

Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina

1:250.000

Hoja Geológica 2969-IV Villa Unión



Sinclinal en la Facies volcano-sedimentaria de la Formación Cerro Morado.

Provincias de La Rioja y San Juan

Jefe de Proyecto: Luis Fauqué

Geología: L. Fauqué, C. Limarino, G. Vujovich, M. Cegarra, M. Yamin, A. Tedesco y L. Escosteguy

Recursos Minerales: R. Cardó e I. Díaz

Supervisión: M. Franchi y M. Etcheverría



**INSTITUTO DE
GEOLOGÍA Y
RECURSOS
MINERALES**



**Programa Nacional de Cartas Geológicas
de la República Argentina
1:250.000**

Hoja Geológica 2969-IV

Villa Unión

Provincias de La Rioja y San Juan

Jefe de Proyecto: L. Fauqué¹

Geología: L. Fauqué, C. Limarino², G. Vujovich¹,
M. Cegarra¹, M. Yamín¹, A. Tedesco¹
y L. Escosteguy¹.

Recursos Minerales: R. Cardó³ e I. Díaz³

Supervisión: M. Franchi y M. Etcheverría

1. Segemar-Buenos Aires
2. UBA-Conicet
3. Segemar-San Juan

Normas, dirección y supervisión del Instituto de Geología y Recursos Minerales

**SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO
INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES**

Boletín N° 345
Buenos Aires - 2020

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

Presidente: Dr. Eduardo O. Zappettini

Secretaria Ejecutiva: Lic. Silvia Chavez

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Director: Dr. Martín Gozalvez

DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA REGIONAL

Directora: Dra. Graciela Vujovich

REFERENCIA BIBLIOGRÁFICA

Esta publicación debe citarse como:

Fauqué, L., Limarino, C., Vujovich, G., Cegarra, M., Yamín, M., Tedesco, A., Escosteguy, L. 2020. Hoja Geológica 2969-IV, Villa Unión, provincias de La Rioja y San Juan. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR, Boletín 345, 189pp. Buenos Aires.

ISSN 0328-2333

ES PROPIEDAD DEL INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES - SEGEMAR
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN



Av. General Paz 5445 (Colectora provincia) 1650 - San Martín - Buenos Aires - República Argentina

Edificios 14 y 25 | (11) 5670-0100

www.segemar.gov.ar

CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	2
1. INTRODUCCIÓN	4
1.1. NATURALEZA Y METODOLOGÍA DE TRABAJO	4
1.2. SITUACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS	4
1.3. ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS.....	5
2. ESTRATIGRAFÍA	6
2.1. PROTEROZOICO	8
2.1.1. MESOPROTEROZOICO.....	12
Complejo Umango	12
Complejo de Maz	15
Complejo El Zaino	18
Complejo El Taco	18
2.1.2. NEOPROTEROZOICO	20
Metamorfitas Tambillo	20
2.2. PROTEROZOICO – PALEOZOICO	22
2.2.1. Precámbrico – Cámbrico inferior	22
2.3. PALEOZOICO	24
2.3.1. Cámbrico	24
2.3.2. Ordovícico	26
2.3.3. Ordovícico – Devónico.....	39
2.3.4. Devónico medio – Carbonífero inferior	42
2.3.5. Carbonífero	44
2.3.6. Carbonífero superior.....	46
2.3.7. Pérmico	60
2.4. MESOZOICO	65
2.4.1. Triásico inferior	65
2.4.2. Triásico	69
2.4.3. Triásico superior – Jurásico inferior	75
2.4.4. Jurásico	77
2.4.5. Cretácico	78
2.5. CENOZOICO	82
2.5.1. Paleógeno – Neógeno	82
2.5.1.1. Oligoceno – Mioceno inferior	82
2.5.2. Neógeno	85
2.5.2.1. Mioceno	85
2.5.2.2. Mioceno superior – Plioceno	98
2.5.3. Neógeno-Cuaternario	109
2.5.3.1. Plioceno superior-Pleistoceno inferior	109
2.5.3.2. Pleistoceno-Holoceno.....	110
Depósitos de agradación pedemontana.....	110
2.5.3.3. Pleistoceno	111
Depósitos del I Nivel de agradación pedemontana.....	111
2.5.3.4. Holoceno	111
Depósitos del II Nivel de agradación pedemontana	111
Depósitos del III Nivel de agradación pedemontana	112
Depósitos del IV Nivel de agradación pedemontana.....	112
Depósitos aluviales intramontanos	112
Depósitos pedemontanos indiferenciados con cubierta eólica	113
Depósitos fluviales aterrizados indiferenciados.....	113
Depósitos de interacción eólico- fluvial	113
Depósitos aluviales recientes.....	113
Depósitos eólicos	114
Depósitos de remoción en masa	114

