva por meteorización, a la que se sobrepone la parte superior (C_2), que está compuesta por una sección inferior formada por areniscas cuarcíticas gris verdosas con algunas intercalaciones lutíticas y una superior más limolítica y arcillosa que tiene algunos bancos de caliza y areniscas calcáreas con trilobites y braquiópodos pertenecientes a la fauna de Kainella del Tremadociano inferior. Esta sucesión es bastante constante y se puede observar en varios lugares de la quebrada del Toro y al este de Laguna Blanca.

Keidel supuso que la existencia de un relieve previo a la deposición del Tremadociano hizo que los bancos de la parte superior del Grupo del Cardonal (C_2) se depositaran transgresivamente sobre la parte inferior (C_1) faltando en el angosto de la Quesera este miembro. Además, para explicar la ausencia de la mitad superior supone que previa a la deposición del conglomerado se erosionó esta sección superior. Por último, a los estratos por encima del conglomerado los denominó "Grupo del Conglomerado". A pesar de estar sobrepuesto a la parte superior del Grupo del Cardonal (C_2) dicho autor destaca que "se parece al conjunto bajo del Grupo del Cardonal (C_1)" (Keidel, 1943, pag. 189). Si se interpreta a las ortocuarcitas como cámbricas, la sucesión del ordovícico se iniciaría normalmente sin ningún hiato o reversión estratigráfica, como es tan característico en la Cordillera Oriental. Esta secuencia sería entonces similar a la descrita para el Tremadociano, en otras comarcas, como por ejemplo, en la quebrada de Pocoya (Ramos, Turic y Zuzek, 1967).

En el presente trabajo se interpreta a las ortocuarcitas gris blanquecinas, en las que son tan escasas las interposiciones lutíticas, como pertenecientes a la Formación Lizoite de edad cámbrica. El espesor del Cámbrico sería así en este perfil de sólo 70 m, que comparando con los 200 ó más metros que tiene a 10 km hacia el este, frente a la finca del Toro indicaría una angularidad menor de 2°. La ausencia de las Formaciones Campanario y Chalhualmayoc en el angosto de la Quesera puede explicarse por una relación de traslazo regresivo entre las distintas unidades del Cámbrico (Krumbein y Sloss, 1963, pag. 315), como es demostrado parcialmente por el carácter regresivo del Grupo Mesón a partir de la deposición de la Formación Campanario. Podría también explicarse por la erosión de las unidades superiores previa la deposición del conglomerado, como en parte es atestiguado por los clastos de ortocuarcitas cámbricas que se encuentran en el mismo.

Además, si se tiene en cuenta la cercanía que los afloramientos de la Quesera tienen al borde de cuenca del mar cámbrico (véase fig. 3), el notable acuñaamiento podría ser primario y la secuencia del Tramadociano sería de onlap sin una discordancia angular. La presencia del conglomerado inclina a pensar en un intervalo de erosión que junto con el cambio de la pendiente de la cuenca para el Ordovícico del este para el oeste, permiten interpretar las relaciones entre ambas unidades como de overstep y determinar la existencia de una tenue discordancia angular entre ambas (menor a 2 grados).

Keidel (1943) interpretó al conglomerado aflorante en la margen izquierda del angosto de La Quesera como depósitos marinoglaciarios sobre la base de su pobre selección, la presencia de clastos aplanados, la falta de redondeamiento y la pobre estratificación de los mismos. Además cita la presencia de clastos estriados que ilustra en su trabajo (Keidel, 1943, Lam. IV).

Sin embargo sobre la base de las características anteriormente descritas y la presencia de estratificación gradada se puede explicar el origen del conglomerado por corrientes de turbidez, producida en el talud continental en una zona cercana al borde de costa y como consecuencia de los movimientos sárdicos que produjeron un ligero alabeamiento de la cuenca y la discordancia angular entre las ortocuarcitas y el conglomerado con sus rocas sobrepuestas.

Es necesario destacar que la diferencia de una típica turbidita el conglomerado del angosto de la Quesera tiene escasa matriz, no es predominantemente arenarcilloso, la estratificación si bien gradada no es notable, sus clastos sobrepasan los 10 cm, etc., lo que siguiendo a Kuenen (en Heezen y Hollister, 1964) caracterizarían a un depósito producido por deslizamiento submarino, y no a una típica turbidita.

Si bien Keidel fue un fervoroso defensor de la migración de los polos y la deriva continental, como lo destaca en las conclusiones de 1943, el estado actual de los conocimientos acerca de la ubicación paleogeográfica de los polos para el Ordovícico, no estaría de acuerdo con sus conclusiones. La región bajo estudio se localizaría a una paleolatitud de aproximadamente 12°N de acuerdo con la ubicación del paleopolo para el Cámbrico y el Ordovícico a una latitud de 22° 30' norte y a 179° al oeste de Greenwich (Bain, 1960).

Volkheimer (1970) demuestra lo improbable de la coexistencia de calizas como las de Alfarcito características de facies profundas, portadoras de la fauna de Kainelia con depósitos glacimarinós. Además después de un exhaustivo análisis de los espectros de latitud paleoclimáticos del Cámbrico y Ordo-

vífico sudamericano llega a la conclusión de que todas las pruebas coinciden en asignar un clima cálido para el Paleozoico inferior de América del Sur y que durante el Cámbrico el ecuador estaría al sur (actual) de la región, lo que coincidiría con las paleolatitudes calculadas por métodos independientes por Bain (1960).

Para explicar la existencia de glaciaciones a estas latitudes sería necesario un relieve montañoso a unas alturas absolutas que no concuerdan con la abrasión marina que se desarrolló sobre el basamento y las relaciones con el Cámbrico que tienen dichos depósitos.

En resumen, en el angosto de la Quesera sobre la Granodiorita Quesera (Cámbrico inferior? ~~mediano~~) se apoyan en discordancia erosiva la Formación Lizcote (Cámbrico ~~mediano~~ superior), sobre la que se asienta el Tremadociano inferior en discordancia angular (aproximadamente 2°) y cuya base estaría formada por un depósito de deslizamiento submarino de muy reducida extensión areal.

CAMBRICO

Granodiorita Quesera:

Turner (1970) ha propuesto esta denominación para el plutón granítico granodiorítico que aflora sobre la margen derecha de la quebrada del Toro a ambos lados del angosto de La Quesera. A pesar de su gran extensión longitudinal y su considerable ancho, estas rocas graníticas habían quedado casi inadvertidas hasta el trabajo de Keidel (1943).

Así Brackebush (1891) en su mapa geológico únicamente las indica en las cercanías de las lagunas del Toro en la quebrada homónima.

La primera descripción petrográfica se debe a Hausen (1925) quien cita una granitita gris proveniente del extremo sur del plutón.

En su compilación geológica de la provincia de Jujuy, Sgrosso (1939) señala sólo la porción oriental del plutón correspondiente al Nevado de Chañi ubicando su edad en el Paleozoico superior.

Keidel (1943) es el primero en ubicar geográficamente los límites del plutón y lo hace llegar hasta cerca del bolsón de las salinas Grandes. En realidad incluye en su macizo granítico dos tipos de rocas diferentes, las plutonitas cámbricas y los pórfidos dacíticos de la Formación El Moreno, que atraviesan en varios lugares al plutón y que afloran en el extremo norte del mismo. Este hecho no había escapado totalmente a la minuciosa observación de Keidel quien al describir al granito (1943, pag. 173) dice "que la roca a veces es tan compacta que se parece a la pasta de un pórfido cuarcítico común".

El primitivo plutón granítico ha sido desmembrado en diversos bloques por la tectónica terciaria. En la comarca se pueden distinguir tres bloques

correspondientes al Alío del Rosado, al cerro Cencerro y al de los cerros Papachacra y Chachayo. Este último se continuaría hasta Puerta de Tástil, donde fue estudiado por Vilela (1956) y correspondería al extremo sur de la Granodiorita Quesera.

Si bien estos afloramientos hacia el este están desconectados superficialmente con el granito del Chañi, forman posiblemente un sólo plutón granítico relacionado en profundidad.

Las dimensiones del batolito de la Granodiorita Quesera comprende en afloramientos casi continuos, unos 70 km en dirección nordeste, por unos 20 km de ancho en la latitud del cerro Papachacra. A estos habría que agregar los afloramientos de los Nevados de Chañi y de Acay que estarían relacionados geográfica y geológicamente con el mismo.

Litológicamente se pueden distinguir dos facies de composición diferente dentro del plutón.

i) Facies granítica. Esta facies se desarrolla en los bordes occidental y oriental del plutón. Está caracterizada por un color rojo más intenso que la parte media y por su forma de diaclasamiento. La intersección de dos juegos de diaclasas casi perpendiculares entre sí, junto con las diaclasas de olivio producen una serie de paralelepípedos irregulares y angulosos que le dan una morfología distinta de la parte central.

El granito es de grano fino a mediano, compuesto por ortosa, en parte perfitica, cuarzo y biotita como mineral félico más importante. Esta se halla en parte desferrizada y alterada parcialmente a clorita.

En varios lugares, como por ejemplo en el angosto de La Quesera se observan variedades de grano aún más fino, sacaroideas con textura aplítica y casi carentes de biotita. Estas representarían las facies de borde de la intrusión granítica desarrolladas en la cercanía de la roca de caja.

ii) Facies granodioríticas. Esta facies es la dominante y formaría la parte central del plutón, pudiendósele observar en todas sus características en Punta Ciénaga, sobre el camino que conduce a la finca del Toro.

Su color general es gris blanquecino a rosado y su forma de desagregación presenta una textura de disyunción catafilar que origina bloques redondeados tan característicos de las formaciones graníticas.

La composición general es granodiorítica de textura fina compuesta por feldspatos de colores rosados o blancos, granos de cuarzo y aglomeraciones de pequeñas láminas micáceas negro verdosas y doradas.

Al microscopio se observan en proporciones similares oligoclasa, con alteración a sericita y a epidoto y zonalidad directa gradual hacia los bordes y ortoclasa perfitica con alteración arcillosa ferruginosa. Entre ellas se disponen láminas de biotita parda, casi totalmente convertidas en un agre

gado de pennita y gránulos de titanita asociados a un mineral opaco y epidoto. El cuarzo frecuentemente intersticial entre los demás componentes, presenta marcada extinción fragmentosa. Como accesorio asociado a la mica se encuentran cristales de apatita.

Ambas facies intruyen a la Formación Puncoviscana. El contacto con la misma es irregular y se observa un metamorfismo térmico en la roca de caja. Ya Keidel (1943) cita la presencia de turmalina en la zona de contacto.

Rocas hipabisales

Las Formaciones Puncoviscana y Copalayo, así como la Granodiorita Quesera están atravesadas por diferentes tipos de diques.

a) Diques leucocráticos.

Estos atraviesan exclusivamente a las Formaciones Copalayo y Puncoviscana y en general su frecuencia aumenta en las cercanías de la Granodiorita Quesera.

Están compuestos por granito aplítico y aplitas de grano fino con una composición similar a las rocas graníticas del plutón, que permite interpretarlos como un derivado magmático del mismo.

En las cercanías de Piscuno presentan una textura afanítica y composición silíceo, y están cubiertos por una pátina de óxido de hierro. En sectores son netamente breñosos; los fragmentos están cementados por limonita y presentan vestigios de mineralización.

En la quebrada de las Minas y de Los Toldios están relacionados estos diques con venas de cuarzo que presentan mineralización plumbífera.

Su potencia varía desde pocos centímetros hasta unos 8 a 10 m de espesor, y alcanzan longitudes de hasta 1.500 metros.

b) Diques melanocráticos.

Estos afectan exclusivamente a la Granodiorita Quesera. Dada la ubicación de los afloramientos no se ha podido estudiar su composición in situ, pero en los depósitos aluviales de la desembocadura de la quebrada de Papachacra, se han recogido clastos de lamprófidos (?).

El examen de las fotografías aéreas permite comprobar la presencia de los mismos con potencias que varían entre 10 y 25 m de espesor y casi un kilómetro de longitud agua arriba de dicha quebrada en las cercanías del cerro Papachacra. Su fototono gris oscuro permite distinguirlas netamente de la roca de caja blanquecina. Están distribuidos abundantemente en el cerro de Papachacra y el cerro del Arenal.

Edad de la Granodiorita Quesera y sus rocas hipabisales

La edad del plutonismo granítico que afecta a las Formaciones precámbricas fue motivo de numerosas controversias por los distintos autores que

lo estudiaron en el ámbito de la Cordillera Oriental.

Hausen (1925) interpretó la superficie plana, interpuesta entre el granito del Nevado de Chañi y los bancos cámbricos inclinados hacia el oeste, como superficie de contacto limitante de la intrusión del magma granítico, y lo consideró como un granito paleozoico.

Beder (1928) al estudiar la granodiorita de Santa Victoria le asigna una edad paleozoica, más precisamente pos-silúrica a la intrusión granítica. Hausen (1930) coincide posteriormente con las observaciones de Beder en las misma región.

Sgrosso (1939) en su compilación geológica de la provincia de Jujuy asigna el granito de Chañi al Paleozoico superior.

En 1943 con los estudios de Keidel y sobre la base de sus relaciones con las ortocuarzitas cámbricas, en los perfiles de Calñoc (Keidel, 1943, Fig. 7) y del angosto de la Quesera no quedaron dudas de la discordancia erosiva que separa la intrusión granítica de los depósitos cámbricos, atribuyéndola al Precámbrico.

Determinaciones radiométricas efectuadas por cuenta de SHELL CAPSA (Borrello, 1969) arrojaron un valor de 530 ± 20 m.a. con los métodos Rb/Sr y K/Ar, sobre la biotita y la ortosa provenientes del extremo sur de la Granodiorita Quesera. Esto permitiría asignar una edad cámbrica inferior? ~~precámbrica~~ a las rocas plutónicas tradicionalmente consideradas como precámbricas desde los estudios de Keidel (1943). Sin embargo algunos autores, prefieren seguir asignándolas al Precámbrico hasta tanto nuevas mediciones permitan corroborar dicha asignación.

Los diques leucocráticos serían sincrónicos con el emplazamiento del batolito, mientras que los básicos serían posteriores.

Grupo Mesón

Las primeras referencias a estos depósitos se deben a Keidel (1907, pág. 665; 1910, págs. 76-77), quien los diferencia de las rocas precámbricas.

El primero en separarlos en un mapa es Hausen (1925), quien describe una sucesión de cuarcitas blancas y rojizas en las adyacencias del Nevado de Chañi y más al norte, a las que denomina "cuarcitas de alta montaña", ya que por su resistencia a la erosión aparecen en los cordones montañosos más elevados.

Se debe a Keidel (en Harrington, 1937, pag. 101; Keidel, 1943), la primera subdivisión de estos depósitos a los que Turner (1960 a y 1963 a) les dio los nombres de Formaciones Lizoite, Campanario y Chalhualmayoc. Para una completa revisión del Cámbrico en el noroeste argentino se remite al lector a Turner (1963 a).

En la comarca en estudio se halla bien representado en su mitad septentrional, y sus afloramientos más australes son los del angosto de La Quesera. Se encuentra una sucesión completa al noroeste de Laguna Blanca, al naciente del abra de la Quesera, en Pueblo Viejo, y en El Angosto entre otras localidades.

a) Formación Lizoite

Esta Formación se halla bien representada en la comarca. Aflora al sur de Cangrejillas, en el cerro Morado Grande, en los alrededores de Lipán, en el cerro homónimo, en los alrededores de El Moreno y en el borde oriental de la comarca, en ambas márgenes de la quebrada del Toro.

En numerosos lugares se ha podido observar la base de la Formación Lizoite, la que se apoya discordantemente sobre la Formación Puncoviscana y la Granodiorita Quesera. Unos cinco kilómetros al sudeste de Cangrejillos, en el flanco oriental del cerro del Cardonal se puede observar la discordancia angular sobre la Formación Puncoviscana. El valor de la misma es de casi 30° en dicho cerro, pero dado el plegamiento de ambas, hacia los flancos disminuye dicho valor. En esta localidad no es visible ningún conglomerado basal en la Formación Lizoite.

Relaciones semejantes se observan en el cerro Morado Grande, en el abra de la Quesera, en el cerro Lipán, al este de Punta Ciénaga, entre otras localidades. En los lugares visitados no se pudo comprobar la presencia del conglomerado basal, tan característico de esta Formación citado por Keidel (1910 y 1943), Turner (1960 y 1963), Ramos Turic y Zuzek, (1967), Nullo y López (1969), etc. En algunas localidades, como por ejemplo en el cerro Cardonal, sólo se observan clastos pequeños, de un diámetro máximo de un centímetro, aislados y escasos dentro de los bancos ortocuarcíticos de la base de esta Formación.

Litológicamente está compuesta por ortocuarcitas muy maduras, de color blanco rosado amarillento grisáceo, de grano mediano a grueso en bancos de 30 a 50 cm de espesor, que sólo ocasionalmente alcanzan una potencia de un metro. En varios lugares se ha podido observar una conspicua laminación entrecruzada del tipo diagonal de bajo ángulo, asociadas a óndulas en la superficie de estratificación.

A pesar de la intensa búsqueda efectuada no se ha podido encontrar ningún resto fósil en esta Formación.

b) Formación Campanario

Presenta una distribución similar a la Formación anterior aunque sus afloramientos son menos numerosos. Dos perfiles bien desarrollados de esta unidad se observan al sudoeste de Laguna Blanca y en la localidad de El Angosto, sobre el camino que une la Mina del Chañi con el Moreno.

En esta última localidad se pueden observar las relaciones con la Formación Lizoite. Se pasa en forma transicional de unas ortocuarcitas gris blanquecinas de grano mediano a un conjunto de areniscas y lutitas de color morado intenso, en parte violado. En las mismas es notable la presencia de Scolithus, que dada su alta densidad forma una característica distintiva de esta Formación.

En Laguna Blanca la base no aflora. La sucesión está compuesta por bancos alternantes de ortocuarcitas y lutitas en una relación de 3:1. Las ortocuarcitas de color pardo rojizo por meteorización, en fracturas frescas presentan tonos más blanquecinos y varían desde gris verdosos a rojizos. El grano es mediano a grueso, y bien seleccionado. Entre estas areniscas se destacan unas cuyos granos de cuarzo presentan elevada esfericidad y que debido a la meteorización del cemento presentan aspecto colfítico. Estas son en parte sabúlicas. En general la estratificación está bien marcada, en bancos de unos pocos centímetros que se agrupan en paquetes de hasta 2 m. Presenta laminación entrecruzada, no en forma tan frecuente como en la Formación Lizoite, la que se halla asociada a óndulas cuyos índices varían entre 3 y 6, los que denotan su origen ácuvo.

En esta unidad son conocidos a partir de Keidel (1910) la presencia de tubos de Scolithus, que atraviesan profusamente esta Formación. En la comarca se hallan además de los comunes de 2 a 3 mm de diámetro, unos de tamaño considerablemente mayor. Los mismos se pueden observar en las cercanías del Oratorio de El Moreno y se caracterizan por una sección de 5 a 6 mm y varios centímetros de longitud.

En el perfil de la Laguna Blanca (departamento La Poma, provincia de Salta) a sido hallado por primera vez en el Cámbrico del noroeste argentino rastros pertenecientes a Rusophicus bilobatus (Vanuxem) muy bien conservados (vease descripción en el apéndice y Lám. I). Asociado a los mismos se encuentran rastros de vermes de hábito cilíndrico de unos tres milímetros de sección, que se disponen en forma entrecruzada, paralela a la superficie de estratificación, a diferencia de los típicos de Scolithus.

Formación Chalhualmayoc

Esta Formación aflora al sur de Cangrejillos al poniente del Lipán, al este del abra de la Quesera, al nordeste del Moreno, en El Angosto y en las nacientes de la quebrada del Toro.

Su límite inferior es transicional y se pasa gradualmente de las ortocuarcitas y lutitas de color pardo rojizo a morado intenso a las ortocuarcitas con escaso material pelítico de colores más claros. Está formada por ortocuarcitas gris blanquecinas a rosadas muy similares a la Formación Lizoite, de grano mediano a fino, muy resistentes. Los bancos son macizos y potentes y presenta laminación entrecruzada muy bien desa

da asociada a óndulas en las superficies de estratificación. Los tubos de Scolithus están ausentes y no se han encontrado restos de fósiles en esta unidad.

Condiciones ambientales

Las características litológicas del Grupo Mesón indican una facies nerítica muy cercana a la costa, como lo denota la abundante laminación

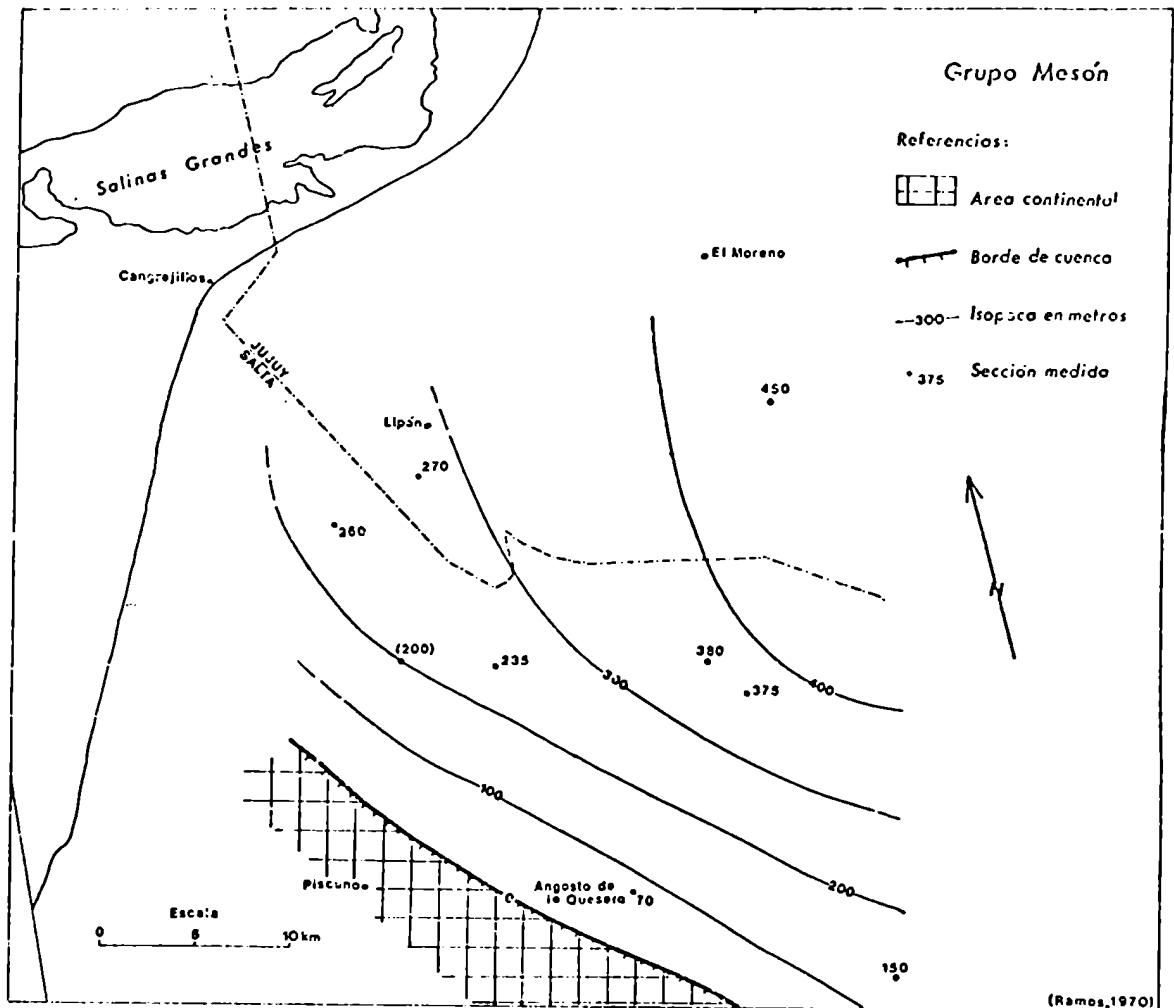


Figura 3: mapa isopáquico del Grupo Mesón para el borde sudoeste de la cuenca cámbrica al sur de Salinas Grandes. (Escala 1:300.000).

entrecruzadas, las óndulas en las superficies de estratificación, los vermes y trazos de trilobites característicos de un ambiente de poca profundidad.