3. ESTRUCTURA	115
3.1. Introducción	115
3.2. Precordillera	116
3.3. Sierras Pampeanas Occidentales	118
3.4. Sistema de Famatina	121
3.5. Evolución de la estructura	123
3.5.1. Estructuración asociada al Ciclo Famatiniano	123
3.5.2. Estructuración asociada al Ciclo Gondwánico	124
3.5.3. Estructuración asociada al Ciclo Ándico	125
4. GEOMORFOLOGÍA	126
4.1. Evolución del Paisaje	126
4.2. Unidades morfoestructurales	127
4.2.1. La sierra de Famatina	127
4.2.2. La sierra de Sañogasta	129
4.2.3. Valle del río Vinchina – Bermejo o valle de Villa Unión	129
4.2.4. Sierras Pampeanas Occidentales	130
4.2.5. Sierra Morada y serranías compuestas por rocas asociadas al Ciclo Gondwánico	131
4.2.6. Valle del río Bermejo	131
4.2.7. Precordillera	132
5. HISTORIA GEOLÓGICA	133
5.1. Naturaleza del Basamento	133
5.2. Ciclo Famatiniano	135
5.3. Ciclo Gondwánico	135
5.4. Ciclo Ándico	137
6. RECURSOS MINERALES	138
6.1. Depósitos de Minerales Metalíferos	139
Cobre – Molibdeno	139
Cobre – Oro – Plata	140
Cromo – Níquel	141
Hierro	141
Molibdeno	142
Oro	142
Plomo – Plata – Cinc	144
Plomo – Plata – Cinc – Baritina	145
Uranio	146
Wolframio	148
6.2. Depósitos de Minerales Industriales	149
Arcillas	149
Baritina	149
Caliza	150
Estroncio	150
Grafito	151
Granate	151
Pirofilita	151
Vermiculita	152
6.3. Combustibles sólidos	152
Carbón	152
7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	153
Distrito Minero La Mejicana	153
Monumento Natural Cerro Bola	153
Parque Nacional Talampaya	154
TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO	161

RESUMEN

La Hoja Geológica 2969-IV Villa Unión abarca parte de la región noroccidental de la Provincia de La Rioja y el sector occidental de la Hoja comprende una porción del noreste de la provincia de San Juan. Se extiende entre los paralelos 29° y 30° de latitud sur y entre los meridianos 67° 30' y 69° de longitud oeste, cubriendo una superficie aproximada de 18.000 km². La Hoja toma el nombre de la localidad más importante del oeste riojano, Villa Unión. Otra localidad importante del mismo sector es Villa Castelli, como la anterior, a orillas del río Vinchina-Bermejo, en el límite norte de la Hoja. La localidad más occidental de la Hoja es Guandacol en la depresión tectónica recorrida por el río homónimo. Finalmente al naciente de la sierra de Famatina y dentro del área de la Hoja se ubican, de norte a sur las localidades de: Las Higuieritas, Chilecito, Sañogasta y Vichigasta. La Hoja Villa Unión incluye parte de tres provincias geológicas argentinas, de este a oeste: Sistema de Famatina, Sierras Pampeanas occidentales y Precordillera.

En la Hoja Villa Unión afloran basamentos metamórficos muy distintos como consecuencia de las colisiones y acreciones de diferentes terrenos (Famatina, Cuyania y Chilenia) ocurridas durante el Proterozoico superior y el Paleozoico inferior. Los terrenos metamórficos del Sistema de Famatina son de muy bajo a bajo grado, mientras que los terrenos metamórficos de Sierras Pampeanas Occidentales son de grado medio a alto. El basamento correspondiente a Sierras Pampeanas Occidentales, aflorante en la Hoja Villa Unión, conforma los bloques serranos de Umango, Maz, Espinal y Las Ramaditas, elevados como consecuencia de la tectónica terciaria-cuaternaria. En ellos las litologías predominantes son: gneises, esquistos, calizas, anfibolitas y granitoides. En la sierra de Famatina el basamento está representado por la Formación Negro Peinado, compuesta por leptometamorfitas. Sobre ellas se apoyan en discordancia sedimentitas ordovícicas de la Formación Suri que se interdigitan con rocas volcánicas. Estas rocas están intruidas por una secuencia de cuerpos plutónicos calcoalcalinos de la Formación Ñuñorco, caracterizada por gabros, tonalitas, granodioritas y granitos, con un clímax de actividad magmática en el Ordovícico medio a superior. Ellas representan un arco magmático desarrollado en un margen continental activo. Cuyania es un terreno compuesto, con suturas internas representadas por una faja ofiolítica de edad Grenville. Los terrenos amalgamados (Precordillera y Pie de Palo) para formar Cuyania serían posibles arcos de islas intraoceánicos representados por anfibolitas y gneises. Sobre Cuyania se desarrolló una plataforma calcárea de edad cambro-ordovícica. Las rocas más antiguas de esta secuencia afloran al noroeste de Guandacol, están constituidas por depósitos continentales rojos y evaporitas de edad cámbrica inferior (Formación Cerro Totorá). En discordancia se apoyan los depósitos de plataforma carbonática (Formación San Juan), además de secuencias ordovícicas clásticas (Formación Guandacol, Formación Yerba Loca) y finalmente secuencias clásticas con niveles conglomerádicos (Grupo Trapiche) del Ordovícico superior.