La madurez textural y mineralógica de las ortocuarcitas permite interpretarlos como depósitos de una plataforma continental estable cercana al cratón.

Mediante el uso del estereocmicrómetro se han medido algunas secciones en las fotografías aéreas que debido a la precisión del sistema pueden estar afectados por un error relativo del 5%, pero que sin embargo permiten dilucidar las relaciones isopásquicas del Grupo Mesón en la comarca. Se han medido en las siguientes localidades:

1. Cerro Morado Grande	270 m
2. Sur de Cangrejillos	260 m
3. El Angosto	450 m
4. Abra de La Quesera	235 m
5. Pueblo Viejo	380 m
6. Margen oriental de las cabeceras de la quebrada del Toro	380 m
7. Laguna Blanca	135 (200)m
8. Angosto de la Quesera	70 m (1)
9. Tramo medio de la Quebrada del Toro	150 m

Con estos valores se confeccionó el mapaisopásquico de la figura 3 en el cual mediante interpolación lineal se pudo calcular el borde de la cuenca. Este estaba ubicado a unos tres kilómetros del angosto de la Quesera con un rumbo de la línea de costa nordeste-este. Si se prolonga ésta hacia el oeste unos 30km, el borde de cuenca pasaría por Potrerillos que es uno de los afloramientos más occidentales del cámbrico en la Puna, ubicado sobre la margen occidental de las salinas Grandes.

Edad del Grupo Mesón

Los restos de vermes hasta ahora encontrados no permiten dilucidar a qué época dentro del Cámbrico pertenece el Grupo Mesón. Rusophicus bilobatus (Vanuxem), tiene una distribución vertical que va desde el Cámbrico inferior al Pérmico, por lo cual para conocer su edad hay que recurrir a sus relaciones estratigráficas con las Formaciones supra e infrayacentes.

Al asignar al Cámbrico inferior ~~530 m.a.~~ (530 m.a.) a la Granodiorita Quesera y al apoyarse la Formación Lizoite transgresivamente sobre la misma, como se observa en Calñoc y en el angosto de La Quesera, se puede establecer un límite inferior para el mismo. Su límite superior está dado por la discordancia que lo separa del Tremadociano inferior. Por lo tanto, se asigna una edad cámbrica superior al Grupo Mesón.

ORDOVICICO

Las primeras referencias de la existencia de depósitos ordovícicos en la comarca se debe a Keidel (en Harrington, 1937 y Keidel, 1943) quien los describe y establece la primer división estratigráfica del

(1) Los valores 8 y 9 fueron tomados de Keidel (1943).

mismo como se observa en el cuadro II. Gran parte de los numerosos restos fósiles encontrados por Keidel en sus "series" del Cardonal y Saladillo

Edad	Keidel, 1943	Harrington, (en Harrington y Leanza, 1957)	Ramos, 1970
Llandeilliano-Llanvirniano	Serie de Incamayo	---	---
Arenigiano	Serie de Parcha	Form. Parcha (incluye la Serie de Incamayo)	Formación Parcha
Sup. Tremadociano Inf.	Serie de Saladillo	Formación Saladillo	Grupo Guayoc Chico
	Grupo del Cardonal	C ₂ Formación Cardonal C ₁ Formación Lampázar	

Cuadro II. Correlación de las distintas unidades del Ordovícico en la quebrada del Toro y adyacencias.

han sido perdidos y no pudieron ser descriptos por Harrington y Leanza (1957). Los perfiles tipos de estas Formaciones se hallan en la parte media de la quebrada del Toro.

Pascual (en Báez, 1950) halla nuevas localidades fosilíferas en la comarca y junto con Báez estudia los afloramientos ordovícicos adyacentes a la quebrada del Toro.

Finalmente Harrington (en Harrington y Leanza, 1957) establece la estratigrafía de la comarca sobre la base de los estudios de Keidel (1943) y de los geólogos de YPF complementados con observaciones personales. Modifica la nomenclatura de Keidel descartando la "Serie de Incamayo" por ser mera repetición tectónica de la "Serie de Parcha"; denomina a la parte inferior del Grupo Cardonal (C₁) Formación Lampázar y restringe la Formación Cardonal a la parte superior (C₂).

Las unidades litológicas que reconocen Keidel y Harrington para el Tremadociano en el tramo medio de la quebrada del Toro tienen un carácter local como se deduce del cambio de facies que se observa tanto hacia el este como al oeste de la localidad tipo. Dado el carácter aislado de los afloramientos y la falta de buenos asomos donde se puedan estudiar en detalle la secuencia, se ha preferido reunir a las Formaciones Lampázar, Cardonal y Saladillo en el Grupo Guayoc Chico.

Se ha mantenido la denominación de Formación Parcha para las luti

tas de edad arenigiana, pues éstas tienen una facies homogénea y están distribuidas ampliamente en la región.

Grupo Guayoc Chico

Se propone esta denominación para agrupar a las areniscas, lutitas y calizas que afloran en la comarca, que se encuentran por encima de las ortocuarzitas del Grupo Mesón y por debajo de las lutitas de la Formación Parcha. Si bien el perfil mejor desarrollado en la comarca se encuentra a unos cinco kilómetros al sur de Cangrejillos, dada la ausencia de nombres en esta localidad se ha preferido denominarlo Grupo Guayoc Chico; pues en la quebrada homónima aflora esta unidad aunque el perfil es incompleto.

Además de estas localidades vuelve a aflorar a unos dos kilómetros al sudoeste del El Moreno, en la margen izquierda del camino que une El Moreno con abra de Pives, al nordeste de la quebrada Grande, en El Angosto, a ambos márgenes de la quebrada del Toro y a la ya descrito del angosto de la Quesera.

En el perfil del angosto de la Quesera hay una leve discordancia angular entre los depósitos cámbricos y el Grupo Guayoc Chico. Esta discordancia no se ha podido observar al sur de Cangrejillos y en la quebrada de Guayoc Chico. El pasaje del Cámbrico al Ordovícico solo se nota por un marcado cambio de coloración entre ambos. La Formación Chalhualmayoc presenta colores claros en parte rosados a amarillentos, que contrastan con los colores pardos en parte verdosos, más oscuros del Grupo Guayoc Chico.

El miembro inferior del Grupo Guayoc Chico comienza con los primeros ^{niveles} de limolitas y lutitas de colores verde oliva y gris oscuro, que están ausentes en los depósitos cámbricos. Estas se intercalan con areniscas finas y limosas de color gris amarillento a parduzco que varían desde protocuarzitas en la base a subgrauvacas en la parte media superior. En las areniscas se pueden observar anillos concéntricos de variados colores formados por migración diferencial del óxido de hierro. En estas areniscas se observan al microscopio clastos de hematitas parcialmente oxidadas. Interpuestas a las anteriores en menor proporción se encuentran pequeños bancos de calizas arenosas amarillentas claras.

El miembro medio es más psamítico y predominan las areniscas cuarzíticas (protocuarzitas) pardo amarillentas a gris blanquecinas, en parte micáceas. Hacia la parte superior se torna más limosa y lutítica y es allí donde se encuentran los principales niveles fosilíferos. Estos están ubicados en limolitas y lutitas pardo grisáceas a verde olivas asociadas a calizas gris azuladas que contienen numerosos restos de

trilobites, (véase fig. 5).

El miembro superior es predominantemente lutítico aunque se interponen todavía bancos de areniscas limosas pardo grisáceas y verdosas de grano fino. En esta última parte no se encuentran ya delgados bancos de calizas exclusivas de los miembros anteriores.

El espesor total de esta Grupo es estimado en la comarca en unos 550 m en el afloramiento al sur de Cangrejillos.

Fósiles

Este Grupo contiene gran abundancia de fósiles y se han podido localizar los siguientes yacimientos fosilíferos, enumerados de norte a sur:

1) Márgen izquierdo del camino que une El Moreno con obra de Pives (Departamento de Tumbaya, provincia de Jujuy). En unas areniscas limosas y limolitas pardo grisáceas se hallaron:

Parabolina argentina (Kaiser)

Obolus cf. elongatus Harr.

2) Al oeste de la localidad de Cangrejillos (Departamento de Tumbaya, provincia de Jujuy) en lutitas pardo amarillentas y gris verdosas de la parte media del Grupo Guayac Chico (Colección P. Pascual):

Parabolina argentina (Kaiser)

Angelina hyeronimi (Kaiser)

Geragnostus tilcuyensis Kab.

Shumardia erquensis Kab.

Angelina sp. cf. A. hyeronimi (Kaiser)

3) Dos kilómetros al sudoeste de El Moreno (Departamento Tumbaya, provincia de Jujuy), afloran en una escama tectónica unas lutitas gris amarillentas verdosas de posición dudosa dentro del Grupo, en los que se han encontrado:

Parabolina argentina (Kaiser)

Obolus cf. elongatus Harr.

4) Sobre la márgen derecha del camino que conduce desde el Angosto a obra de Palomares, (Departamento Tumbaya, provincia de Jujuy), se han encontrado numerosos fósiles en unas limolitas gris verdosas y amarillentas. en la parte media del Grupo:

Parabolina argentina (Kaiser)

Parabolinella argentinensis Kab.

Angelina hyeronimi (Kaiser)

Parabolinopsis mariana Haek.

Geragnostus sp.

Además de Roaultia lyelli (Roault) (véase apéndice) y numerosas

restos de vermes.

5) Nacientes de la quebrada de Peña Colorada, alpie norte del Alto del Rosado (Departamento Tumbaya, provincia de Jujuy). En unas limolitas pardo verdosas intercaladas con lutitas se encontraron algunos restos de trilobites indeterminados.

6) Nacientes de la quebrada Grande, (Departamento Tumbaya) tributaria norte de la quebrada de la Quesera (Colección P.Pascual). En unas lutitas gris azuladas oscuras y calizas arenosas azul claras y grises se han hallado:

Lloydia (Leiostegium) douglasi Harr.

Angelina hyeronimi (Kaiser)

7) En el Pueblo Viejo (Departamento Rosario de Lerma, provincia de Salta) al poniente de los restos de la antigua ruta provincial que unía El Moreno con Puerta de Tastil se hallaron en una arenisca de color gris amarillento, de la parte inferior de este Grupo restos de braquiópodos. Keidel ya había coleccionado en esta localidad:

Lloydia (Leiostegium) douglasi Harr.

Angelina hyeronimi (Kaiser)

8) Angosto de la Quesera (Departamento Rosario de Lerma, provincia de Salta); por encima de los depósitos conglomerádicos Pascual coleccionó en unas calizas arenosas amarillentas claras del Grupo Guayoc Chico:

Kainella meridionalis Kob.

Pseudokainella lata Kob.

Parabolinopsis mariana Hoek

Asaphellus catamarcensis Kob.

Edad

Sobre la base del extenso registro fosilífero no quedan dudas acerca de la edad tremadociana del Grupo Guayoc Chico.

En las localidades 1, 2, 3, 4, se ha encontrado la base del Tremadociano inferior, representada por la Zona de Parabolina argentina. Las demás localidades pertenecen a la Zona de Kainella meridionalis de la parte superior del Tremadociano inferior.

Si bien no se han encontrado fósiles pertenecientes al Tremadociano superior es seguro que éste está representado en los afloramientos entre el sur de Cangrejillos y la laguna Blanca, dada la transición existente con los depósitos arenigianos. Es por esto que se asigna el Grupo Guayoc Chico al Tremadociano, inferior y superior.

Formación Parcha

Esta Formación tiene su perfil tipo en las adyacencias del caserío

de Parcha, ubicado en la quebrada de Incamayo, afluente oriental de la quebrada del Toro. Este perfil es descrito por Harrington (en Harrington y Leanza, 1957).

En la comarca en estudio aflora típicamente desarrollada en Piscuno, al noroeste de laguna Blanca, cinco kilómetros al noroeste de Tres Cruces y al oeste del caserío de Tres Cruces.

Las relaciones estratigráficas con el Grupo Guayoc Chico son transicionales, dado que por paulatino enriquecimiento del material pelítico se pasa a la Formación Parcha. Al sur de Congrejillos su base se apoya sobre el Grupo Guayoc Chico y su techo es cortado discordantemente por las tobas andesíticas de la Formación Chipas.

En Piscuno esta Formación está compuesta por lutitas y limolitas de colores gris claros, azulado oscuro y verdoso, que por meteorización pasan a colores amarillentos y ocreos. Están laminadas finamente y presentan un diaclasamiento intenso.

Más hacia el norte en Laguna Blanca, las lutitas no son tan deleznales, y se observan limolitas arenosas, bien compactadas de color gris verdoso a parduzcos amarillentos, cubiertos por pátinas de óxido de hierro. Las interposiciones de areniscas en la Formación Parcha son raras. Estas son finas y limosas y se presentan en bancos de 5 a 10 cm de espesor. En los afloramientos de Laguna Blanca y Tres Cruces las concreciones elipsoidales no son tan frecuentes como en Piscuno.

Las concreciones elipsoidales: Un carácter distintivo de esta Formación los componen los numerosos cuerpos elipsoidales, aplanados paralelamente a la superficie de estratificación. Sus dimensiones varían de 15 a 60 cm de diámetro. Están compuestas por un material calcáreo, arenoso arcilloso que se dispone en groseras capas concéntricas. En las capas más exteriores se pueden observar una típica ^{estructura} de cono en cono de unos 8 a 10 mm de largo. Independientemente de su estructura concéntrica suelen estar atravesados por un juego radial de venas formadas por carbonatos (siderita?) que están cubiertas por alteración a óxido de hierro y que esbozan una estructura de septario.

Los cuerpos concrecionales más pequeños, suelen tener en el núcleo caparazones de trilobites, aunque en los de Piscuno, en su mayoría de gran tamaño, no se han encontrado restos fósiles. En el tramo medio de la quebrada del Toro es muy común encontrar dentro de las concreciones restos de Thysanopyge argentina muy bien conservados.

La presencia de estas concreciones calcáreas en facies de lutitas ha llamado la atención de diversos investigadores. Weeks (1953) estudió facies similares a la de Piscuno en los Andes precolombianos y

llegó a la conclusión que las mismas son singénicas o diagénicas iniciales, conclusión aceptada por la mayoría (véase Pettijhon, 1963, pág. 215).

Estas se forman cuando el barro que la rodea está en estado plástico sin litificar. La calcificación de los fósiles y la concreción se forman antes de la compactación final como comprobó Weeks (1953), por la presencia de restos fósiles no aplastados. Una compactación posterior puede llegar a fracturar la concreción por sobrecarga y a la posterior disolución del material calcáreo, para originar la estructura de cono en cono y la precipitación de calcita como relleno de las grietas en forma de septario.

El problema surge cuando se considera el ambiente de deposición de esta facies de lutitas que por lo general corresponden a la parte central de la cuenca (donde la mayoría de las concreciones están presentes) el cual no es, o lo es limitadamente, favorable a la deposición de carbonatos.

Estos ambientes son por lo general de baja energía, de poca circulación, estancados y por lo tanto alta concentración de CO_2 por lo que el pH es muy bajo para la precipitación de CO_3Ca .

La rápida calcificación del grupo orgánico y la acumulación de carbonato en la concreción se explica de acuerdo con Weeks (1953) por la creación de un microambiente favorable en la vecindad inmediata del fósil. La alcalinidad adecuada para la rápida deposición del bicarbonato en el agua rica en iones de Ca puede ser localmente creada por amoníaco que es despedido tan rápidamente como las proteínas (ricas en nitrógeno) de la materia orgánica se empiezan a descomponer.

Si la velocidad de deposición es rápida, el fósil es sepultado y el proceso de descomposición se interrumpe. Si ésta es lenta la descomposición es mayor y la concreción resultante estaría por lo tanto en relación directa con el tamaño del fósil y la velocidad de deposición de las lutitas.

En la región de Piscuno se comprobaría lo anterior dado el predominio de concreciones grandes y estériles en contraposición al tramo medio de la quebrada del Toro, donde son menores y más fosilíferas. Además, Piscuno estaría más alejado del borde de cuenca que la quebrada de Incamayo.

Al sur de Cangrejillos la Formación Parcha alcanza unos 350 m de espesor, mientras que en Piscuno es de unos 200 m. En esta localidad la base no es visible, mientras que el techo está en contacto tectónico con el Proterozoico.

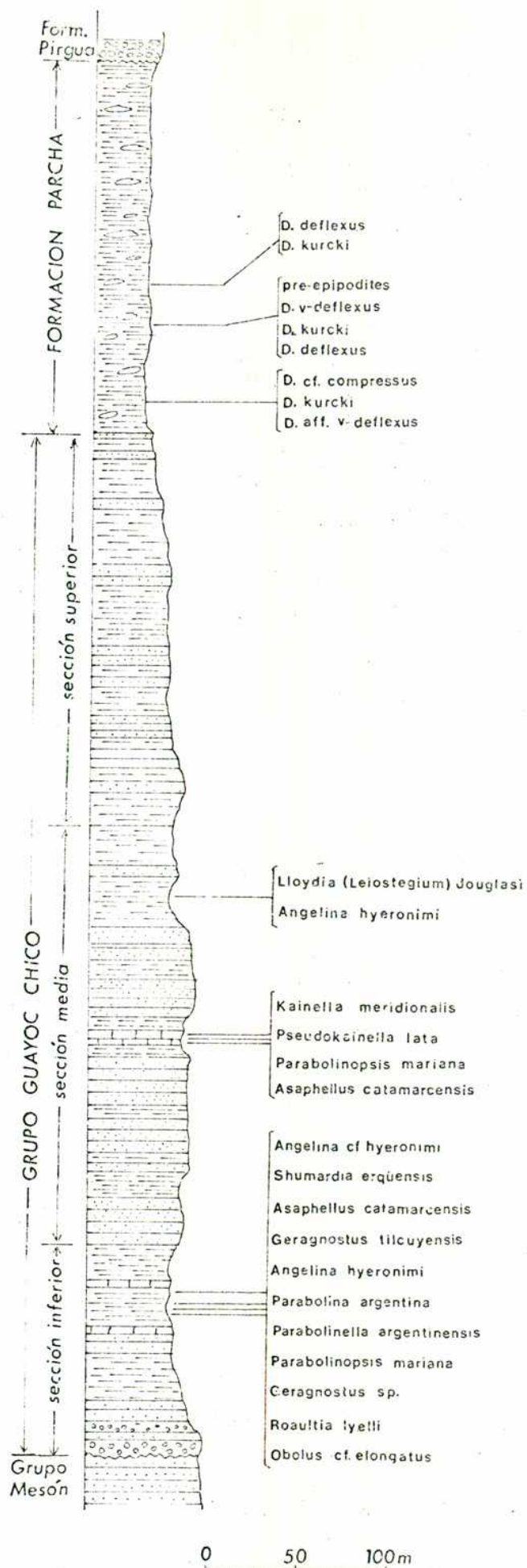
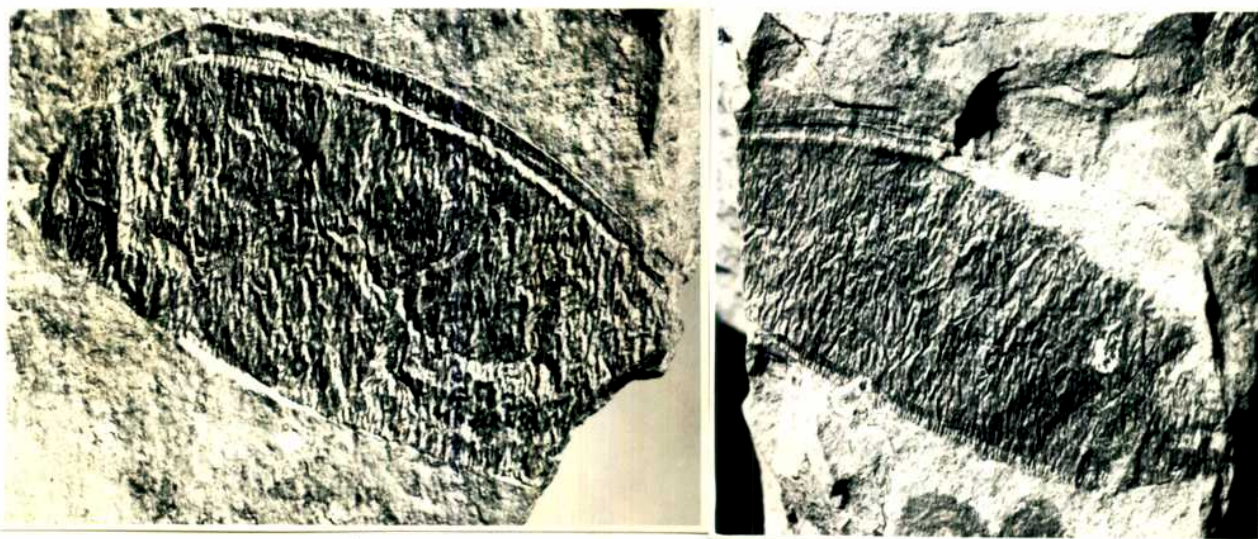


Figura 5: Perfil integrado del Ordovícico entre Piscuno y El Moreno con sus niveles fosilíferos.

El afloramiento de ^{sedimentitas} que Rolleri y Mingramm (1968) hallaron en la quebrada de Cherrillos, pocos kilómetros al sur de San Antonio de los Cobres puede ser asignado también a la Formación Parcha, debido a las notables semejanzas litológicas con los aquí descritos.

Fósiles

Se han hallado numerosos restos de graptolitos en la Formación Parcha en cuatro localidades fosilíferas no conocidas anteriormente a las que se suma el hallazgo por primera vez en el país de preepipodites, minúsculos apéndices branquiales de trilobites, que raramente se encuentran por necesitar de ambientes de muy baja energía para su conservación (véase fig. 4). Los graptolitos fueron estudiados bajo la supervisión del doctor Juan C. M. Turner y los preepipodites fueron clasificados por la doctora Regina L. de Caminos.



(4a)

(4b)

Figura 4: Preepipodites de Thysanopyge argentina Kayser (4a ; 4b)
(Fotograf. J. C. Rodríguez)

Las localidades fosilíferas encontradas son las siguientes:

1) Tres kilómetros al norte de Tres Cruces (Departamento Rosario de Lerma, provincia de Salta) en lutitas grises claras finamente laminadas y muy duras:

Didymograptus cf. compressus Harris y Thomas

Didymograptus kurcki Monsen

Didymograptus aff. v-deflexus Harris

2) Dos kilómetros de Laguna Blanca (Departamento La Poma, provincia de Salta) en unas lutitas gris verdosas amarillentas.

Didymograptus deflexus Elles & Wood

Didymograptus kurcki Monsen

Didymograptus v-deflexus Harris

3) Un kilómetro al nordeste del caserío de Piscuno (Departamento La Poma, provincia de Salta), se han hallado dos niveles fosilíferos.

- Nivel superior: está compuesto por lutitas y limolitas gris y verdosas amarillentas con:

Didymograptus kurcki Monsen

Didymograptus deflexus Elles & Wood

- Nivel inferior: está formado por lutitas azuladas y grisáceas oscuras en las que los graptolitos se conservan como delgadas cutículas quitinosas. Se han hallado:

Didymograptus kurcki Monsen

Didymograptus deflexus Elles & Wood

Preepipodites de Thysanopyge argentina Kayser

4) Ladera oriental del volcán Chipas (Departamento La Poma, provincia de Salta), un kilómetro al norte de la escuela de Piscuno, en unas lutitas gris verdosas:

Didymograptus v-deflexus Harris

Edad

La presencia de preepipodites de Thysanopyge argentina asociados a D. aff. v-deflexus, D. v-deflexus y D. deflexus permiten asignar una edad arenigiana inferior a media a la fauna de la Formación Parcha en la comarca. Es correlacionable por su contenido faunístico con la Formación San Bernardo de Harrington (en Harrington y Leanza, 1957), asignada por Loss (1951) al arenigiano medio.

Estos afloramientos serían más antiguos que los encontrados por Rolleri y Mingramm (1968) en la quebrada de Chorrillos, que pertenecerían al Arenigiano superior de acuerdo con Turner (en Rolleri y Mingramm, 1968).

Condiciones ambientales

Los depósitos ordovícicos denotan un ambiente de deposición más inestable que el de los depósitos del Grupo Mesón, como consecuencia de los movimientos de la fase Sárdica que afectaron la cuenca y la región continental aledaña.

Sus facies denotan un ambiente marítimo distal, de carácter pelágico y de baja energía (Rolleri y Mingramm, 1968). Asimismo, la asociación litológica indicaría un régimen infranerfítico a batial de aguas turbias.

Los depósitos del Tremadociano transgreden el borde de cuenca de

los depósitos cámbricos. A su vez durante el Arenigiano la cuenca se vuelve a profundizar y sus depósitos cubren un área mayor. El Arenigiano se halla representado en la comarca por la facies lutítica de Harrington (en Harrington y Leanza, 1957). Esta facies bastante homogénea caracteriza un predominio de lutitas y concreciones elipsoidales que se extiende desde el Cordón de Escaya hasta San Antonio de los Cobres.

Hacia el este se halla la facies areno arcillosa (por ejemplo en Purmamarca) y más al sudeste la facies arenosa (cerro San Bernardo, quebrada de la Cruz) que delimitaría el borde de cuenca arenigiana. Hacia el oeste de acuerdo con las últimas investigaciones realizadas por Schwab (1967) y Ramos (1969), el Arenigiano estaría representado por una potente sucesión de grauvacas y pizarras.

3. Mesozoico

CRETACICO

Grupo Salta

Bajo esta denominación se incluyen las Formaciones Pirgua, Lecho, Yacoraite y Santa Bárbara, que de amplia distribución en el noroeste argentino, sólo presentan escasos asomos en la Puna.

La primer noticia de la existencia de estas Formaciones en el ámbito de la Puna se debe a Vilela (1951) quien encuentra el "Horizonte calcáreo dolomítico" (Formación Yacoraite) en el flanco occidental de la Sierra de San Antonio de los Cobres.

Este Grupo comprende depósitos continentales, litorales y marinos que se desarrollan durante el Cretácico superior y abarcan parte del Terciario inferior (Paleoceno).

Recientemente Moreno (1970) propone una nueva subdivisión del Grupo Salta, con el Subgrupo Balbuena, que comprende a las Formaciones Lecho, Yacoraite y Olmedo y eleva a categoría de Subgrupo a la Formación Santa Bárbara, subdividiéndola en tres Formaciones: Mealla, Maíz Gordo, Lumbreira. En la comarca la Formación Olmedo no se halla representada, mientras que la Formación Santa Bárbara se presenta en una facies arenosa y homogénea, en la que no se pueden reconocer las tres unidades propuestas.

Formación Pirgua

Este nombre propuesto por Vilela (1952) comprende a un conjunto de sedimentos rojos que se apoyan discordantemente sobre las unidades anteriores.

Aflora en Peña Colorada, en las nacientes de la quebrada Grande, en el abra del Quemado, en el angosto de la Quesera y en Piscuno.

En esta última localidad su base se asienta en forma discordante sobre las lutitas de la Formación Parcha. Más hacia el norte se apoya sobre el Grupo Guayoc Chico o sobre la Granodiorita Quesera.

El perfil más completo de esta unidad en la comarca se encuentra en los alrededores de Piscuno, donde se pueden observar la base y el techo. En discordancia angular sobre la Formación Parcha se acumula un conglomerado polimíctico de color rojo de ladrillo intenso, con clastos de 3 a 5 cm de promedio, de selección mediana, subredondeados, con una matriz arenosa fina y cemento calcáreo, de un metro de espesor. A continuación se encuentran areniscas conglomerádicas y areniscas gruesas a medianas, de color rojo a morado, de composición arcósica, pobremente cementadas, no muy resistentes y con notable laminación entrecruzada. El espesor total de la unidad es 25 a 30 metros.

El mismo conglomerado basal se observa en Peña Colorada pero el espesor de la Formación es menor. En el abra del Quemado sólo aflora el conglomerado y su base está oculta. En el angosto de la Quesera sobre el Grupo Guayoc Chico se asienta una sucesión de conglomerados y areniscas rojo de ladrillo asignables a esta unidad.

El espesor de esta Formación en la margen occidental de la Sierra de San Antonio de Los Cobres es de 140 m. mientras que en la comarca apenas alcanza los 30 m. Hacia el este se acuña aún más hasta desaparecer en la quebrada de Humahuaca, donde la Formación Yacoraite se asienta directamente sobre las rocas ordovícicas, en algunas localidades.

Formación Lecho

Esta denominación fue propuesta por Turner (1959) para designar a las "areniscas calcáreas" de Bonarelli (1921).

En la comarca aflora al norte de la Laguna Colorada y en Piscuno, donde alcanza su mejor desarrollo.

Su base pasa transicionalmente por un cambio en el color y composición de las areniscas a la Formación Pirgua. Sobre las arcosas rojizas de la unidad precedente se asientan unas areniscas calcáreas blanquecinas, bien seleccionadas, pobremente cementadas de unos 30 a 40 m de espesor.

En ninguna de los afloramientos estudiados se encontraron restos fósiles siendo en su totalidad estériles.

Las condiciones de deposición de la Formación Lecho caracterizan a un ambiente más estable, pues su composición denota un predominio de clastos de cuarzo, de selección mediana en contraposición a las arcosas, pobremente seleccionadas y a veces conglomerádicas de la Formación Pirgua.

Formación Yacoraite

Esta unidad así denominada por Groeber (en Turner, 1959 y 1960), es la de mayor difusión del Grupo Salta de la comarca.

Sus afloramientos se pueden reunir en dos fajas de rumbo meridiano. La primera y más occidental entra en la comarca por los alrededores de la estación Muñano y continúa por el valle de Garbanzo hasta los alrededores del caserío de Piscuno. La segunda más hacia el este aflora esporádicamente desde las Cuevas pasando por el norte de Cachiñal, el angosto de la Quesera, Calñoc y la quebrada de Moreno Chico.

Excepto en Piscuno y al norte de la laguna Colorada su base está oculta o en contacto tectónico. En Piscuno se puede observar como en forma transicional se pasa de las areniscas blanquecinas de la Formación Lecho a los primeros niveles estromatolíticos de color ocre amarillento, oolitos y margas de la Formación Yacoraite.

Un buen perfil de esta Formación se encuentra a la entrada del valle de Garbanzo y se da a continuación:

c) Techo Formación Santa Bárbara

d) Techo Formación Yacorafte:

	Metros
16) Calizas oolíticas amarillentas con restos de microfósiles (ostrúcodos?).....	0,80
15) Calizas coquinóideas con gastrópodos e interposiciones estromatolíticas.....	0,60
14) Nivel principal de <u>Pucalithus</u> Steimann.....	1,50
13) Limolitas y areniscas calcáreas grises.....	5,00
12) Limolitas margosas pardas y verdes con intercalaciones de oolitas de grano mediano, profusamente atravesadas por venillas de calcita.....	0,80
11) Tercer nivel estromatolítico de <u>Pucalithus</u> Steimann.	0,60
10) Limolitas verdes finamente estratificadas intercaladas con algunos niveles de areniscas calcáreas con gastrópodos y lutitas arenosas amarillentas.....	11,00
9) Coquina formada por gastrópodos mal conservados.....	0,20
8) Limolitas verde grisáceas oscuras bien laminadas....	1,00
7) Coquina formada principalmente por gastrópodos de regular conservación en parte recristalizados.....	0,20
6) Areniscas amarillentas finas y limosas, intercaladas con areniscas calcáreas gris blanquecinas.....	7,00
5) Limolitas y margas amarillo-verdosas con pequeñas intercalaciones estromatolíticas.....	3,00
4) Segundo nivel estromatolítico de <u>Pucalithus</u> Steimann	0,50
3) Areniscas limosas y margosas amarillentas con intercalaciones de algas estromatolíticas delgadas con varios niveles.....	7,00
2) Primer nivel estromatolítico de <u>Pucalithus</u> Steimann	0,50
1) Areniscas limosas y margosas de color amarillento con grietas de desecación y concreciones calcáreas..	4,00
	43,70

a) Base oculta.

En el banco de limolitas verdes (10) se han encontrado unas vertebrae de peces no determinados.

En el perfil de Piscuno las características litológicas son semejantes, destacándose el mejor estado de conservación de los gastrópodos.

Si comparamos esta faja de afloramientos con la aflorante en la Sierra de San Antonio de los Cobres (Vilela, 1969) se encontrará una notable semejanza entre ambos perfiles litológicos, lo que denota uniformidad notable de la Formación Yacoraité en el ámbito de la Puna.

En la segunda faja los afloramientos son pequeños y están reducidos a girones altamente tectonizados, como los ubicados al norte de Cachiñal en las nacientes de la quebrada Grande. En Calñoc se puede observar la posición transgresiva de esta Formación sobre el Cámbrico y las rocas graníticas. Este perfil fué estudiado ya por Keidel (1943).

El espesor estimado para la Formación Yacoraité en la comarca es de unos 70 m, aunque dado la supresión y repetición frecuente de sus comadas, podría aún ser mayor.

Fósiles

En la región solo se han encontrado abundantes gasterópodos, mal conservados y de poco valor cronológico. Las vértebras de peces no fueron estudiadas, asimismo los microfósiles (ostrácodos?), que podrían ser similares a los ostrácodos encontrados por Ramos (en Ramos, Turic y Zuzek, 1967) algunos kilómetros al nordeste en Pocoya.

Pucalithus^{Steinmann} de amplia distribución en el noroeste argentino y Bolivia sólo sirve para correlacionar esta Formación con los perfiles tipos de la misma y como indicador paleoecológico de sus condiciones de deposición.

Formación Santa Bárbara

A esta Formación así denominada por Vilela (1952) en reemplazo de Margas multicolores, se asigna con reservas un conjunto de depósitos continentales que en la comarca se apoyan sobre la Formación Yacoraité.

Si bien esta unidad en su localidad tipo en las Sierras Subandinas abarca un conjunto de margas, en la comarca está representada por una sucesión de areniscas y arcillas no margosas, hecho que ya destacara Vilela (1952) quien afirma que en ciertas localidades las "Margas multicolores 'ni son margas ni son multicolores". Pertenece rían los afloramientos a la facies marginal de esta unidad de composición netamente arenosa (Moreno, 1970).

En la comarca aflora al norte de Muñano, en Mojón Blanco, en el valle de Garbanzo y unos pocos remanentes no mapeados en la entrada de Piscuno.

En el valle de Garbanzo se observa el pasaje transicional de la Formación Yacorafte, a unas areniscas blancas, a veces levemente moradas, que por meteorización adquieren un fuerte color borra de vino: Son de grano grueso, pobre selección, en parte sabulíticas, escasamente cementadas y con estratificación pobremente desarrollada. Le siguen unas arcilitas rojas muy friables de aspecto homogéneo, que pasan a unas areniscas rojas y moradas de grano fino. El espesor se estima en unos 100 m entre el valle de Garbanzo y el Mojón Blanco, aunque estando su techo cubierto por aluviones aterrizados el espesor total podría aún ser mayor.

No se ha encontrado ningún resto fósil en los afloramientos estudiados.

Edad Grupo Salta

El hallazgo de numerosos anuros en el río de Las Conchas permitió por primera vez asignar con seguridad al Cretácico la Formación Pirgua. Reig (1959) estudió los anuros recolectados por Ibáñez (1960) y les asignó una edad eocretácica. Bustos et al (1960) clasificaron parte del material coleccionado en la misma localidad como pertenecientes a Eoxenopoides saltensis y ratificaron la edad cretácica de la Formación Pirgua.

Los hallazgos de dinosaurios en 1966 en las cercanías de El Ceibal (Bonaparte y Bossi, 1967) y en la localidad de El Brete (Danieli y Porto, 1968), ambas en el departamento Candelaria, al sur de la provincia de Salta, permiten asignar una edad cretácica superior a las sedimentitas portadoras. En la primera de las localidades fueron hallados restos de titanosauridos que por comparación con sus similares de los estratos con Dinosaurios se les ha asignado una edad maestrichtiana inferior a media.

Moreno (1970) le asigna una edad coniaciana santoniana, pues correlaciona la Formación Pirgua con las areniscas de Toro Toro en Bolivia, a las que Russo y Rodrigo (1965) ubicaron en el Turoniano superior o Senoniano inferior.

Estos últimos hallazgos confirman las ideas de Keidel (1913 y 1943) quien asignaba a esta Formación una edad correspondiente al Cretácico más alto sobre la base de especulaciones tectónicas, pues para él eran el resultado de los importantes movimientos intracretácicos (intrasenónicos) o peruanos de Steinmann.

Después de muchos años de polémicas sobre la edad del "Horizonte calcáreo dolomítico" hoy día hay acuerdo general en atribuirle una edad cretácica. Gran parte de las discusiones se debió al tratar de correlacionar tres unidades diferentes como si fueran de la misma edad,

tales como las Formaciones Vitiacua (Permo-Triásico), Miraflores (Cenomaniano) y Yacoraité (Senoniano). Para una completa revisión del problema se remite al lector a Russo y Rodrigo (1965) y a Leanza (1969).

Sobre la base de los ammonites de edad cenomaniana encontrados en la Formación Miraflores, que está por debajo de la Formación El Molino, la cual es homologable por su contenido fosilífero (numerosos restos de gasterópodos, Pucalithus Steinmann, ostrácodos y restos de peces) y sus características litológicas con la Formación Yacoraitese le atribuyen una edad campaniana-maestrichtiana.

En cuanto a la edad de la Formación Santa Bárbara no hay acuerdo entre los distintos autores que la estudiaron. Groeber (1952) la ubica en el Senoniano por pertenecer al mismo ciclo de sedimentación del Grupo Salta, separado por una discordancia de las "Areniscas superiores" (Formación Candado) del Terciario inferior. Esta opinión es compartida por Russo y Rodrigo (1965) quienes le asignan una edad campaniana maestrichtiana. Moreno le asigna una edad maestrichtiana a daniana inclusive.

De la Formación Mealla son conocidos numerosos restos de cocodrilos y tortugas que están siendo revisados actualmente. En la Formación Maiz Gordo sobre la base de élitros de insectos estudiados por Cockerell (1925 y 1936) y la presencia de escamas de peces y ostrácodos (Schlagintweit 1936) se le asigna una edad eoterciaria. En la Formación Lumbrera hay también restos de insectos de edad terciaria inferior.

En el presente trabajo sobre la base de lo expuesto y teniendo en cuenta las consideraciones tectónicas de Keidel se le asigna una edad santoniana a la Formación Pirgua, pues se la considera el resultado de los movimientos intrasenónicos. A las Formaciones Lecho y Yacoraité se les atribuye una edad campaniana maestrichtiana (Leanza, 1969), mientras que a la parte inferior de la Formación Santa Bárbara, (Formación Mealla de Moreno, 1970) caracterizada por la presencia de Pucalithus Steinmann se le asigna una edad maestrichtiana con reservas, dada la transición que existe con la Formación Yacoraité. Los miembros medio y superior de la Formación Santa Bárbara serían así terciarios, y se los refiere al Paleoceno.

Condiciones ambientales del Grupo Salta

Las características litológicas, las variaciones de espesor y la forma irregular de la cuenca para la Formación Pirgua indican un carácter netamente molásico para la misma. Serían depósitos posorogénicos que rellenarían una serie de fosas y cuencas menores hasta obtener cierta nivelación del relieve.

Las condiciones de deposición de la Formación Lecho indicarían que el

área de aporte presentaba un relieve más maduro, hecho revelado por las características sedimentológicas de sus areniscas.

La Formación Yacoraité es en parte transgresiva sobre las Formaciones anteriores, lo que indica la nivelación obtenida por la erosión previa.

Bonarelli (1927, pág. 115) luego de un estudio completo de los gasterópodos de la Formación Yacoraité concluye en que ésta es el producto de una ingresión marina de notables dimensiones, que proveniente de Bolivia, llegó hasta la provincia de Tucumán en el sur. Groeber (1952) había sugerido ya la procedencia pacífica de la Formación Yacoraité sobre la base de correlaciones con sus similares de Bolivia, Perú y Chile. Este hecho es corroborado por Moreno (1970) que tras un detallado estudio de la extensión y facies del Grupo Salta llega a confirmar fehacientemente el carácter pacífico de la ingresión marina.

Schlagintweit (1941, pág. 350) considera que al sur de Bolivia se estaría en presencia de una facies litoral marina, que continuaría en Yavi y en las cercanías de la Quiaca. Considera el resto de los afloramientos como de facies lacustre salobre, opinión corroborada por diversos autores posteriormente.

En la comarca la presencia de algas estromatolíticas y oolitas de notable desarrollo indican la existencia de aguas someras y cálidas durante la deposición de la Formación Yacoraité.

Las areniscas gruesas en parte sabulíticas de la Formación Santa Bárbara indicarían un ambiente continental en parte torrencial, como se deduce también por la presencia de insectos, restos de vertebrados, etc. hallados en otras localidades.

4. Cenozoico

Terciario

Los depósitos continentales del Terciario están representados pobremente en la comarca en dos cuencas de deposición aparentemente aisladas y cuyas columnas estratigráficas son diferentes.

Formación Chaco

Bajo esta denominación se incluye a las sedimentitas aflorantes en la cuenca de la Quesera, ya reconocidas por Keidel (1943) quien les atribuyó una edad terciaria.

Los afloramientos están circunscriptos por el extremo norte del Crestón Alto de la Aguada, por el Alto del Rosado y por el cerro Cencerro. El asomo más importante es el ubicado entre la Quesera y el Muñal. Está compuesto por una sucesión de arcillas pardas y pardo rojizas claras, sin estratificación, de aspecto homogéneo, que hacia el techo se torna más arenosa y conglomerádica.

En la quebrada del Quemado se observa su base, apoyada sobre la Formación Yacoraité. La litología es similar a la de la Quesera, excepto en que se distinguen unos niveles tufíticos cerca del techo.

En el perfil de la quebrada de Muñal donde su base está en contacto tectónico con el basamento se han medido 520 m de espesor.

Conglomerado Los Patos

Con esta denominación se agrupan los afloramientos a ambos lados de la quebrada del río de los Patos, más los ubicados en la margen derecha del río Angosto de Piscuno. Estos últimos por sus reducidas dimensiones no se indican en el mapa.

Están compuestos en su base por arcillas pardo rojizas, areniscas gruesas y conglomerados blanco grisáceos de grano fino y pobre selección. Hacia la parte superior se tornan pardo rojizos y sus clastos son más gruesos. Estos conglomerados pardo rojizos de grano mediano y matriz areno arcillosa tienen todas las características de un fanglomerado. Sus clastos son de la más variada procedencia, aunque predominan los de rocas metamórficas y volcánicas.

En el angosto de Piscuno por debajo de las tufitas y las andesitas se encuentran los mismos conglomerados pardo rojizos que en parte gradan a arcillas pardas y rojizas.

Sobre la margen sur de las vías del ferrocarril, al este de Corte Blanco, se han medido 270 m de espesor, aunque este es parcial al estar su base oculta.