Los depósitos neopaleozoicos de las cuencas Río Blanco y Paganzo se apoyan en este sector mediante discordancia angular. En la Precordillera las rocas que pertenecen a la cuenca Río Blanco comenzaron a sedimentarse en el Devónico superior-Carbonífero inferior, continuando hasta el Pérmico. Las sedimentitas de la Cuenca Paganzo que afloran en las Sierras Pampeanas Occidentales y en la sierra de Famatina se depositaron en el Carbonífero medio y superior.

Como resultado del reinicio de la subducción en el Carbonífero superior, en estas cuencas también se ha reconocido actividad magmática carbonífera y permo-triásica. En la Precordillera esta actividad magmática está representada, en la cuenca del Río Blanco, por los intrusivos del cerro Veladero (Carbonífero superior) y por los de los cerros Imán y Madril (Pérmico inferior). El magmatismo permotriásico corresponde principalmente al ámbito de la Cordillera Frontal.

Como resultado de las orogenias paleozoicas quedó amalgamado un núcleo cratónico central o pangea. Esta pangea fue afectada por un régimen extensional vinculado a la completa cesación de la subducción, a lo largo del margen del supercontinente. Así, extensas áreas del basamento andino y zonas adyacentes fueron sometidas a un importante régimen extensional durante el Triásico. Los sistemas de rift ubicados en el borde occidental de las Sierras Pampeanas, se desarrollaron en el labio superior de la sutura, entre los terrenos de Cuyania y Pampia. Corresponden a las cuencas de Ischigualasto, Marayes, Salinas y Beazley. Sus secuencias están muy bien representadas, dentro de la Hoja Villa Unión, en el cerro Bola y su continuación al sudeste en el cordón de la sierra Morada. La sierra de Famatina continúa hacia el sur en la sierra de Los Tarjados, donde las unidades triásicas también poseen extensos afloramientos.

Durante el Cenozoico los movimientos del Ciclo Andino produjeron la estructuración definitiva de los cordones montañosos. Como resultado de la migración del frente orogénico, los depósitos sinorogénicos terciarios asociados a este levantamiento se extienden ampliamente desde la Cordillera Frontal hasta el este del Sistema de Famatina. Estas sedimentitas se interdigitan con escasas dacitas (Formación Mogotes) y brechas y coladas ácidas y mesosilíceas (Formación Cerro Morado). Los depósitos sinorogénicos del segmento central (27°-33° S), en el que se halla la Hoja, corresponden al sector norte del segmento de subducción subhorizontal, que incluye el sistema de Cordillera Principal, Cordillera Frontal, Precordillera, Sistema de Famatina y Sierras Pampeanas, originando numerosos depocentros y las secuencias cenozoicas más potentes de la Argentina.

Dentro de la Hoja se halla el extremo sur de la cuenca de Vinchina actuando como depocentro desde los 10 Ma, por lo que registra tanto los depósitos sinorogénicos relacionados con la estructuración de la Cordillera Frontal, como los más modernos, del pie oriental del Famatina. Esta cuenca registra los mayores espesores para el Neógeno de la región andina (10.260 m). La secuencia está compuesta por las Formaciones Vinchina y Toro Negro en la sierra de Los Colorados (Hoja Tinogasta) y más al sur dentro de

la Hoja Villa Unión, la secuencia se compone por las Formaciones: Puesto La Flecha, Vallecito, Vinchina, Zapallar y El Corral. La Formación Santa Florentina, del Pleistoceno inferior, también representa depósitos sinorogénicos adosados al pie occidental del Famatina. Esta última sierra sufre englazamientos cuaternarios, conservándose aún sus depósitos. Continúan en el Cuaternario depósitos de niveles aluviales pedemontanos e intermontanos y depósitos recientes de cauces fluviales, eólicos y evaporíticos.

Las Sierras Pampeanas tienen una estructura de bloques limitados por fallas inversas originadas principalmente a partir del Mioceno inferior, como lo demuestran los depósitos sinorogénicos.

La estructura de la sierra de Famatina es similar a la