Edad de la Formación Chaco y del Conglomerado Los Patos

En ninguna de las dos Formaciones se han encontrado restos fósiles. Los estratos atribuidos a la Formación Chaco, están estructural y litológicamente relacionados con los que describe Vilela (1956 y 1969) en la quebrada del Toro. Este autor los denomina Estratos calchaqueños, aunque presentan marcadas afinidades con los aflorantes en el tramo medio de la Quebrada de Humahuaca. Es por ello que se los asigna a la Formación Chaco (Terciario subandino) y de acuerdo con Yrigoyen (1969) se les atribuye una edad pliocena.

El Conglomerado Los Patos es de más difícil correlación pues su secuencia es incompleta. Sus características litológicas serían similares a la parte alta de la Formación Sijes, por lo que se lo asigna tentativamente al Araucanense con reservas.

Sobre la base de lo expuesto se asigna a ambas Formaciones al Plioceno, aunque quedan dudas acerca de la ubicación estratigráfica relativa entre las mismas.

Formación El Moreno (Pórfidos dacíticos)

Esta unidad comprende un extenso afloramiento de rocas volcánicas que de la localidad homónima se extienden hasta Peña Colorada, por 16 km de largo. Estos son correlacionados con los mismos pórfidos que afloran en la quebrada de los Toldios, al pie del cerro Cencerro. Vuelven a aflorar en las cercanías de la Quesera donde son intrusivos en el Granito del Toro.

Ya fuera de la comarca levantada se observan frente a la Laguna del Medio de la quebrada del Toro, en las inmediaciones de las minas de cobre un cuerpo dacítico que intruye al granito cámbrico. El aspecto morfológico de estos pórfidos es similar al del granito, por lo que es posible que en diversos lugares del plutón granítico, especialmente en el alto del Rosado, se haya omitido algún afloramiento.

En la Sierra del Moreno se puede observar como el pórfido dacítico intruye a las Formaciones Puncoviscana, Lizoite y al Grupo Guayoc Chico.

La roca es muy homogénea y su morfología bastante suave. No se observa ningún relicto de lo que pudieran ser conos volcánicos o coladas de lava, ni tampoco asociación con material piroclástico.

Litológicamente están caracterizados por su color pardo oscuro ligeramente morado, con tintes verdosos o amarillentos por meteorización. Presentan abundantes fenocristales (50 a 55% de la roca) de tamaño promedio de 1 a 3 mm, aunque son frecuentes los de 10 mm de diámetro. En parte están brechados reconociéndose los fragmentos por una proporción menor de fenocristales. Entre ellos predominan los de plagioclasa blan-

quecina parda, mientras que los minerales fémcicos participan en variada proporción, desde escasa biotita (alterada o no) hasta abundante material fino verde oscuro. Los fenocristales de cuarzo son escasos, y su tamaño medio es de un milímetro.

La pasta es microgranosa cuarzo feldespática, con zonas de crecimiento granofídico. Entre los pequeños granos se intercalan laminillas sericíticas, cloríticas, gránulos de óxido de hierro y calcita.

La composición de los fenocristales de plagioclasa varía de oligoclase cálcica a andesina sódica. Su índice de refracción, medido con el refractómetro de Abbe, es de $n=1,543$ (oligoandesina). Son homogéneos o de zonalidad múltiple poco marcada y con un delgado reborde irregular más sódico. Los núcleos suelen presentar alteración sericítica acompañado en algunos casos por calcita y clorita. Los fenocristales de cuarzo (3 a 8%) presentan extinción homogénea y frecuentes senos de corrosión.

El material fémico más común es la biotita parda, alterada en mayor o menor grado. En este último caso presenta pasaje gradual a clorita y contornos irregulares. En otros casos permanece la biotita reléctica escasa, con abundante clorita, carbonato, leucoxeno, y mineral opaco, o la asociación sericita, leucoxeno y escasa hematita o limonita.

Los minerales accesorios son circón, en cristales idiomorfos con buen desarrollo de la zona del prisma; opatita y cristales de magnetita, alrededor de los cuales se aglomeran en algunos casos, pequeñas láminas cloríticas y biotíticas.

En algunas de las muestras estudiadas aparece hipersteno con alteración parcial a una posible iddingsita en arreglos vermiformes, bordeados por finos agregados biotíticos cloríticos.

Todos los pórfidos estudiados se caracterizan por fenocristales de plagioclasa cuya composición se aproxima a oligoandesina y por cuarzo, su alteración (propilitización o sericitización) y la presencia constante de cristales de circón como accesorio.

Es interesante destacar el mayor grado de alteración que presenta el pórfido dacítico de la quebrada de los Toldios. El feldespato (plagioclasa) desaparece y la pasta está convertida en un agregado de cuarzo, sericita, y gránulos de hematita.

Por sus características litológicas y morfológicas podrían ser cuerpos subvolcánicos donde el aparato volcánico y las manifestaciones externas hayan sido completamente erosionadas o cuerpos hipabisales de consolidación rápida cercana a la superficie. Sobre la base de sus características intrusivas, su homogeneidad composicional y textural a lo largo

de varios kilómetros, la falta absoluta de aparatos volcánicos y sus rocas asociadas se puede concluir que es más probable que se trate de cuerpos hipabisales que no tuvieron manifestaciones externas.

Edad

Sobre la base de las observaciones hechas en la comarca sólo se puede afirmar que la Formación El Moreno es post Grupo Guayoc Chico.

En oportunidad de recorrer la Hoja 6c, San Antonio de los Cobres, se ha podido observar las características geológicas de las "Dacitas viejas" de Vilela (1953) las que presentan notables semejanzas con los pórfidos del Moreno. Algunas muestras provenientes de Chorrillos, sobre la margen derecha de la ruta nacional Nº 51 a la altura del Kilómetro 169,4 (véase para ubicación el mapa de Rolleri y Mingramm, 1968) resultaron ser pórfidos dacíticos de características petrográficas similares a los del Moreno.

Como destaca Vilela (1953) "las "Dacitas viejas" están erosionadas fuertemente y faltan por completo indicios sobre ubicación de sus cráteres y conductos" aunque existen tobas y lavas en pequeños restos asociados a las mismas. Estos últimos están ausentes en los pórfidos dacíticos de la Formación El Moreno.

En la región más al norte Turner (1963 b) atribuye una edad silúrica a los diques de dacita que intruyen a las Formaciones ordovícicas. Posteriormente Coira (comunicación verbal), en el levantamiento de la Hoja 3c Abrapampa, comprobó la presencia de cuerpos de pórfido dacítico con relaciones equivalentes a los anteriores. Estos cuerpos si bien presentan semejanzas con los de El Moreno ... tienen algunas diferencias texturales y de composición con los mismos.

Ante la ausencia de rocas más similares a las descritas se las correlacionará tentativamente con las "Dacitas viejas" de Vilela (1953) o Formación Pucará de Turner (1964 a) y por lo tanto se las asigna al Terciario superior (Plioceno?), aunque se deja constancia de sus semejanzas con los pórfidos dacíticos silúricos de la Puna en la región más al norte.

Cuartario

Pleistoceno

Tufitas Corte Blanco

Se propone esta denominación para un conjunto de tufitas blancas que afloran desde las cercanías de Piscuno hasta poco más al sur de la estación Los Patos.

El afloramiento donde están mejor expuestas es el del Corte Blanco sobre la margen sur de las vías del ferrocarril entre Los Patos y San

Antonio de Los Cebres. En este asomo se observan las tufitas plegadas en forma anticlinal y en marcada discordancia angular sobre el Conglomerado Los Patos.

Están compuestas por tufitas de color blanco brillante, en parte conglomerádicas. Su matriz es ceniza volcánica de grano muy fino que en ciertos lugares se presentan acompañadas por caolín. Los clastos más abundantes son los de roca metamórfica, acompañados por clastos de piedra pómez. El tamaño medio de los mismos es de 2 a 3 centímetros.

Estas tufitas alternan con numerosas capas de conglomerado fino de matriz arenosa y color grisáceo. Hacia el techo la participación conglomerádica se torna más abundante y pasan transicionalmente a los aluviones aterrizados, como puede observarse sobre la ruta nacional N° 51.

El espesor de la Tufitas Corte Blanco es estimado en unos 30 metros.

Edad

Sobre la base de sus relaciones estratigráficas con el Conglomerado Los Patos se puede asignar una edad postpliocena a las Tufitas Corte Blanco.

Las relaciones con las unidades suprayacentes son más dudosas, pues sólo se puede afirmar que son previas a la deposición de los aluviones aterrizados, los que en el río de Los Patos están por debajo de las ignimbritas de la Formación Chipas. A su vez las tufitas se hallan plegadas a diferencia de las tobas andesíticas de la Formación Chipas, las que no están afectadas tectónicamente, por lo que podría suponerse que las primeras son más viejas.

Por lo tanto, las Tufitas Corte Blanco son post Conglomerado Los Patos y pre Formación Chipas (por lo menos de los miembros superiores) y se le asigna en consecuencia a la base del Pleistoceno.

Formación Chipas

Se propone esta denominación para el complejo volcánico de composición andesítica que comprende una secuencia de erupciones lávicas, piroclásticas, ignimbríticas y subvolcánicas adyacentes al volcán Chipas, que abarcan una extensión de aproximadamente unos 40 km de longitud y cuya área de influencia es de unos 600 kilómetros cuadrados.

Todos estos productos han sido expulsados por el volcán Chipas, compuesto por los cerros Chipas (4.856 m) y Cajón (4.796 m), que configuran un volcán mixto de tipo central con el desarrollo de un notable cráter de explosión.

Se han reconocido diversos miembros en un intento de interpretación de la evolución del proceso volcánico. Es interesante destacar la homogeneidad en lo que respecta a la composición de los distintos miembros, que enumerados por orden cronológico son:

Formación Chipas	}	a) Andesita Piscuno
		b) Tobas andesíticas
		c) Andesita Cajón
		d) Pórfido andesítico
		e) Ignimbrita Vizcachayoc

a) Andesita Piscuno

Este miembro corresponde a la unidad más antigua de la Formación Chipas. Se ha reconocido un solo asomo sobre la margen norte del río Angosto de Piscuno, donde se observa una colada de andesita apoyada en discordancia sobre el Conglomerado Los Patos.

La andesita de color gris claro, presenta una textura porfídica, compacta, con pasta afanítica y cristales de 1 a 6 mm de diámetro. La pasta es casi totalmente vítrea con muy escasos microlitos, y presenta una incipiente devitrificación con formación de esferulitas. Los fenocristales son de plagioclasa zonal (andesina) con biotita castaña y hornblenda verde en proporciones similares. El vidrio es en general más ácido que el correspondiente a una andesita normal.

El espesor de la colada es de unos 15 metros.

b) Tobas andesíticas

Sobre la Andesita Piscuno se apoya una serie de tobas andesíticas de color gris a gris blanquecino. Estas abarcan una superficie mayor que la andesita sobre la cual se apoya y es el miembro de más amplia distribución en el complejo volcánico.

Al norte se apoyan sobre rocas precámbricas, cámbricas, y ordovícicas en marcada discordancia angular, mientras que hacia el sur se apoyan sobre las Andesitas de Piscuno. Su máxima extensión es hacia el norte del centro eruptivo, donde llegan hasta la quebrada de Cangrejillos. Al sur no sobrepasan la latitud del río Angosto de Piscuno.

Son todas andesíticas de baja aglutinación que alcanzan un espesor de 150 m en el flanco sur del cerro Chipas. Presentan una matriz vitroclástica de grano fino que aglutinan parcialmente a cristales de plagioclasa (andesina). En general son deleznales, excepto hacia la parte central del cono volcánico donde la aglutinación es mayor y los bancos forman numerosos resaltos. Es común en esta parte la interposición de bancos de tobas brechosas de unos 10 m de espesor, bastante alteradas de

color gris más oscuro que los bancos normales.

La composición del vidrio y la de los cristales de plagioclasa es similar al de las andesitas de la Formación Chipas.

c) Andesita Cajón

Este es el miembro más importante de la Formación Chipas, y compone la mayor parte del aparato volcánico. Su afloramiento principal configura los cerros Chipas y Cajón, además de la loma aislada al sur de Piscuno.

Su base se destaca por un resalto de la pendiente debido a un aglomerado andesítico de grano muy grueso que constituye un banco de 4 a 7 m de espesor. Este se compone de bloques de andesita de hasta 1,20 m de diámetro, siendo el promedio de alrededor de 20 cm. Su selección es nula y sus clastos presentan un redondeamiento incipiente. La matriz es maciza y compacta formada por andesita biotítica, en parte más resistente que los clastos y los bloques. Su estratificación es grosera y poco visible.

En el mapa geológico está indicado el nivel donde se ha podido comprobar la presencia del aglomerado dentro de la Andesita Cajón, únicamente en los lugares visitados.

La erupción de este aglomerado está relacionada probablemente con la formación del cráter de explosión del volcán Chipas. El redondeamiento de los bloques es una característica secundaria, que junto con la falta de estratificación y la posición vecina al centro eruptivo son muy características de este tipo de depósitos. Wentworth y Williams (1932) explican el origen de estos aglomerados por caída de los materiales más gruesos de la pared del centro de erupción, proceso en el que no hay posibilidad de selección de los clastos ni desarrollo de estratificación. El redondeamiento se debe a una escamación esferoidal de los clastos por interacción química.

Tanto la matriz de los aglomerados andesíticos como las andesitas posteriores son rocas porfídicas con abundantes fenocristales tabulares y cortos de plagioclasa, blancos, cuya longitud alcanza cuatro milímetros; prismas negros de anfibol de hasta tres milímetros y láminas de biotita de aproximadamente un milímetro de diámetro. Se disponen suborientados en una pasta afanítica gris oscura, que por alteración se torna rosada o blanco amarillenta.

Al microscopio la textura es vitrofírica. Los fenocristales son de andesina con marcada zonalidad oscilatoria múltiple, frecuentemente cribados y fragmentados. Su composición más frecuente es An_{37} ($\alpha=1,546$) en los mayores y An_{44} ($\alpha=1,550$) en los más pequeños; hornblenda verde o lamprobolita y biotita parda se encuentran en proporciones similares

(aproximadamente el 8% de la muestra cada uno). El piroxeno (hipersteno) es escaso en las muestras más alejadas del centro eruptivo. En las muestras más cercanas es algo más abundante y forma pequeños cumulos rodeados por lamprobolita, existiendo también algunos gránulos de clinopiroxeno. Como minerales accesorios hay apatita y magnetita. Poco frecuente son los granos de cuarzo limpio y de extinción homogénea, que no parecen estar afectados por la pasta.

El vidrio es incoloro, de índice de refracción entre 1,499 y 1,501 lo cual corresponde a un 72% de sílice (ácido). En él se disponen numerosos cristallitos orientados (globulitas y triquititas). En algunas muestras la densidad de estos cristallitos es mayor y presentan alteración a un mineral arcilloso, leucoxeno y limonita. Algunas muestras presentan vesículas muy pequeñas pudiendo estar relacionadas con mantos ignímbriticos, ya que su vidrio presenta al microscopio aspecto finamente brechoso.

En la andesita al sur de Piscuno se observan a manera de amígdalas, escasas, escasas y pequeñas, agregados fibrosos radiales, parduscos de posible feldespató alcalino.

Se las ha clasificado como andesitas por la naturaleza de sus fenocristales, aunque ella no está acorde con la composición del vidrio (ácido). Por ello es muy probable que un análisis químico revelara una composición global dacítica. En su génesis tiene que haber actuado importantes procesos de hibridación en la cámara magmática.

Un ejemplo demostrativo es una muestra obtenida en las cercanías del centro eruptivo. Se trata de una vulcanita melanocrática con cristales de lamprobolita y labradorita en un vidrio de composición ácida. La roca presenta un color gris oscuro a negro, grano muy fino, porosa, formada por una pasta oscura en la que brillan pequeños prismas y agujas negras, muy abundantes, y entre ellos un agregado blanquecino. Diseminados en la roca se encuentran cristales redondeados de aproximadamente cinco milímetros de diámetro, de plagioclasa blanquecina, cuarzo y fragmentos andesíticos de tamaño mayor con bordes difusos. Estos últimos se componen de una pasta gris clara, fenocristales blancos de plagioclasa, tabulares y cortos, de hasta cuatro milímetros de longitud y de anfíbol de tamaño similar.

El corte delgado muestra una textura hialofítica con un 35% de cristales aciculares y prismas cortos de lamprobolitas, acompañados por prismas y granos de augita, generalmente pequeños, algunos bordeados por el anfíbol; un 30% de cristales de labradorita sódica ($n=1,558$; 57% de anortita), con marcada zonabilidad oscilatoria, idiomorfos, pequeños y de distinto hábito. Participan también cristales de magnetita y agujas de apatita.

El vidrio es límpido, incoloro con abundantes vesículas pequeñas y subredondeadas. Su índice de refracción es 1,504, lo cual, según la curva de George para vidrios naturales, corresponde a un tenor del 68% de sílice (ácido).

Muy dispersos en este agregado se encuentran cristales mayores de plagioclasa con alteración arcillosa intensa y corroídos por el vidrio.

El carácter vesicular y la limpidez de este vidrio ácido, al que se asocia una abundancia de fémicos poco común, y una plagioclasa cuya composición no puede estar en equilibrio con él, asociados todos con cristales de plagioclasa y cuarzo evidentemente ajenos a la lava, indican la posibilidad que la roca sea el resultado de una concentración de fémicos local en la parte superior de una colada reciente en donde tuvieron importancia fenómenos de hibridación.

Si se tiene en cuenta que el centro eruptivo se instaló en el flanco de un anticlinal de rocas paleozoicas, en especial ordovícicas, las lutitas y calizas del Grupo Guayco Chico, pueden haber jugado un papel importante en la hibridación de la cámara magmática.

El espesor de las coladas andesíticas debe ser superior a los 300 m y dentro de algunas variaciones mineralógicas menores, tiene una homogeneidad notable en su desarrollo vertical.

d) Pórfido andesítico

En la parte central del cráter, comprendida entre los cerros Ca jón y Chipas, aflora un pórfido andesítico en un asomo de unos 1.500m de longitud.

El pórfido andesítico se halla completamente alterado y presenta un color gris blanquecino amarillento. En parte se halla silicificado y se observa una estructura cavernosa, con huecos de formas completamente irregulares. En los sectores donde la alteración es menos intensa se pueden reconocer los fenocristales de plagioclasa de hasta ocho milímetros de diámetro, alterados a un material arcilloso. La roca es bastante deleznable. Sólo parcialmente se observan algunas impregnaciones limoníticas de color ocre amarillento. El diaclasamiento del pórfido es intenso y se reconoce en parte un brechamiento no muy desarrollado.

Este afloramiento correspondería al afloramiento volcánico del centro eruptivo, alterado posiblemente por una acción volcánica pó stu ma. Relacionado con el mismo hay impregnaciones de manganeso superficiales. Manifestaciones del mismo mineral se observan además en el con

tacto entre la lava andesítica y la caliza dolomítica de la Formación Yacoraite en las cercanías del caserío de Piscuno, donde han sido tra bajadas varias galerías.

e) Ignimbrita Vizcachayoc

A unos 30 kilómetros del centro eruptivo en dirección sur se encuentra a ambos lados de la quebrada del río de Los Patos, frente a la estación homónima, un manto ignimbrítico denotable desarrollo.

La pendiente regional, la inclinación primaria del manto, como la posición del material volcánico, permiten deducir sin lugar a dudas su procedencia del volcán Chipas. Las ignibritas han fluído por una pendiente regional promedio de 1° 30 una distancia cercana a los 30 kilómetros.

El manto ignimbrítico en la margen norte del río de Los Patos se apoya en discordancia sobre las primeras camadas conglomerádicas de los aluviones aterrazados, por los cuales a su vez es cubierto. Hacia el sur se apoya directamente sobre el conglomerados Los Patos y las Tufitas Corte Blanco.

La secuencia se inicia con una toba gris, poco compacta, sin ningún grado de aglutinación y en parte conglomerádica, de unos 0,60m de espesor.

Sobre la misma se apoya una toba blanca, deleznable, con abundante biotita y una potencia de unos 1,5 metros.

A continuación se encuentra el manto ignimbrítico de unos 6 metros de espesor, en el cual no es visible ninguna estratificación. En el mismo se desarrolla un incipiente disyunción columnar a lo largo de planos irregulares de orientación vertical.

En el perfil del manto ignimbrítico se observa una notable diferencia textural. Si bien la distribución de las folias eutaxíticas, bandas más oscuras de vidrio discontinuas y sub paralelas, es abundante en todo el perfil, hacia la parte inferior se hacen más delgadas y laminares mientras que en la mitad superior predominan folias más lenticulares de hasta 3 cm de espesor y 5 o 10 cm de longitud. La figura 6 ilustra la variación mencionada.

La textura de las ignibritas varía entre brechosa con fragmentos aplastados de tamaños muy variados hasta netamente eutaxíticas con folias discontinuas de hasta 2 mm de espesor. Los fragmentos son de rocas andesíticas comparables a las andesitas previamente descritas, con las cuales están relacionadas genéticamente. La matriz es gris ceniza, en parte amarillenta o rosada, con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita. Los clastos líticos accidentales son muy escasos.

Al microscopio el carácter ignimbrítico se pone de manifiesto por

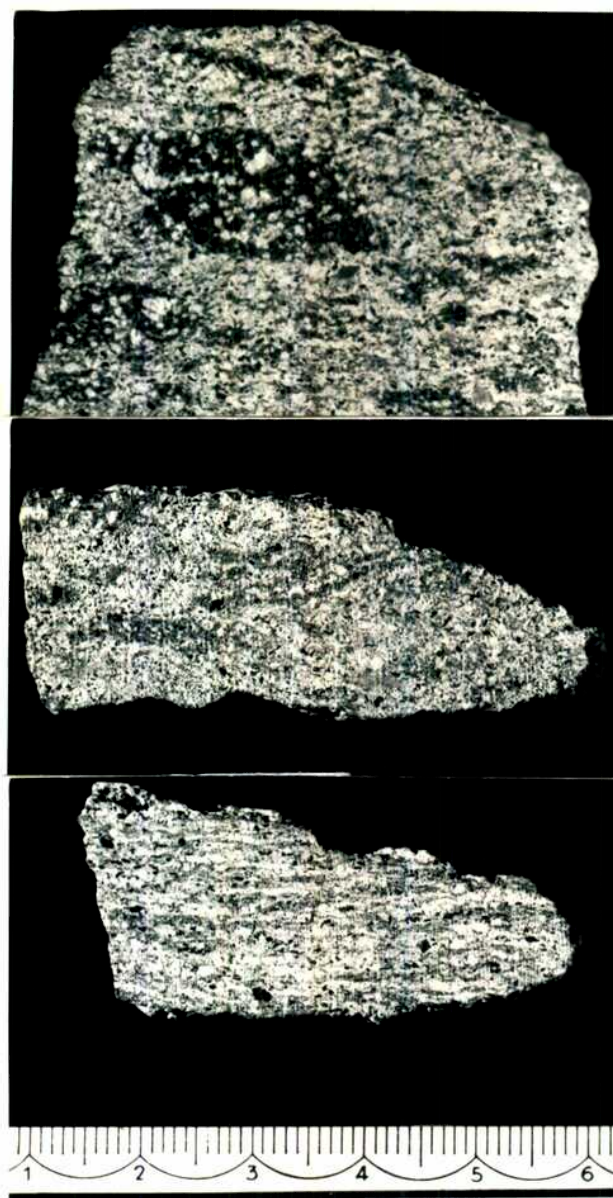


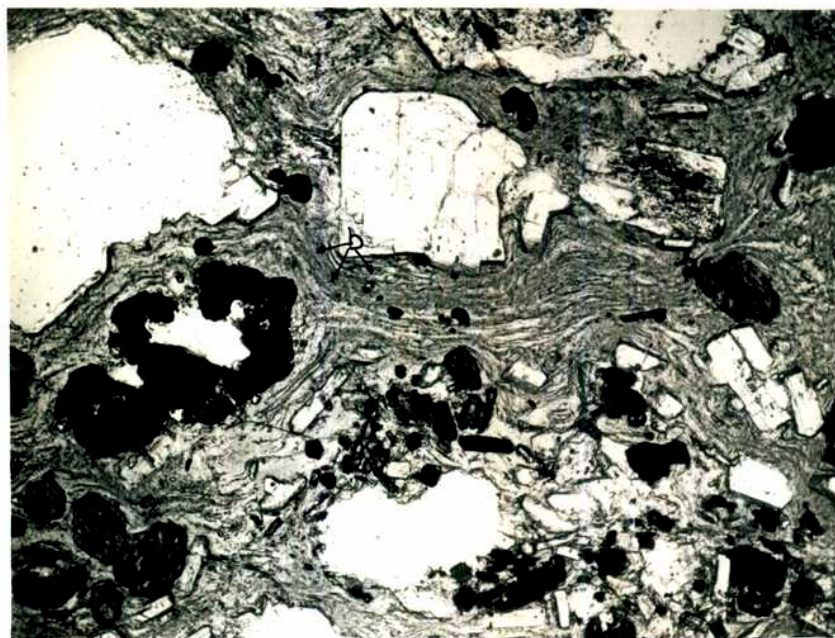
Figura 6: Variación vertical de la textura euta-
xítica de las ignimbritas de Los Patos.
(Fotografía de J. C. Rodríguez).-

la presencia de trizas, convertidas ya en filetes de vidrio que rodean a los cristales y denotan compresión entre los mismos, como se observa en la figura 7. Estos filetes se distinguen por el distinto grado de limpidez del vidrio que los compone. El grado de distorsión y alteración de los mismos aumenta hacia la base del manto. Parte del vidrio en la parte superior conserva su aspecto vesicular hecho que revela una menor aglutinación.

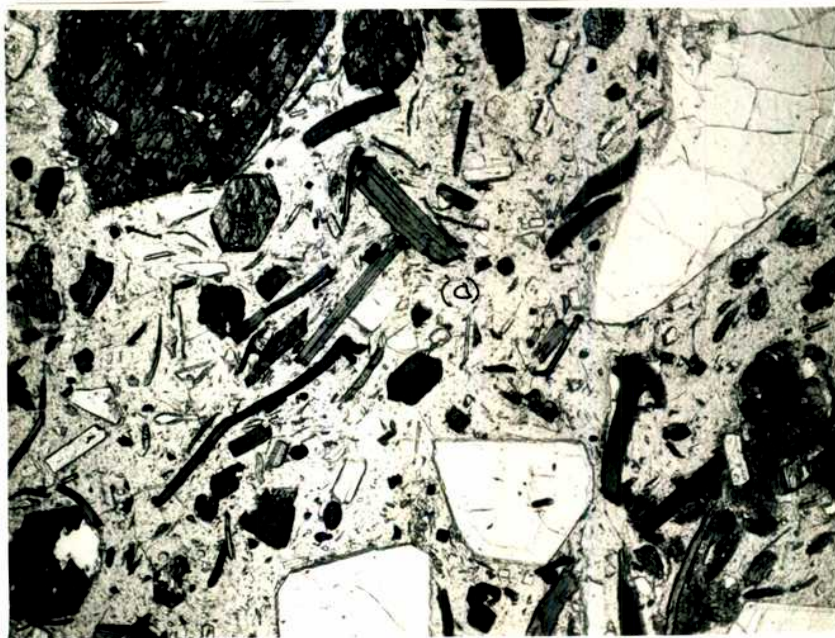
El vidrio es incoloro y levemente pardusco. Su índice de refracción medido varía entre 1,496 y 1,500, lo cual corresponde a un 72 a 73% de sílice según la curva de George para vidrios naturales. El mismo contiene numerosos embriones de cristales (triquitas y globulitas). Hacia la base de la colada ignimbrítica, el vidrio se encuentra progre-

sivamente convertido en material arcilloso teñido por leucoxeno y aparece también un fino material verde de alteración ya observado en las andesitas.

La proporción de fenocristales, en su mayoría fragmentales, es del 20 al 30%. Predominan los de andesita con 39 a 41% de ancrítita (μ : 1,547 - 1,548), con zonalidad oscilatoria múltiple, a veces cribados. En segundo lugar se encuentra biotita parda, frecuentemente reab



b)



a)

Figura 7: a) Andesita del Cajón; b) Ignimbrita de Los Patos. Nótese el contraste entre el vidrio homogéneo (a) de la andesita (a) y los filetes (b) en la ignimbrita. (Nicoles \parallel , \times , 80, Fotos J. C. Rodríguez).

sorbida y convertida en magnetita. En proporción ligeramente menor que aumenta hacia la base de la colada, se encuentra hornblenda verde que encierra relictos de hornblenda parda de biotita. Entre los

minerales accesorios la magnetita es abundante y la apatita escasa.

En cuanto a la composición de estas ignimbritas caben las mismas consideraciones que en las andesitas del Cajón, siendo notable sus características de hibridez.

Van Bemmel (1963) destacó el origen que tienen las ignimbritas en voluminosas y rápidas erupciones de magma anátexico de la parte inferior de la corteza silícea, durante un ciclo de evolución orogénica. Este concepto es corroborado por Rittman (1963) quien sostiene que las erupciones de las ignimbritas nacen en cámaras magmáticas ocupadas por mezclas anatóxicas formadas a poca profundidad. Para una completa revisión de la génesis de las ignimbritas se remite al lector a Mirré (1969).

Con la erupción de las Ignimbritas de Los Patos culmina el ciclo volcánico de la Formación Chipas, en el que se destaca la constante composición de los diferentes miembros, a pesar de las variaciones texturales. Es notable el carácter de hibridación que tienen las andesitas y las ignimbritas en las cuales la plagioclasa está asociada a vidrios más ácidos que los que teóricamente corresponderían a su composición.

Edad

La Formación Chipas configura un típico ciclo volcánico posorogénico, posterior a los principales movimientos del ciclo Andico, como se denota de su relación marcadamente discordante con las estructuras actuales de las rocas paleozoicas y mesozoicas. Además al apoyarse discordantemente sobre el Conglomerado de Los Patos (Plioceno) permite asignar con cierta seguridad esta Formación al Pleistoceno inferior.

El miembro más joven de la secuencia volcánica, las Ignimbritas de Los Patos, se encuentra depositado sobre los primeros niveles aterrazados, los que cubren posteriormente al manto ignimbrítico. Ello muestra que ocurrida la tectónica principal, se inicia el vulcanismo subsecuente, que prosigue hasta interponerse con los aluviones aterrazados, los que son la respuesta directa al diastrafismo principal.

Andesitas similares son atribuidas por Vilela (1953 y 1969) al plioceno en la región inmediata al poniente, mientras que para Turner (1964) en la región puneña más al sur, serían de edad cuartaria inferior (Formación Rumibola). En la comarca las relaciones estratigráficas serían similares a las descritas por Turner (1964) para las andesitas de la Formación Rumibola que se apoyan en discordancia sobre la Formación Sijes (Araucanense).

Por lo tanto se asigna la Formación Chipas al Pleistoceno inferior.

Aluviones aterrazados

Estos alcanzan su máximo desarrollo en las cercanías de San Antonio de Los Cobres. Se depositan en neta discordancia sobre las Formaciones terciarias y más antiguas. Frente a la estación Los Patos se observa como el miembro principal de la Formación Chipas se interpone entre los primeros niveles conglomerádicos. Estos están apoyados en discordancia angular sobre el conglomerado Los Patos. La discordancia se destaca por el color amarillento de los aluviones aterrazados en contraposición con el color pardo rojizo del Terciario.

Las características litológicas de estos aluviones están en cercana correspondencia con los afloramientos de los cuales proceden. En general predominan los clastos de vulcanitas y metamorfitas sobre el resto de las rocas más antiguas. Están compuestos por fanglomerados medianos a gruesos, de selección intermedia y grosera estratificación. Es frecuente la presencia de bloques de diferentes tamaños, lo que denota su origen torrencial, que indica las extremas condiciones de aridez que prevalecieron durante el Pleistoceno.

En algunos sectores, por ejemplo en las adyacencias del abru de Palomares, se encuentran algunos niveles tobáceos interpuestos con los fanglomerados. Estos están compuestos por una toba blanca, poco aglutinada, de unos 50 cm de espesor.

En estos aluviones aterrazados no se han encontrado dislocaciones o plegamientos, y presentan solo estructuras primarias de deposición, en contraposición con otras áreas del noroeste donde son afectados por la neotectónica.

Depósitos morénicos

En la comarca los únicos vestigios de depósitos glaciarios se encuentran en la ladera oriental del Alto del Rosado.

Se observan dos circos glaciarios a cuyos pies dos pequeñas morenas son los únicos vestigios de la glaciación pleistocena. Se puede observar todavía la morfología de la morena terminal y a ambos lados dos pequeñas morenas laterales de 1,5 kilómetros de longitud y escaso desarrollo. Se infiere la presencia de un tercer circo glaciario, al sur de los dos anteriores cuyos depósitos y morfología han casi desaparecido por la intensa erosión retrocedente del frente de montaña.

Es interesante destacar que los depósitos glaciarios se encuentran solo en la ladera oriental del Alto del Rosado, hecho que concuerda con lo observado por Schmieder (1925) en el adyacente Nevado de Chañi. Dicho autor explica la diferencia por ser los vientos dominantes del este

y sudeste, los que al chocar con el frente de montaña ascienden, enfrían y precipitan su humedad sobre la ladera oriental. En los períodos fríos ésta se condensa en forma de nieve.

Desafortunadamente no se tienen valores de la altura del cerro ni de la posición altimétrica de las morenas terminales. En el Nevado de Chañi la última glaciación ha llegado a los 4.940 m sobre el nivel del mar y tiene una depresión del límite de nieve perpetua de 840 a 940 m según Schmieder (1925, pág. 154), valores que conociendo la característica positiva de englazamiento del Alto del Rosado permitirían compararlo con las glaciaciones pleistocenas del Nevado de Chañi.

El límite de nieve perenne está actualmente por encima de la cumbre del Alto del Rosado. Fue fijado por primera vez en la comarca por Fries (en Schmieder, 1925) en noviembre de 1901 entre los 5.800 y 5.900 metros en la región de Chañi y corroborado en 1922 por Schmieder (1925). Por esta razón se atribuyen al Pleistoceno los depósitos morénicos, y se destaca que en el Alto del Rosado sólo quedan vestigios de una glaciación.

Hóloceno

Evaporitas:

Estas se hallan presentes en las salinas Grandes y en menor escala en la laguna Blanca. Estos depósitos salinos característicos de la Puna, son el resultado de un gran sistema de avenamiento endorreico, que conduce las aguas de una vasta región al sistema de salinas Grandes - laguna de Guayatayoc. Las aguas con elevadas concentraciones de sales disueltas, próximas al grado de saturación, fluyen a estas depresiones. Debido al bajo contenido de humedad del ambiente, el agua se evapora rápidamente precipitando sus sales, y formando espesores considerables de evaporitas.

En la comarca las salinas Grandes fueron aprovechadas por su alto tenor en boratos. Estos han sido explotados en su margen austral desde comienzos de siglo. Para una completa revisión de la composición salina se remite al lector a Reverberi (1968) quien en su inventario de los boratos de la Puna, dedica especial atención a las mismas.

Depósitos aluviales

En la actualidad se depositan sedimentos de diversas granulometrías en las llanuras de inundación y conos de desyección de la comarca. El afloramiento más importante es el que corresponde a la llanura aluvial del río San Antonio y a los depósitos de playa de salinas Grandes.

B. ESTRUCTURA

La estructura de la comarca está caracterizada por un intenso fallamiento en bloques en el que predominan las fallas inversas de alto ángulo, con un plegamiento subordinado.

La configuración actual es el producto de varios ciclos tectónicos que imprimieron su fisonomía distintiva. Para su descripción se ha dividido la comarca en varias unidades estructurales menores, como se observa en la figura 8.

1. Zona de máximo ascenso vertical

Esta comprende una zona bien definida, que se caracteriza por la presencia de un bloque elevado, que configura un alto estructural. A ambos lados del mismo se desarrollan una serie de escalones más bajos, la mayor parte de los cuales están delimitados por fallas inversas, que convergen hacia el alto estructural.

En la comarca esta representada por el Crestón Alto de la Aguada y sus prolongaciones norte y sur. El mecanismo de ascenso de este bloque se realizó por intermedio de las Fallas de Muñano y La Quesera.

La falla de Muñano se puede observar en el valle de Garbanzo y al este de Mojón Blanco. En ambas localidades las rocas de la Formación Copalayo cabalgan sobre las areniscas y arcillas rojizas de la Formación Santa Bárbara. La superficie de falla inclina más de 50° hacia el este, y el resalto vertical es del orden de varios miles de metros.

Si bien no hay continuidad de esta falla a la latitud de Piscuno, se interpreta como continuación de la misma la que al poniente del cerro Morado Grande pone a la Formación Puncoviscana sobre las lutitas de la Formación Parcha. Al sudoeste de este cerro se puede observar nuevamente la superficie de falla inclinando hacia el este.

Aunque la falla de Muñano termina superficialmente en la depresión de salinas Grandes tras 55 kilómetros de recorrido en la comarca, su importancia regional es aún mucho mayor. Se la puede continuar desde abra Muñano por el pie occidental del Nevado de Acay, hasta el río Calchaquí por más de 75 kilómetros. Configura el borde oriental del valle Calchaquí.

La falla de la Quesera es casi tan importante como la anterior, aunque su rechazo vertical es menor. Esto se comprueba por la asimetría del bloque de máximo ascenso vertical. El Crestón Alto de La Aguada tiene la pendiente más escarpada hacia el poniente, lo que indica

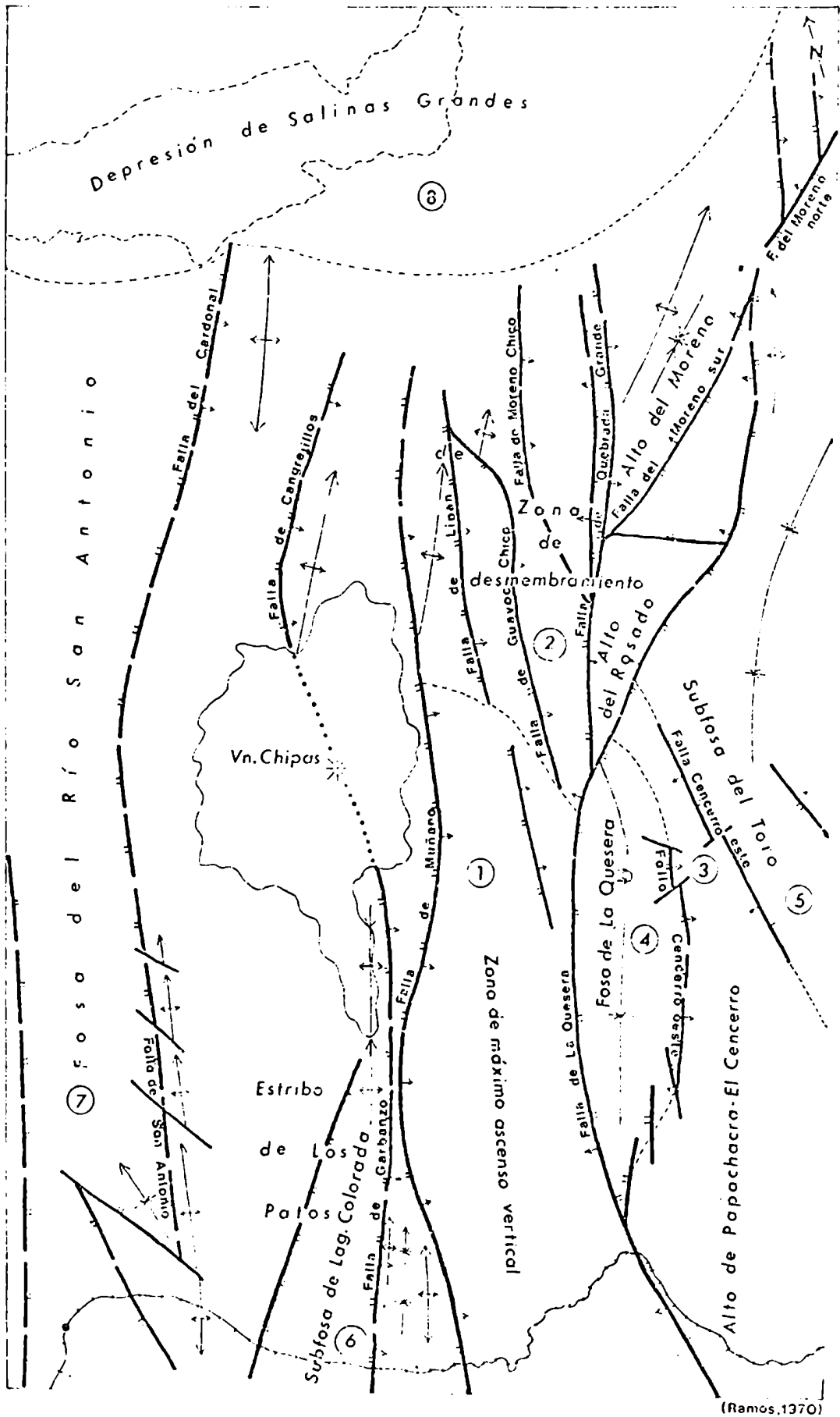


Figura 8: Mapa estructural de los primeros contrafuertes de la Puna saltojujeña entre San Antonio de los Cobres y El Moreno. (Escala 1:300.000).-

una basculación del bloque hacia el este.

En la comarca la falla de la Quesera entra por los alrededores de las Cuevas, continúa por Cachiñal y pasa por el pie oriental del Alto del Rosado. A la latitud de El Moreno se une con la falla del Moreno sur y sigue hacia el norte fuera de la comarca. El único lugar donde se pueden observar las características de la superficie de falla, es en los alrededores de Muñal y La Quesera, donde las rocas de la Formación Puncoviscana, cabalgan sobre los estratos de la Formación Chaco. La superficie de falla inclina fuertemente hacia el poniente.

Hacia el sur la falla de La Quesera se continúa por la quebrada de Las Cuevas delimitando el "bolsón lincal de la quebrada del Torquebrada de Las Arcas", según la interpretación de Vilela (1956) en la Hoja 7d, Rosario de Lerma. El recorrido de esta falla es superior a los 100 kilómetros.

2. Zona de desmembramiento

Al norte de la zona de máximo ascenso vertical, en la cual el Crestón Alto de La Aguada se comportó como un macizo rígido y uniforme, se produce un desmembramiento del bloque principal, una ramificación de las fallas de Muñano y La Quesera y un escalonamiento en varios bloques menores.

La falla de La Quesera se relaciona con las fallas del Moreno norte y sur, las que inclinan hacia el poniente. Asociadas a la falla de Muñano se encuentran las fallas de Lipán, de Guayoc Chico y de la Quebrada Grande, que asimilarían el ascenso vertical de las fallas orientales de inclinación oeste.

Es notable en la zona de desmembramiento como los distintos bloques a partir del Alto del Rosado y la Sierra del Moreno, se van hundiendo hacia el oeste en forma escalonada. A la latitud del perfil A-A', la Sierra del Moreno es el bloque de mayor ascenso vertical y configura la continuación norte, junto con el alto del Rosado de la zona de máximo ascenso vertical. Dentro de la zona de desmembramiento se encuentra un alto estructural menor, el bloque ubicado al naciente de Moreno Chico, que se hunde rápidamente hacia el norte.

Subordinado a este fallamiento en bloques se observa un plegamiento de la cobertura paleozoica cuyas charnelas son subparalelas a las fallas principales, su rumbo es de N 15 a 30° E y su buzamiento bastante considerable hacia el norte. Este sería resultante del basculamiento de los bloques hacia el este y el norte.

Es interesante destacar la ausencia de sinclinales en este plegamiento de la cobertura paleozoica, pues ellos coinciden con las fallas. Los anticlinales son del tipo concéntrico, con una semilongitud de onda de 3 a 5 kilómetros. En general son amplios y sus flancos occidentales son cortados por fallas inversas de alto ángulo, inclinadas hacia el este.

Observando en conjunto esta zona de desmembramiento de los bloques, guarda estrecha relación con la depresión de Salinas Grandes. Hacia el sur, el estribo de Los Patos, ubicado al oeste de la zona de máximo ascenso vertical, actúa como sostén y apoyo del bloque principal. En las cercanías de las salinas Grandes este apoyo desaparece y el bloque principal se desmiembra en por lo menos cinco bloques menores. La depresión de las salinas Grandes se comporta como una zona de distensión.

Esta distensión estaría relacionada probablemente con la erupción del volcán Chipas, el que estaría ubicado en la prolongación de la importante falla de Cangrejillos, en la línea que une a ésta con la falla de Garbanzo. Estas fallas ponen al Proterozoico cabalgando sobre las Formaciones Parcha y Yacoraité. El centro eruptivo estaría así ubicado en la latitud donde comienza el desmembramiento de los bloques y por lo tanto donde se inicia el alivio de la compresión.

3. Alto de Papachacra-El Cencerro

Esta es una zona de ascenso vertical secundario, en la cual la Granodiorita La Quesera actúa como un bloque rígido y es elevada por intermedio de las fallas de El Cencerro oeste y este. Estas fallas que inclinan respectivamente hacia el naciente y el poniente son inversas y de alto ángulo. Ya Keidel (1943) reconoció la naturaleza de las mismas ilustrándolas en sus perfiles.

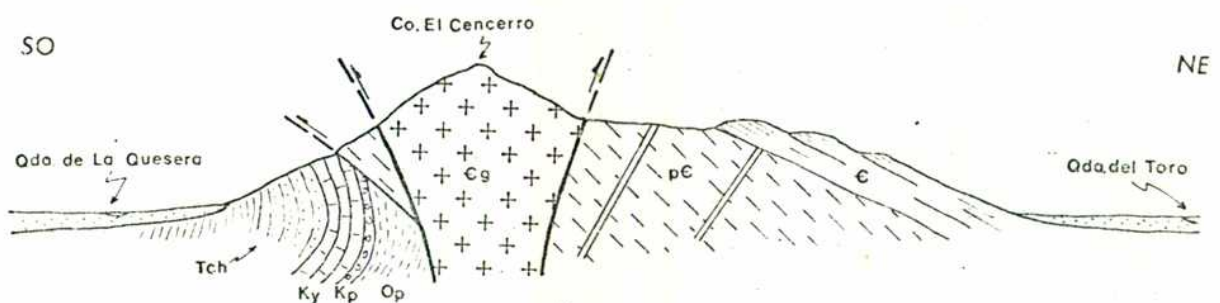


Figura 9: Estructura del cerro El Cencerro; Tch, Form. Chaco; Ky, Form. Yacoraité; Kp, Form. Pirgua; Op, Form. Parcha; Gg, Granodiorita Quesera; pC Precámbrico y C, Grupo Mesón.

Escala aproximada 1:100.000

El sector noroeste del alto de Papachacra-El Cencerro no está deli-

mitado por fallas que afecten a la cubierta paleozoica o más joven.

Un hecho interesante es la presencia de fallas oblicuas a la estructura que cortan e interrumpen a las fallas principales.

La falla Cencerro este desaparece hacia el norte, posiblemente al ser intersecada por la falla de la Quesera. La falla Cencerro oeste hacia el sur está relacionada con un pequeño jirón de Formación Yacoraité, que se acuña entre dos bloques de granito al norte de la estación Cachiñal. Su culminación sur está dada por una serie de fallas escalonadas, que se intersecan con la falla de la Quesera.

Hacia el sur el alto de Papachacra-El Cencerro desaparece al unirse a la subfosa del Toro al "bolsón lineal de la quebrada del Toro-Las Arcas" (Vilela, 1956).

4. Fosa de La Quesera

Esta fosa está delimitada por las fallas de La Quesera y Cencerro oeste. Hacia el nordeste la falla Cencerro oeste desaparece y el borde de la fosa no está bien definido. En su mitad norte los depósitos terciarios de la Formación Chaco forman un sinclinal asimétrico, en cuyo flanco oriental afloran unidades más antiguas (Grupos Mesón y Salta).

En su tramo medio el flanco oriental está rebatido por la falla Cencerro oeste que vuelca los bancos de las Formaciones Chaco y Yacoraité.

Si bien en la latitud de la estación Cachiñal desaparece la expresión morfológica de esta fosa, más hacia el sur reaparece en el "bolsón lineal de la quebrada del Toro-Las Arcas" (Vilela, 1956), en el que en forma similar a la fosa de la Quesera aflora la Formación Chaco y el Grupo Salta, en continuidad tectónica por intermedio de la falla de La Quesera.

5. Subfosa del Toro

Esta depresión que abarca las nacientes de la quebrada del Toro, está opuesta oblicuamente a la estructura regional, pues el rumbo de la misma es marcadamente nordeste. Está delimitada al este por las primeras estribaciones del Nevado de Chañi. En ella la cubierta paleozoica está plegada en forma sinclinal. Su borde occidental está dado por las fallas Cencerro este y de la Quesera. Su borde oriental está dado en parte por la falla que al nacimiento de Tres Cruces pone a las rocas proterozoicas por encima de las Formaciones paleozoicas.

En forma semejante a la fosa de la Quesera la inclinación de las fallas occidentales es hacia el nacimiento y junto con la oriental delimitan una fosa por intermedio de dos fallas inversas de alto ángulo.

6. Estribo de los Patos

Esta denominación abarca a un conjunto de tres bloques menores que actúan como sostén del bloque principal de la zona de máximo ascenso vertical, de la que está separado por intermedio de la falla de Muñano. El bloque medio está hundido en relación a los dos bloques adyacentes por intermedio de dos fallas que configuran la subfosa de Laguna Colorada.

En el bloque oriental se puede observar un plegamiento de la cubierta mesozoica de una longitud de onda entre 1 y 2 km que serían pliegues de acomodación relacionados a la importante falla regional de Muñano.

En el bloque occidental adyacente a la falla de San Antonio se observa un anticlinal desarrollado en las Tufitas Corte Blanco de longitud de onda similar a los del bloque oriental. Se interpreta dicho anticlinal como un pliegue de acomodación a la dislocación producida en el Pleistoceno inferior por una reactivación de la falla de San Antonio.

En el sector sur del bloque occidental la estructura se caracteriza por amplios pliegues en las Tufitas Corte Blanco, delimitados al oeste por la falla ubicada en el río de Los Patos.

El borde occidental del estribo de Los Patos está cortado por un juego de fallas transversales que presentan un rechazo horizontal de varios centenares de metros.

Hacia el norte el estribo es cubierto por las andesitas de la Formación Chipas.

7. Fosa de San Antonio

Se infiere la existencia de esta fosa por la expresión morfológica del amplio valle del río San Antonio.

Hacia el este el estribo de Los Patos forma su borde oriental, delimitado por la falla de San Antonio, la cual probablemente estaría relacionada con la falla del Cardonal al norte.

El borde occidental está dado por la Sierra de San Antonio que de acuerdo con Vilela (1969) estaría delimitada en ambos flancos por fallas que producirían el basculamiento del bloque hacia el naciente, en forma similar al bloque principal de la comarca (Crestón Alto de La Aguada).

Al no ser visibles en superficie las fallas que delimitan la fosa nada se puede decir acerca de la inclinación de las mismas. El basamento de la fosa inclinaría hacia el norte, como lo indican los afloramientos precámbricos que aparecen en su extremo sur. Hacia el norte la fosa se amplía hasta desaparecer en la depresión de Salinas Grandes.

8. Depresión de Salinas Grandes

Poco es lo que puede decirse de esta depresión de la cual sólo el borde sudoriental está comprendido en la comarca.

Se deduce que sería una gran fosa tectónica por el hecho de que todos los bloques se hundían hacia el norte y desaparecen en esta depresión. El borde sudoccidental está dado por el bloque de la Sierra de San Antonio, mientras que del resto de la depresión se ignoran sus condiciones tectónicas, por la falta de levantamientos regulares.

A continuación se describirán las estructuras resultantes de los distintos ciclos tectónicos que afectaron la comarca.

1. Movimientos assynticos

Estos son los responsables del intenso plegamiento que se observa en las Formaciones Copalayo y Puncoviscana. En la primera un notable clivaje de fractura oscurece la estratificación y por lo tanto es difícil reconstruir el cerrado plegamiento que es visible en la Formación Puncoviscana.

Este plegamiento es del tipo decamétrico, de charnelas agudas y con numerosas superficies de despegue y fallas menores. Se puede observar este tipo de plegamiento en el cordón proterozoico que aflora entre la depresión de la laguna Blanca y el volcán Chipas. El rumbo general de los pliegues es nordeste.

En otras comarcas el plegamiento no es tan cerrado, como en los cerros Morado Grande y el Cardonal.

Se atribuye el plegamiento al ciclo assyntico, ya que el Grupo Mesón de edad cámbrica no está afectado por el mismo.

2. Movimientos sárdicos

Los movimientos de esta fase del ciclo Caledónico son los que ocasionaron la discordancia que se observa entre los Grupos Mesón y Guayoc Chico. Son los responsables del basculamiento de la cuenca hacia el oeste y de la transgresión ordovícica que cubrió áreas considerablemente mayores que las cámbricas. En el angosto de la Quesera se puede observar dicha discordancia debido al acuñaamiento del Grupo Mesón y la ausencia de las unidades superiores del mismo que afloran en la quebrada del Toro.

3. Movimientos tectónicos

A esta fase importante del ciclo Caledónico se atribuye el plegamiento y fracturación inicial que se observa en la cubierta paleozoica inferior de acuerdo con Turner (1964 b, pág. 42).

Estos movimientos serían los responsables de la creación de un relieve positivo y de la Puna como unidad estructural.

Es interesante destacar en relación a la edad del plegamiento del

Grupo Mesón y de las Formaciones ordovícicas que en la Sierra del Moreno la intrusión del pórfido dacítico fue posterior. Esto se deduce por el hecho de que el sinclinal de la Formación Lizoite queda colgado como techo de la intrusión. Esto indicaría que el plegamiento fue preplioceno y probablemente de un ciclo más antiguo.

4. Movimientos intrasenónicos

La importancia de estos movimientos intracretácicos fue reconocida por primera vez en el noroeste argentino por Keidel (1943) quien los ubica en el Cretácico superior. Serían los responsables de la formación de las cuencas de la Formación Pirgua y de la reactivación del relieve. En la comarca habría creado pequeñas fosas posiblemente no comunicadas entre si en las que se deposita la parte inferior del Grupo Salta.

5. Movimientos del Ciclo Andico

La prefase del tercer movimiento (o quizá la tercera fase del segundo movimiento) es la que comienza el ascenso vertical de los bloques, forma las cuencas de deposición de la Formación Chaco y del Conglomerado de Los Patos, y pliega a las sedimentitas del Grupo Salta. Es probablemente la responsable de la discordancia entre la Formación Santa Bárbara y las Formaciones del Terciario superior.

La fase principal del tercer movimiento es la que produce el ascenso vertical de los bloques reactivando viejos lineamientos, produce el plegamiento de las Formaciones terciarias y configura la actual fisonomía de la comarca.

La primera fase del cuarto movimiento produce la discordancia entre las Tufitas Corte Blanco y la Formación Chipas durante el Pleistoceno.

Estructuralmente se puede dividir la comarca en dos grandes unidades estructurales, la Puna y la Cordillera Oriental. El límite entre ambas pasaría por la zona de máximo ascenso vertical que coincidiría en la comarca con los bordes occidentales del Crestón Alto de la Aguada, del Alto del Rosado, de la Sierra del Moreno, y de allí en dirección a abra de Pives.

Así definido el límite entre ambas unidades estructurales, no coincidiría en todo su recorrido con el límite geográfico entre la Puna y los Andes Orientales, ya que este se desviaría de la divisoria de aguas, pasando por el Nevado de Chañi, y se uniría con el límite estructural a partir de abra de Pives.

Se prefieren las unidades estructurales en lugar de las provincias geológicas, pues no siempre hay coincidencia entre los principales rasgos estructurales y la distribución espacial de las distintas Formaciones. Se propone utilizar las unidades estructurales de Puna y Cordillera Oriental, cuyo límite estaría dado por la zona de máximo ascenso vertical, pues este es un rasgo estructural bien definido y de importancia regional. Se lo ha podido seguir desde la Sierra de Muñano, a través de toda la comarca, para luego pasar al poniente de las abras de Pives y de Pocoya; entre salinas Grandes-laguna de Guayatayoc y la Sierra de Aguilar y de allí hacia el norte por centenares de kilómetros de recorrido. Esta zona configuraría así un elemento positivo con una estructura característica, que se habría formado durante los movimientos tectónicos y habría sido activo repetidas veces durante el resto del Paleozoico, para lograr la estructura actual a fines del Plioceno.

C. EVOLUCION GEOLOGICA Y TECTONICA

En este capítulo se tratará de interpretar los distintos acontecimientos geológicos descritos anteriormente con fines a un mayor entendimiento de la evolución de la corteza en la comarca en estudio.

La historia geológica de la comarca se puede reconstruir a partir de una edad incierta dentro del Proterozoico.

Durante esa época se depositaba una sucesión rítmica de grauvacas y pizarras, que presentan abundantes calcos de flujo, entre otras marcas, en los términos más psamíticos, que permiten reconocer una facies típica de flysch. Estas presentan un plegamiento ortogeosinclinal bien desarrollado y un metamorfismo dinámico incipiente (Form. Coapalayo).

Al plegamiento de esta facies de flysch, atribuido a los movimientos assinticos, le sigue la intrusión del plutón granítico del Toro, durante el Cámbrico inferior? ~~530 m.a.~~ (530 m.a.). Este caracteriza al plutonismo intercedente, que se emplaza una vez ocurrida la tectónica mayor, que afectó a las Formaciones Copalayo y Puncoviscana. El carácter posorogénico está puesto de manifiesto por la falta de migmatitas e gneises en la roca de caja, su intrusión netamente discordante, la presencia de un metamorfismo de contacto y la ubicación estratigráfica del mismo. Con la intrusión de la Granodiorita Quesera y sus rocas hipabisales asociadas se cierra el primer ciclo tectónico de la región.

Esta emerge y es arrasada intensamente durante el Cámbrico medio y quizá parte del superior. La abrasión marina desarrolla una extensa planicie como se infiere del carácter regional de la marcada discordancia angular entre el Proterozoico y el Grupo Mesón. La porción sudoeste de la comarca permanece emergida durante el Cámbrico, y su relieve alcanza un alto grado de madurez.

Se inicia un lento hundimiento y en un ambiente de plataforma estable se depositan las ortocuarcitas de la Formación Lizoite. Variaciones en la relación de material suministrado y la velocidad de hundimiento producen cambios de facies en la secuencia del Grupo Mesón, como lo denota la Formación Campanario, que se deposita en un ambiente de menor energía relativa que las Formaciones Lizoite y Chalhualmayoc. La velocidad de hundimiento aumenta rápidamente hacia el nordeste, como se deduce de la deposición de 3.100 m del Grupo Mesón en Purmamarca (Turic, en Ramos et al 1967). Con el Grupo Mesón se inicia la regeneración tectónica que dará lugar a la formación del geosinclinal del Paleozoico inferior.

En las postrimerías del Cámbrico actúa la tectónica inicial (o embriotectónica de Aubouin, 1965), atribuida a los movimientos de la fase sárdica, la que produce un notable cambio en la pendiente de la cuenca y algunos deslizamientos submarinos, como el del angosto de la Quesera. La discordancia entre los Grupos Mesón y Guayoc Chico no es visible en todas las localidades, pasando en algunas transicionalmente de una a otra entidad.

Es notorio el cambio de la pendiente de la cuenca de nordeste en el Cámbrico hasta casi opuesta durante el Arenigiano, como se deduce de la distribución de sus facies. Este cambio se produce gradualmente y lleva a la transgresión sucesiva de las Formaciones ordovícicas. Durante el Tremadociano el ambiente de deposición evoluciona a ambientes de energía cada vez menor. Durante el Cámbrico habría predominado un ciclo sedimentario de preflysch o vacuidad de acuerdo con Aubouin (1965), que se continúa hasta la parte inferior del Tremadociano, como se pone de manifiesto por la presencia de calizas y protocuarцитas en la Formación Guayoc Chico. Hacia el techo las protocuarцитas son reemplazadas por subgrauvacas y una mayor proporción de lutitas, con cada vez más escasos lentes de caliza. Esta facies correspondería a la "asociación de grauvacas de deposición poco profunda" de Krumbein y Sloss (1963), que indicaría el comienzo del ciclo de flysch en el ámbito geosinclinal.

En el Arenigiano la cuenca alcanza su mayor distribución areal. Se la puede reconstruir desde Chile, en una localidad muy cercana al límite internacional hasta la Sierra de Santa Bárbara donde están los registros fosilíferos arenigianos más orientales.

En la figura 10 se puede observar un perfil transversal de las condiciones tectónicas de la cuenca interpretado sobre la base de los estudios de Schwab (1968), de Harrington (en Harrington y Leanza, 1957) y las observaciones personales del autor en la región más al noroeste entre salina de Jama y Turilari.

Harrington (en Harrington y Leanza, 1957) reconoce para el Arenigiano tres facies diferentes de mayor a menor granulometría desde la Sierra de Zapla a la quebrada del Toro. En la primera afloraría su facies arenosa; en los alrededores de la quebrada de Humahuaca su facies arenosa lutítica y en la parte media de la quebrada del Toro su facies lutítica. Esta última facies se extiende hasta la comarca en estudio donde se observa con todas sus características en Piscuno. Su afloramiento más occidental es el descrito por Rolleri y Mingramm (1968), al sudoeste de San Antonio de Los Cobres.

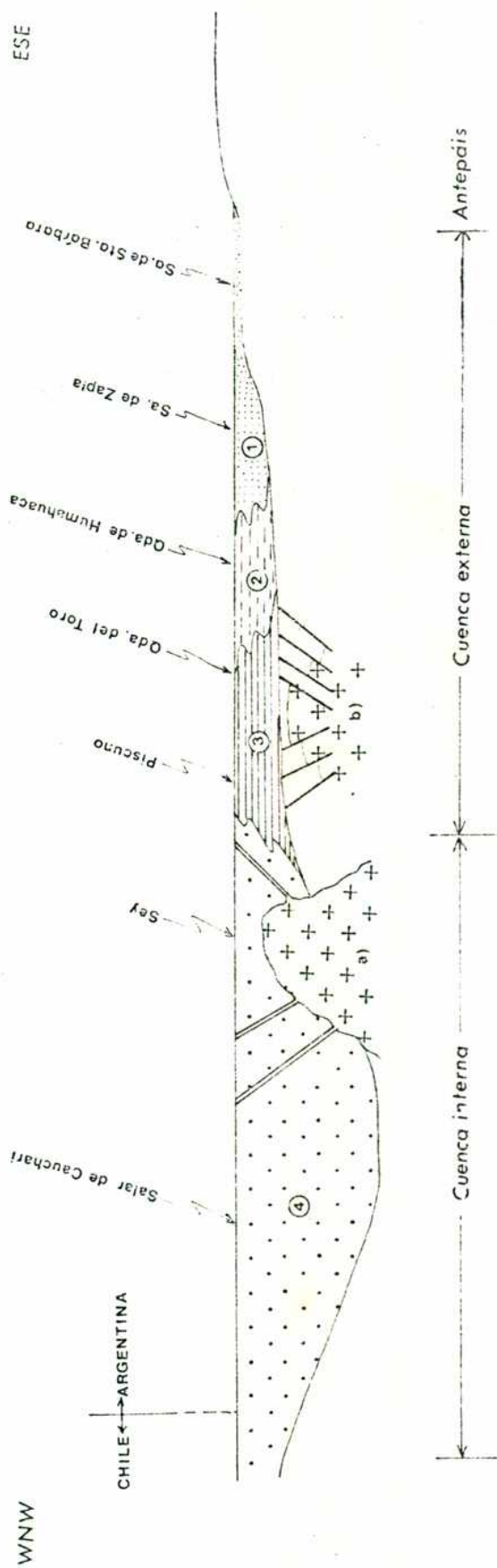


Figura 10 : Reconstrucción de las condiciones de deposición durante el Arenigiano y el magmatismo asociado.

1) Facies arenosa; 2) facies arenosa lutítica;
3) facies lutítica y 4) facies de flysch.

a) Granito posordovícico b) Granito cámbrico inferior?

Más hacia el oeste, sobre la margen occidental del salar de Cauchari y en los alrededores de la salina de Jama la facies presente es netamente diferente de la anterior. En primer lugar los sedimentos se hallan notablemente plegados y fallados, a diferencia de la región más oriental donde predomina el fallamiento en bloques con un plegamiento subordinado o pliegues amplios como el de Zapla. Litológicamente la sucesión está compuesta por grauvacas y pizarras cuya potencia es difícil discernir por su notable plegamiento, pero que se puede estimar en más de 2.500 m. Hasta el momento sólo se han encontrado didymograptidos de edad arenigiana en esta facies, con excepción de la fauna de graptolitos escandentes hallados en la sierra de Lina, actualmente en estudio.

A este cuadro se suma la edad del granito del cerro Oplas, el cual está ubicado en la faja de rocas plutónicas y migmatitas que Vilela (1969) describe al poniente de San Antonio de Los Cobres. Se ha podido observar esta faja de rocas graníticas en las cercanías de Cobres, su extremo norte, y sobre la ruta nacional Nº 51, en la cuesta de Chorrillos. El extremo norte se caracteriza por un granito de grano mediano y homogéneo similar al que Schwab (comunicación verbal) encontró en el cerro Oplas intruyendo a rocas ordovícicas bien documentadas por fósiles. En la cuesta de Chorrillos se observa únicamente una migmatita porfido-blástica de notable desarrollo, que es la roca dominante en la parte media y sur de la faja granítica. Si bien es posible que las migmatitas pasen transicionalmente al granito de Oplas, demostrando sus características sintectónicas, es aún necesario estudiar las relaciones entre los granitos posordovícicos (tectónicos) y las migmatitas.

No obstante sobre la base de los datos anteriormente descriptos se puede reconstruir para el Arenigiano una cuenca interna o eugeosinclinal, caracterizada por una asociación de grauvacas profundas, un magmatismo plutónico y un vulcanismo asociado tectónico de amplia distribución. En contraposición está la cuenca externa o miogeosinclinal, menos potente, sin magmatismo, con un predominio de areniscas cuarcíticas, lutitas y escasas calizas, poco perturbadas. La división entre ambos, en la latitud de la comarca, pasaría aproximadamente al este de la Sierra de San Antonio de Los Cobres. El eje de ambas cuencas sería marcadamente nordeste.

En el Ordovícico medio (Llanvirniano?) cesa la deposición en la cuenca interna, mientras que hacia el este la deposición continúa hasta el Caradociano inclusive. Ello podría indicar una migración de la orogénia del eugeosinclinal al miogeosinclinal a partir del Llanvirniano.

Los movimientos orogénicos principales actúan a fines del Ordovícico y se los atribuye a la fase tectónica del ciclo Caledónico.

En la cuenca interna predominó un plegamiento del tipo ortogeotectónico, mientras que en la comarca en estudio y más al este prevalece una tectónica de zócalo. Como resultado de la misma surge la Puna como bloque positivo (Turner, 1963 b) y se esboza la estructura de la Cordillera Oriental.

Durante el resto del Paleozoico son en parte erosionadas (Padula et al, 1967) y aportan sus sedimentos terrígenos a las cuencas del Paleozoico medio y superior. La deposición se interrumpe en el Triásico.

A partir de Jurásico el borde occidental de la Puna ubicado en territorio chileno, configura el antepais del geosinclinal andino. En este la sedimentación en la latitud de la comarca se prolonga hasta el Cretácico medio inclusive. Como consecuencia de los movimientos intrasenos se interrumpe la deposición en el geosinclinal y se pliegan las sedimentitas depositadas. Estos movimientos en el lado argentino producen una fracturación intensa que forma las cuencas molásicas del Grupo Salta. Estas presentan netas características tafrogénicas como lo indica Borrello (1969) sobre la base de las características litológicas de la Formación Pirgua y el vulcanismo básico asociado. El predominio de conglomerados y arcosas indicaría un resurgimiento del relieve en las áreas de aporte aledañas como consecuencia de los movimientos intrasenos. Estas cuencas son rellenadas rápidamente durante el resto del Senoniano y la deposición culmina con la Formación Lecho, de características más maduras que la anterior.

Durante el Campaniano Maestrictiano, una transgresión pacífica proveniente de Bolivia deposita la Formación Yacoraité. Esta correspondería a ambientes marinos litorales, del tipolacustre (Leanza, 1969).

Durante el Paleoceno se cierra el ciclo sedimentario correspondiente al Grupo Salta con la acumulación de la Formación Santa Bárbara en un ambiente netamente continental.

Los primeros movimientos andinos que se registran en la comarca son los correspondientes a la prefase del tercer movimiento, que crea los surcos continentales donde se depositaron la Formación Chaco y el Conglomerado Los Patos. Sincrónicamente (?) se emplazan los distintos cuerpos del Pórfido dacítico del Moreno, de netas características intrusivas en la comarca.

A continuación actúa la fase principal del tercer movimiento que configura la estructura actual de la región.

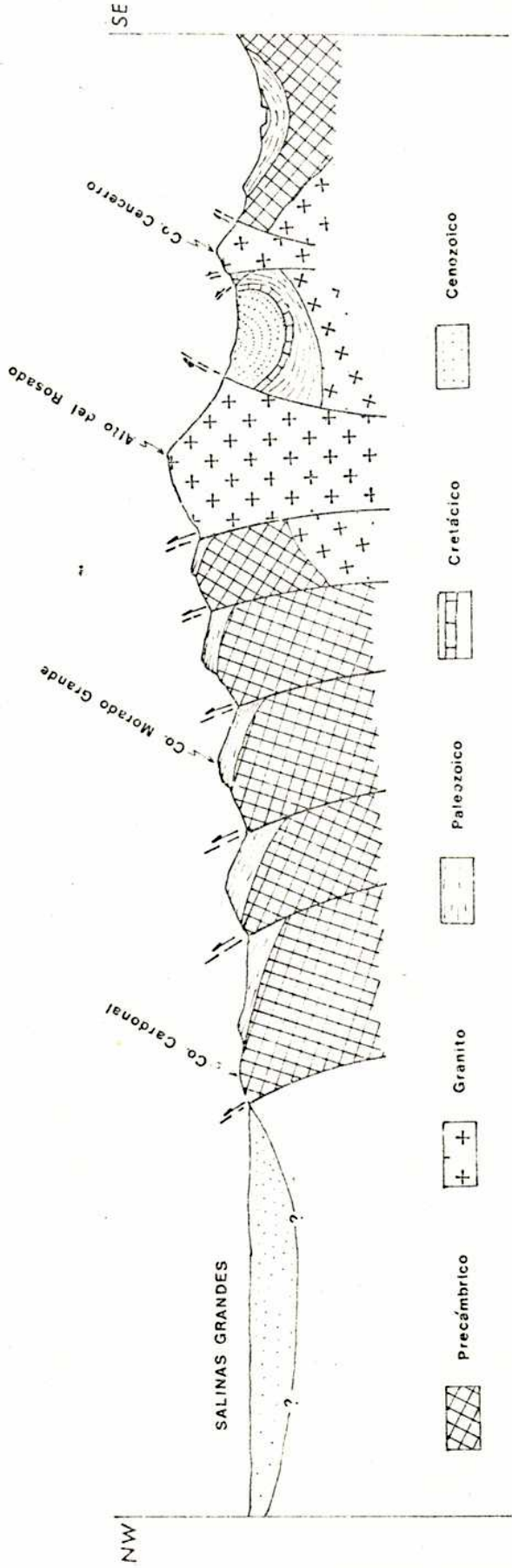


Figura 11: Esquema que ilustra el tectonismo vertical de la comarca previo a las efusiones volcánicas subsecuentes.-

La estructura resultante es tentativamente explicada por la acción de un marcado tectonismo vertical cuya área de máximo ascenso pasaría por el actual límite estructural entre la Puna y Cordillera Oriental.

El concepto de tectónica vertical de acuerdo con las hipótesis de van Bemmelen (1960) y Belousov (1962) se adapta mejor a las características estructurales de la comarca que las tradicionales hipótesis de comprensión (de Sitter, 1960).

De acuerdo con Badgley (1965) el tectonismo vertical se pone de manifiesto por las siguientes características:

1. Estos levantamientos suelen abarcar cordones montañosos enteros.
2. Se forma una estructura escalonada con el escalón más alto en la parte media.
3. Los bloques levantados están bordeados por fallas de alto ángulo que inclinan hacia adentro del bloque, mientras que en los bloques hundidos inclinan hacia afuera.
4. Los pliegues que afectan a la cubierta sedimentaria de los bloques son suaves, abiertos, y generalmente concéntricos.
5. La propagación del plegamiento dependerá de la competencia y espesor de los estratos que flanquean la zona de ascenso.
6. Son más comunes las fracturas longitudinales en la cubierta sedimentaria.
7. Suelen presentar un acuñamiento de la cubierta sedimentaria por encima del cordón, lo que indica el carácter positivo a través de los distintos períodos geológicos.
8. Las fracturas del basamento del antepaís son originadas en orogénias previas.

Todas estas características son visibles en la comarca a excepción del acuñamiento de la cubierta sedimentaria, a ambos lados de la zona de máximo ascenso. Los conocimientos actuales de las Formaciones ordovícicas (especialmente crenigianas) son aún insuficientes para corroborar esta hipótesis. Los movimientos tectónicos posiblemente hayan creado este elemento positivo durante la formación de la Puna, para que finalmente la tectónica final de la base principal del tercer movimiento le confiriera los rasgos actuales (Figura 11).

Producido el ascenso principal un vulcanismo andesítico híbrido de netas características posorogénicas se emplaza en relación con la fracturación de alivio, durante el Pleistoceno. Las últimas efusiones de carácter ignímbrito se interponen con los aluviones aterrizados, lo que da una indicación más de su carácter posorogénico.

El plegamiento de las Tufitas del Corte Blanco es atribuido a la primera fase del cuarto movimiento, y posiblemente está relacionado con una nueva fracturación de la fosa del Río San Antonio.

Durante el resto del Cuartario la región se erosiona profundamente presentando dos niveles de base principales, el de la salinas Grandes y el de la desembocadura de la quebrada del Toro que lleva a una rápida erosión retrocedente a la mitad oriental de la comarca.

A P E N D I C E

Descripción de los fósiles:

En este apéndice se describirán algunos fósiles problemáticos del Cámbrico y el Ordovícico inferior y los graptolitos del Arenigiano que se han encontrado y que por su importancia o ser poco conocidos justifican su descripción.

1. Fósiles problemáticos

Estos fósiles de posición incertae sedis son los primeros de su tipo encontrados en el noroeste argentino. Para su clasificación sistemática se ha seguido la propuesta por Häntzschel (1962) para rastros fósiles o problemáticos.

RUSOPHYCUS Hall 1852

Rusophycus bilobatus (Vanuxem)

Lam. I, a)

Descripción

Típicas formas bilobadas de tres milímetros de ancho, con un surco central bien marcado. Se encuentran formas continuas de hasta 3,2 cm de longitud, aunque las más frecuentes son aisladas y de 0,5 cm. Estas últimas recuerdan "granos de café" tanto por sus dimensiones como por su morfología. En las formas continuas se observa un adelgazamiento del ancho a partir del extremo proximal de tres a dos milímetros.

Ninguno de los ejemplares estudiados presentaban corrugaciones, siendo los lóbulos lisos.

Localidad

Tres kilómetros al sur de laguna Blanca, departamento la Poma, provincia de Salta.

Nivel

Ortocuarcitas de la parte media de la Formación Campanario, Cámbrico superior.

Fósiles asociados

Scolithus sp. y otros rastros vermiformes.

Observaciones

Estas formas se asemejan a Rusophycus didymus (Salter), del cual se diferencia por su aspecto liso y falta de corrugaciones.

Formas similares, de difícil comparación por su menor estado de conservación son descritas en el Ordovícico (?) de cabo Corrientes y Balcarce en las Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires (Borrello, 1966). Esta misma especie es citada en el Cámbrico inferior de Pakistán occidental (Seilacher, 1954), siendo además conocidas en el Paleozoico de Estados Unidos de América y norte de África.

Se atribuyen a marcas de descanso producidas por trilobites de acuerdo con Hantzschel (1962). Es interesante destacar que son estas las primeras formas relacionadas con trilobites que se conocen en el Cámbrico del noroeste argentino, siendo los únicos rastros fósiles conocidos hasta ahora en el Grupo Mesón con excepción de los tubos de Scolithus sp. y algunos braquiópodos inarticulados indeterminados.

ROUALTIA, de Tromelfn, 1877

Roualtia lyelli (Roualt)

Lam. I, b)

Descripción

Formas bilobadas de un ancho promedio de 4 cm, bastante uniforme que se caracteriza por un surco central y dos canaletas laterales. Son formas rectas a ligeramente curvilíneas de hasta 15 cm de longitud. Sus lóbulos centrales están estríados finamente y tienen 1,5 mm de ancho. Los surcos laterales delimitan un borde de tres milímetros no estríado. Estas marcas aparecen sobreimpuestas a improntas de Cruziana furcifera, d'Orbigny, a las que atraviesa transversalmente.

Localidad

Seis kilómetros al norte de abra de Palomares sobre el camino que conduce a El Moreno, departamento de Tumbaya, provincia de Jujuy.

Nivel

Areniscas cuarcíticas del Grupo Guayoc Chico del Tremadociano inferior.

Fósiles asociados

Parabolina argentina, Parabolinella argentinensis, Angelina hyeronimi, Parabolinopsis mariana, Geragnostus sp., y numerosos restos de vermes.

Observaciones

Estos bilobites son asignados a Roualtia lyelli por la presencia de los dos surcos laterales que permiten diferenciarlos de otras formas conocidas del Ordovícico, como por ejemplo, con Cruziana furcifera (lámina I, c), fósil problemático muy común en las Formaciones ordovícicas del noroeste.

Borrello (1966) cita formas similares que no presentan surcos laterales y son más pequeñas que el material descrito (2,5 cm de ancho), en el Ordovícico (?) de las Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires.

Los ejemplares del norte son los primeros hallados y se destacan por sus excepcionales dimensiones.

Estas formas son atribuidas a marcas de arrastre de trilobites

siendo los surcos laterales producidos posiblemente por las espinas dorsales que alcanzan notable desarrollo en los olénidos del Tremadociano inferior.

2. Graptolitos

Clase GRAPTOLITHINA Bronn, 846, emend. Lapworth, 1975

Orden GRAPTOLOIDEA Lapworth, 1875

Género DIDYMOGRAPTUS Mc Coy, 1851

Didymograptus deflexus Elles y Wood, 1902

Lám. II, a-b; Lám. III, a-c

Didymograptus v-fractus, Elles, G.L. (pars), 1898, pág. 508, figs. 25-28.

Didymograptus deflexus, Elles, G.L. y Wood, E.M.R., 1901, pág. 35-36, fig. 12ac;

Elles, G.L., 1932, pág. 111, fig. 13; HSU, S.C., 1934, pág. 36, lám. 2, fig. 7a-c;
Monsen, A., 1937, pág. 146, lám. 3, figs. 38-41 y lám. 10, fig. 12; y Loss, R.,
1951, pág. 21-62, fig. 15, lám. 1, figs. 21-23, Lám. II fig. 2.-

Descripción

Rabdosome pequeño de hasta 1,2 cm de largo en la rama más conservada, con notable desarrollo cóncavo-convexo. La sicula es conspicua de 1,5 a 1,6 mm de longitud y una apertura oral de 0,5 mm, cóncava en algunos ejemplares. Su ápice se afina en un nema de 0,1 mm de ancho y longitud indeterminable.

El ángulo inicial de apertura de las ramas es de 115°, cerrándose hasta 70° en un punto cercano a la inflexión, abriéndose luego paulatinamente hasta alcanzar 100-110°. Este ángulo de apertura distal de los estipes es bastante uniforme en los ejemplares estudiados.

La primer teca se inicia cerca del ápice sicular. Las tecas se hallan en número de 14 a 15 en 10 mm, tienen 1,5 mm de longitud y un traslape de 1/2 en las tecas proximales a casi 2/3 en las distales. Su pared ventral es de levemente curva a recta, mientras que su margen apertural es recta a subcóncava y denticulada en algunos ejemplares. Las tecas son casi tres veces más largas que anchas y se insertan en el estipe con un ángulo de 35 a 45°.

El ancho del estipe aumenta regularmente desde 0,6-0,7 en la primera apertura tecal hasta 1,5-1,6 mm en la parte distal.

Observaciones

Las características de los ejemplares como ser el crecimiento gradual del ancho de los estipes y el desarrollo de la concavidad dorsal, además de los valores morfométricos, coinciden con los descritos por Loss (1951) para los ejemplares del cerro San Bernardo, Salta. Los ejemplares argentinos según dicho autor son más cercanos a los de Inglaterra, que a los

descriptos por Monsen (1937) y HSU (1934).

Fósiles asociados

Didymograptus kurcki, Didymograptus v-deflexus, etc.

Nivel

Distintos niveles de la Formación Parcha, Arenigiano medio.

Localidad

Un kilómetro al nordeste del caserío del Piscuno, 21 km al nordeste de San Antonio de Los Cobres, departamento la Poma, provincia de Salta.

Didymograptus kurcki, Tornquist, 1901

Lám. II, c-d; Lám. III, d-e

Didymograptus kurcki, Monsen, A. 1937, t. XVI, pág. 57-226.

Descripción

Rabdosomas muy pequeños de 0,4 a 0,5 cm de longitud y de forma declinada, con un ángulo de apertura entre las ramas de 110 a 145°. Los estipes son rectos con un ancho de 0,4 mm en la porción proximal que aumenta hasta un máximo de 0,6-0,8 mm. La sícula mide 1,5 mm y su apertura oral no es visible.

Las tecas se hallan en número de 12 a 14 por centímetro; son largas y estrechas midiendo 1,2 mm en la cercanía de la sícula y que alcanzan 1,5 mm en la porción distal; son de 3 a 4 veces más largas que anchas, con un traslape de 1/3 a 1/2 de su extensión. Su pared ventral es reata y su margen apertural subcóncavo y perpendicular al eje del estipe. El ángulo de inclinación es de 20°.

Observaciones

Los ejemplares coinciden estrechamente en sus características con los descriptos por Tornquist y Monsen. Difieren en que la sícula es más pequeña (según Monsen (1937), 1,8 mm) y las tecas son un poco más numerosas (12-14 en lugar de 12-13 de los ejemplares noruegos). Corresponde a la zona de Phyllograptus densus, de Noruega, en la parte alta del Arenigiano inferior.

Fósiles asociados

Didymograptus deflexus, D.cf. Compresus, D. v-deflexus, etc.

Nivel

Formación Parcha. Arenigiano inferior a medio.

Localidad.

Localidades 1, 2 y 3 del Arenigiano en la comarca (véase pag. 28).

Didymograptus cf. compressus, Harris y Thomas, 1935

Lám. II, e-f; Lám. III, f-g

Didymograptus compressus, Harris y Thomas, 1935, Lám.I, fig.6, Lám.II, figs.20-21, Keble and Benson, 1939, pag.79.Didymograptus cf. compressus, Turner, 1960, Lám.IX, fig.9, pag.73.Descripción

Rabdosomas pequeños de hasta un centímetro de longitud de forma declinada a casi horizontal. Los estipes miden 0,5-0,7 mm de ancho, alcanzando un ancho máximo de 0,8 mm. Las ramas divergen de la sícula en ángulos de 105 a 160°, siendo los estipes en general rectos, aunque algunos ejemplares son levemente deflexos y tienden a la horizontalidad.

La sícula es angosta y mide 1,4 mm de longitud. Las tecas son gruesas y cortas presentándose de 14 a 15 y hasta 18 por centímetro. Tienen un milímetro de longitud siendo 2,5 veces más largas que anchas. Se traslapan en la mitad de su extensión. La pared ventral es recta y la margen apertural levemente cóncava es subperpendicular al eje del estipe y está provista de denticulo. El ángulo de inclinación de las tecas es bastante constante en los ejemplares estudiados e igual a 40°.

Observaciones

Los ejemplares guardan estrechas relaciones con los descritos por Turner (1960 b) aunque son un poco más gruesos en la parte proximal (0,5 en lugar de 0,3 mm) y sus tecas un poco más numerosas (14-15 en lugar de 12-14 en 10 mm). Una característica importante para su diagnosis es el ángulo de inclinación de las tecas en relación al estipe que es de 40°, y que permite diferenciar los ejemplares rápidamente de los otros didymograptidos encontrados.

Como destacará Turner (1960 b) si bien los ejemplares presentan estrecha relacion con la especie de Harris y Thomas, las tecas están mucho más próximas y no son más anchas que largas.

Nivel

Formación Parcha . Arenigiano inferior.

Localidad

Cabeceras de la quebrada del Toro, un kilómetro al norte del caserío de Tres Cruces, departamento Rosario de Lerma, provincia de Salta.

Fósiles asociadosDidymograptus kurcki y D. aff. v-deflexusUbicación bioestratigráfica

Si bien los ejemplares encontrados son numerosos, la variación específica en las distintas asociaciones encontradas fue pobre. La presencia de D. deflexus y aff. v-deflexus permiten asignar a los ejemplares encontrados de acuerdo con Turner (1960 b) a la zona de Didymograptus v-deflexus, serían de edad arenigiana inferior a media.

1. 4. 2

Victor G. Fari

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- AUBOUIN, J. (1965). Gcosinclines. Elsevier Pub. Amsterdam
- BAEZ, C. (1950) Estudio geológico de la quebrada del Toro, provincia de Salta, informe inédito de Y.P.F.
- BADGLEY, P.C. (1965) Structural and tectonic principles, Harper & Row Pub. Nueva York
- BAIN, G.W. (1960) Climatic Zones of the Paleozoic era, en Report Sesión XXI Congreso Internacional, Parte XII, Regional Paleogeography, Copenhagen.
- BEDER, R. (1928) Los yacimientos de mineral de plomo en el departamento de Yaví de la provincia de Jujuy con algunas consideraciones geológicas económicas sobre el norte de las provincias de Salta y Jujuy, Dir. Gral. Minas, Geol. e Hidrogeol., Pub. 38 Buenos Aires.
- BELOUSSOV, V.V. (1962) Basic problems in geotectonics, Mc Graw Hill Book Co. Inc. Nueva York.
- BONARELLI, G. (1921) Tercera contribución al conocimiento geológico de las regiones petrolíferas subandinas del norte (provincias de Salta y Jujuy) An. Min. Agric. Nac., Secc. Geol. Mineral. y Minería, XI, 1, Buenos Aires.
- (1927) Fósiles de la Formación Petrolífera o "Sistema de Salta" Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba. XXX, Córdoba 55-115.
- BONAPARTE, J. y G. BOSSI (1967) Sobre la presencia de dinosaurios en la Formación Pirgua y su valor cronológico, Acta Geol. Lilloana, IX, Tucumán, 25-44.
- BORRELLO, A.V. (1966) Paleontografía Bonaerense, Fascículo V. Trazas y restos tubiformes y cuerpos fósiles problemáticos de la Formación La Tinta, Sierras Septentrionales-Provincia de Buenos Aires, Com. Invest. Cient. de Prov. Buenos Aires, La Plata.
- (1969) Los geosinclinales de la Argentina, Dir. Nac. Geol. y Minería, An. XIV, Buenos Aires.
- BRACKEBUSCH, L. (1891) Mapa geológico del interior de la República Argentina, escala 1.1.000.000. Gotha.

- COCKERELL, T.D.A. (1925) Tertiary insects from Argentina, U. S. Nat. Museum Proc. LXVIII, 2062, (Washington), 1-5.
- (1936) The fauna of the Sunchal (or Margas Verdes) Formation, northern Argentina, Am. Museum Novitates, Am. Mus. Nat. Hist., Nº 886, Nueva York.
- DANIELI, C. y J. PORTO (1968) Sobre la extensión austral de las Formaciones Mesozoico Terciarias de la provincia de Salta, limítrofe con Tucumán, Act. Terc. Jern. Geol. Arg. I, Buenos Aires 77-90.
- de SITTER, L. U. (1960) Compression and Tension in the Earth's crust, en Geolog. Rundschau, LIX, (Stuttgart) 219-225.
- GROEBER, P. (1952) Geografía de la República Argentina. Mesozoico, II, Primera parte, Soc. Arg. Est. Geog. GAEA, Buenos Aires.
- HANTZSCHEL, W. (1962) Trace fossils and problematica, en Treatise on Invertebrate Paleontology, Part. W, Geol. of Am., Nueva York.
- HARRINGTON, H.J. (1937) On some Ordovician fossils from Northern Argentina, Geol. Mag., LXXIV, 3, Londres, 97-124.
- y A. LEANZA (1957) Ordovician trilobites of Argentina, Special Pub. Nº 1. Dep. Geolog., Univ. of Kansas, Lawrence.
- HAUSEN, J. (1925) Sobre un perfil geológico del borde de la Puna de Atacama, con una descripción de algunos yacimientos minerales en la Puna de Salta y Jujuy, Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, XXVIII, (Córdoba) 1-95.
- (1930) Geologische Beobachtungen in den Hochgebirgen der provinzen Salta und Jujuy, Nordwestargentinien, Medd. Abv. Akad. Geol. Miner. Inst., Acta geol. 3, 1, Hèlsinki.
- HEEZEN, B.C. y CH. HOLLISTER (1964) Turbidity currents and glaciation, Problems in Paleoclimatology, Intersc. Pub. Edit. A. E. M. Nairn, Londres.
- HSU, S. C. (1934) The graptolites of the lower Yangtze vallery, Mon. Nat. Research, Inst. Geol. Ser. A, IV, Nanking.

- IBAÑEZ, M.A. (1960) Informe preliminar sobre el hallazgo de anuros en las "Areniscas inferiores" de la quebrada del Río Las Conchas, provincia de Salta, Acta Geol. Lilloana, III, 163-180, Tucumán.
- KEIDEL, J. (1907) Ueber den Bau der Argentinischen Anden, Sitzungsberichte der k.k. Akademie d. Wissenschaften, Mathemat. Naturwissenschaftl. Klasse, CXVI, Viena.
- (1910) Estudios geológicos en la quebrada de Humahuaca, en la de Iruya y en algunos de sus valles laterales, An. Min. Agric. Nac., Secc. Geol., Mineral y Minería, V, 2, (1913) Buenos Aires, 76-77.
- (1913) Composición y estructura geológica del Cajón del Cadillal, Anales Min. Agric., Sec. Geol., Minerología y Minería, VIII, 3, (Buenos Aires) 1-45.
- (1937) La Prepuna de Salta y Jujuy, Holmbergia, Rev. Cent. Estud. Cienc. Nat., I, 3, (Buenos Aires) 163-180.
- (1943) El Ordovícico inferior de los Andes del norte argentino y sus depósitos marinoglaciales, en Bol. Acad. Cienc. Córdoba, XXXVI, 2, (Córdoba) 140-229.
- KRUMBEIM, W.C. y L.L. SLOSS (1963) Stratigraphy and sedimentation, 2 nd ed. W. H. Freeman and Co. San Francisco.
- LOPEZ, C.R. y F.E. NULLO (1969) Geología de la margen izquierda de la quebrada de Humahuaca, de Huacalera a Maimará. Departamento Tilcara, Provincia de Jujuy, en Rev. Asoc. Geol. Arg. XXIV, 3, Buenos Aires, 173-182.
- LOSS, R. (1951) Contribuciones al conocimiento de las faunas graptolíticas del Norte Argentino. I. Graptolites del Cerro San Bernardo (Salta) y de la zona del dique la Ciénaga (Jujuy), en Rev. Asoc. Geol. Arg., 1, (Buenos Aires) 21-62.
- MINGRAMM, A y E.O. ROLLERI (1968) Sobre el hallazgo de Ordovícico inferior al oeste de San Antonio de los Cobres (provincia de Salta), en Rev. Asoc. Geol. Arg., XXIII, 2, (Buenos Aires) 101-103.

- MIRRE, J.C. (1969) Geología, caracterización y génesis de las ignimbritas, Acta Geol. Lilloana, X, 3 (Tucumán) 65-86.
- MONSEN, A. (1937) Die Graptolithenfauna im Unteren Didymograptussschiefer (Phyllograptussschiefer) Norwegens, en Norsk. Geolog. Tidsskr., XVI, (Oslo) 57-266.
- MORENO, J.A. (1970) Estratigrafía y paleografía del Cretácico superior en la cuenca del noreste argentino, con especial mención de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara, en Rev. Asoc. Geol. Arg., XXV, 1, (Buenos Aires) 9-44.
- PADULA, E.R., ROLLER E.O., MINGRAMM A.R.G., CRIADO ROQUE P., FLORES M.A y BALDIS B.A. (1967) Devonian of Argentina, Intern. Sym. on the Devonian System, Proceed., II, Calgary.
- PARODI BUSTOS, R., FIGUEROA CAPRINI M., KRAGLIEVICH J.L. y DEL CORRO G. (1960) Noticia preliminar acerca del yacimiento de anuros extinguidos de Puente Morales (dep. Guachipas) Salta, Rev. Fac. Cien. Nat. Salta, I, 2, (Salta) 5-25.
- PETTIJHON, F.J. (1963) Rocas sedimentarias, trad. 2da. ed., Eudeba, Buenos Aires.
- RAMOS, V.; TURIC M. y ZUZEK A. (1967) Geología de las quebradas de Huichafra Pocoya, Purmamarca y Tumbaya Grande, en la margen derecha de la quebrada de Humahuaca (Provincia de Jujuy), Rev. Asoc. Geol. Arg., XXII, 3, (Buenos Aires) 209-221.
- RAMOS, V.A. (1969) Geología del área Salina de Jama - Turilari, dep. Susques, provincia de Jujuy, en Dir. Gral. Fab. Mil. (Salta) inédito.
- REIG, O. (1959) Primeros datos descriptivos sobre anuros eocretácicos de la Provincia de Salta, Ameghiniana, I, 4, Buenos Aires) 3-15.
- REVERBERI, O. (1968) Contribución al estudio de los yacimientos de boratos de Argentina, Dir. Nac. Geol. y Minería. (Buenos Aires) inédito.
- RITTMANN, A. (1962) Volcanoes and their activity, John Wiley & Sons. Nueva York.

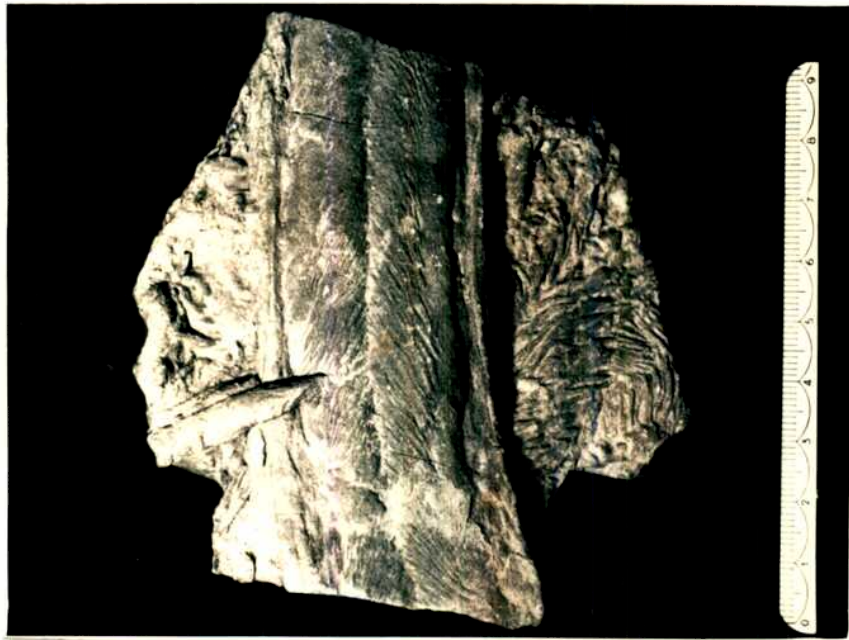
- RUSSO, A. y RODRIGO, L. (1965) Estratigrafía y paleografía del Grupo Puca en Bolivia, Bol. Inst. Bol. Petróleo, V, 3-4, (La Paz) 5-51.
- SCHLAGINTWEIT, O. (1936) Los insectos fósiles del norte argentino y la edad del horizonte calcáreo dolomítico, Bol. Infr. Petrol., XIII, 145, (Buenos Aires) 61-68.
- (1941) Correlación de la caliza de Miraflores en Bolivia con el Horizonte calcáreo dolomítico del norte argentino, Univ. Nac. La Plata, Inst. del Museo, Notas del Museo VI, Geol. 14, (La Plata) 337-354.
- SCHMIEDER, O. (1925) Contribución al conocimiento del Nevado de Chañi y de la Alta Cordillera de Jujuy, Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, XXVII, 1923, (Córdoba) 35-166.
- SCHWAB, E. (1967) Mapa geológico de las Hojas 5a Paso Huatiquina y 5b Salar de Cauchari, provincia de Jujuy, en Dir. Nac. Geol. y Minería. (Buenos Aires) inédito.
- SGROSSO, P. (1939) Descripción geológica de la provincia de Jujuy, Min. del Int., Com. Nac. Climat., Aguas Min. de la Rep. Arg., V, 21-55.
- SEILACHER, A. (1954) Die Geologische Bedeutung fossiler Lebensspuren, Deust. Geol. Gesell., Zeitschr. Bd. 105, 214-227.
- TURNER, J.G.M. (1959) Estratigrafía del Cordón de Escaya y de la Sierra de Rinconada (Jujuy), Rev. Asoc. Geol. Arg., XIII, 1, (Buenos Aires) 15-39.
- (1960) a- Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias, Bol. Acad. Cienc. Córdoba, XLI, 2, (Córdoba) 163-196.
- (1960) b- Faunas graptolíticas de América del Sur, en Rev. Asoc. Geol. Arg., XIV, 1-2, (Buenos Aires) 5-180.
- (1960) c- Estratigrafía del Nevado de Cachi y sector al oeste (Salta), Acta Geol. Lilloana, III, (Tucumán) 191-226.
- (1963) a- The Cambrian of Northern Argentina, en Tulsa Geol. Soc. Digest., XXXI, (Tulsa) 193-211.

- (1963) b- Perfil transversal de la Puna, latitud 22° 15' aproximada, en Actas Seg. Jorn. Geol. Arg., III, (Buenos Aires) 355-378.
- (1964) a- Descripción geológica de la Hoja 7c, Nevado de Cachi, provincia de Salta, en Dir. Nac. Geol. y Minerfa., Bol. 99. Buenos Aires.
- (1964) b- Descripción geológica de la Hoja 2c, Santa Victoria, provincia de Salta y Jujuy, Dir. Nac. Geol. y Minerfa., Bol. 104. Buenos Aires.
- (1970) The Andes of Northwestern Argentina, Geologische Rundschau, LIX, 3, Stuttgart.
- TURNER, F.J. y VERHOOGEN, J. (1963) Petrología Ignea y Metamórfica, Trad. Ed. Omega. Barcelona.
- VAN BEMMELEN, R.V. (1960) New views on East Alpine Orogenesis, Rept. Ses. 21º Cong. Geol. Int., Parte 18, (Copenhague) 99-116.
- (1963) Volcanology and geology of ignimbrites in Indonesia, North Italy and the U.S.A., Bull. Volcan., XXV, 218-241.
- VILELA, C.R. (1951) Acerca del hallazgo del Horizonte calcáreo dolomítico de la Puna Salto-jujeña y su significado geológico, Rev. Asoc. Geol. Arg., VI, 2, (Buenos Aires) 101-107.
- (1952) Acerca de la presencia de sedimentos lacustres en el valle Colchaquí, Rev. Asoc. Geol. Arg., VII, 4, (Buenos Aires) 219-227.
- (1953) Los ciclos eruptivos de la Puna de Atacama, Rev. Asoc. Geol. Arg., VIII, 1, (Buenos Aires) 5-36.
- (1956) Descripción geológica de la Hoja 7d "Rosario de Lerma", Dir. Nac. Geol. y Minería, Bol. 84. Buenos Aires.
- (1969) Descripción geológica de la Hoja 6c "San Antonio de los Cobres", provincia de Salta, Dir. Nac. Geol. y Minería, Bol. 110. Buenos Aires.
- VOLKHEIMER (1970) Paleoclimatic evolution in Argentina and relations with other regions of Gondwana, en Seg. Simp. Intern. del Gondwana, Johannesburgo. (en prensa).

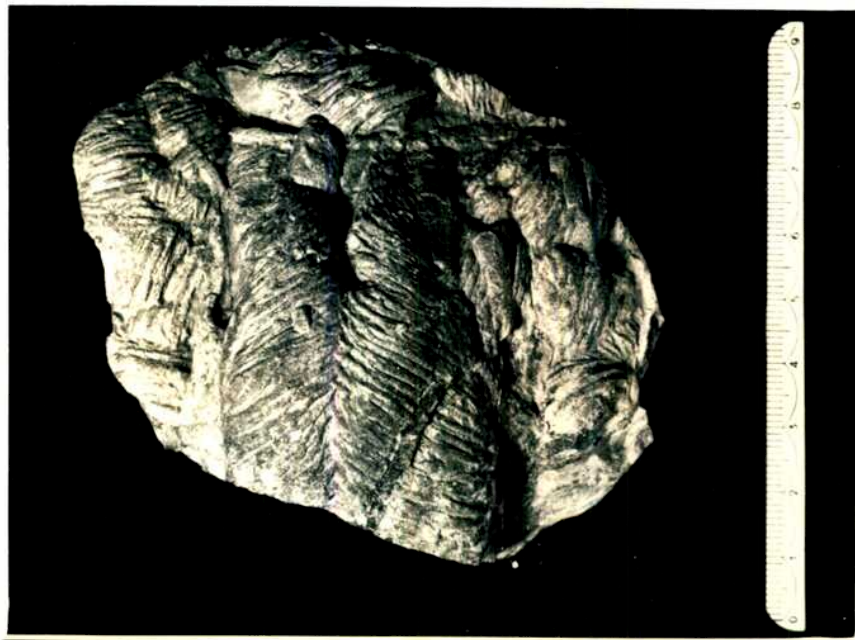
- WEEKS, L.G. (1953) Environment and mode of origin and facies relationships of carbonates concretions in shales, Journ. Sed. Petrol., XXIII, 3, 162-173.
- WENTWORTH, C.K. y WILLIAMS, H. (1932) The classification and terminology of the pyroclastic rocks, en Rept. Comm. Sed. Nat. Research Council, Bull 83, Londres (1934) 19-53.
- YRIGOYEN, M.R. (1969) Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina, en Ameghiniana Rev. Asoc. Paleont. Arg., VI, 4, (Buenos Aires) 315-329.



a)



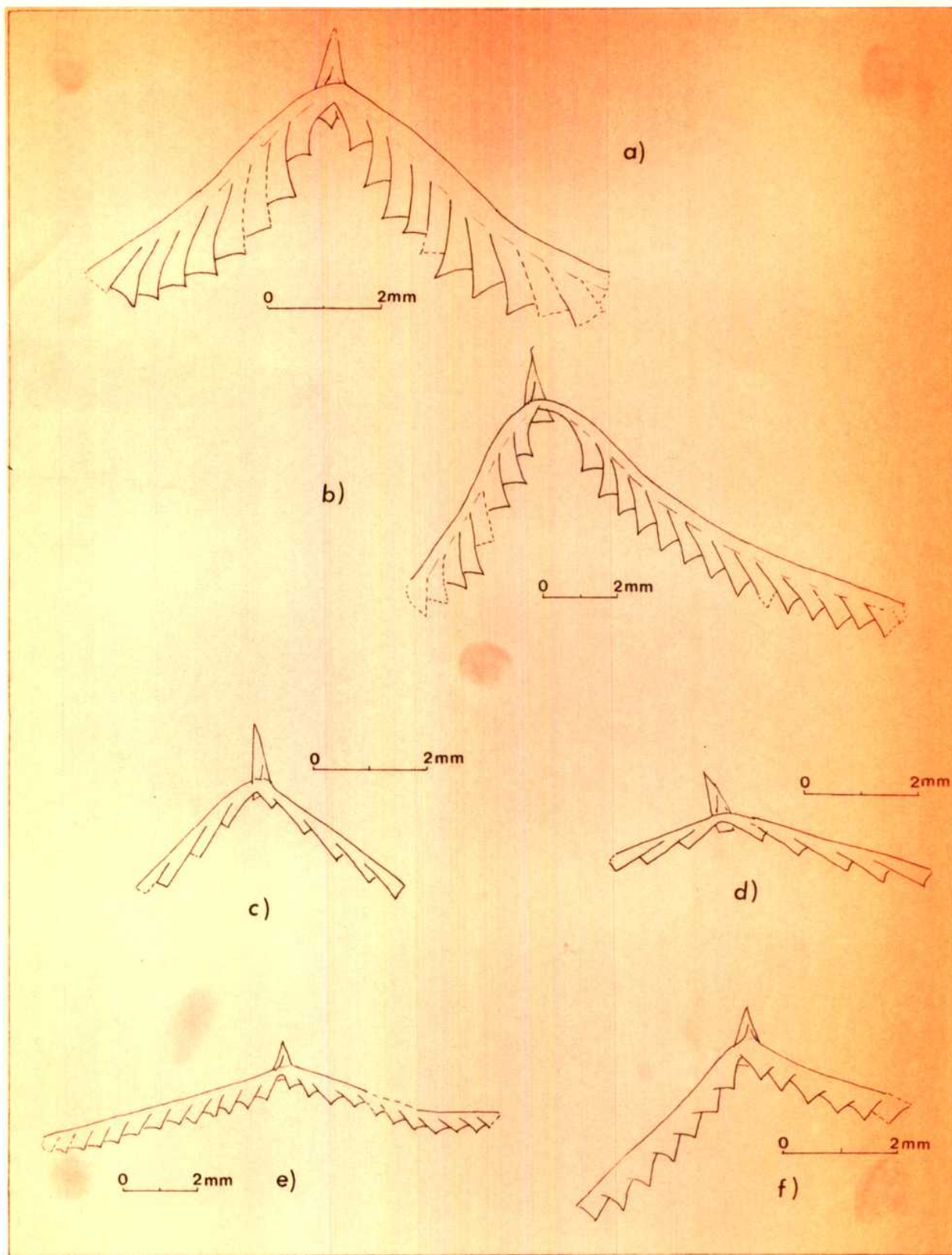
b)



c)

Fósiles problemáticos

- a) Rusophycus bilobatus (Vanuxem), Roaultia lyelli (Roault) y
c) Cruciana furcifera D'Orbigny (Fotografías de J.C. Rodríguez).



Didymograptus de la Formación Parcha a-b: *D-deflexus*, Elles & Wood;
 c-d; *D. kurcki*, Tornquist; e-f: *D. cf. compressus*.-
 (Fotografías de J.C. Rodríguez).

Tesis de Posgrado

Página no digitalizada

Tipo de material: Mapa

Alto: 106

Ancho: 86

Descripción:

Esta página no pudo ser digitalizada por tener características especiales. La misma puede ser vista en papel concurriendo en persona a la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir.

This page could not be scanned because it did not fit in the scanner. You can see a paper copy in person in the Central Library Dr. Luis Federico Leloir.

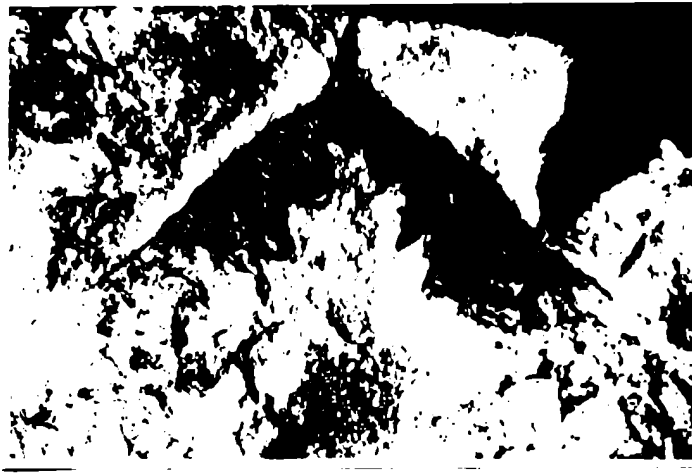
EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

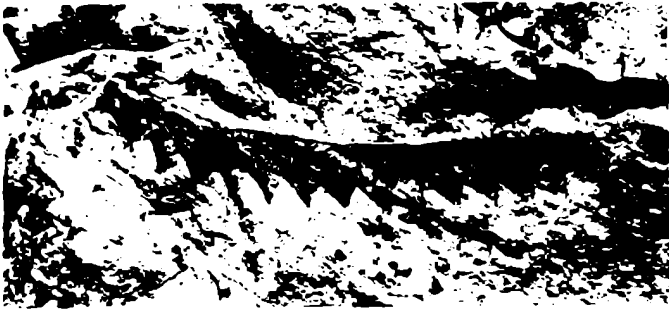


UBA

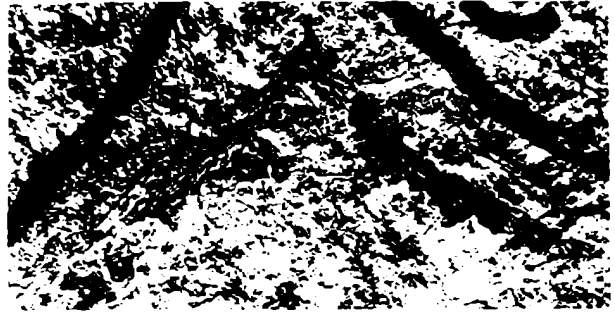
Universidad de Buenos Aires



a)



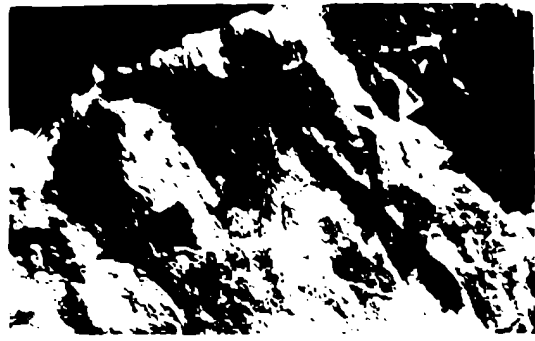
b)



c)



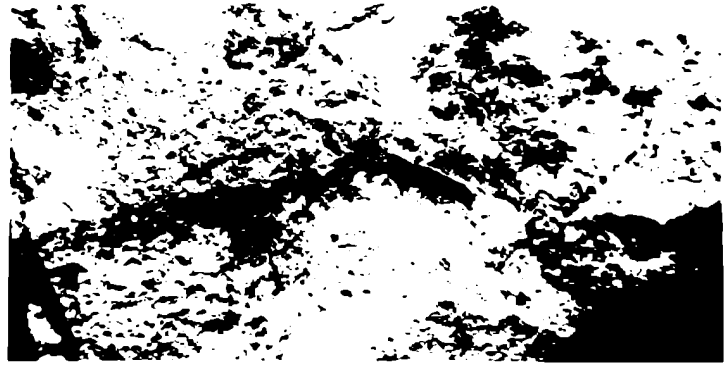
d)



e)



f)



g)

Didymograptus de la Formación Parcha

a) D. Deflexus, Elles & Wood (10x); b) D. Deflexus, Elles & Wood (6,5x)
c) D. Deflexus, Elles & Wood (4x); d) D. Kurcki, Tornquist (10x), e) D. Kurcki, Tornquist (10x); f) D. cf. compressus, (10x); g) D. cf. compressus, (6,5x).

(Fotografías de J. C. Rodríguez).

Tesis de Posgrado

Página no digitalizada

Tipo de material: Lámina

Alto: 34

Ancho: 90

Descripción:

Esta página no pudo ser digitalizada por tener características especiales. La misma puede ser vista en papel concurriendo en persona a la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir.

This page could not be scanned because it did not fit in the scanner. You can see a paper copy in person in the Central Library Dr. Luis Federico Leloir.

EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires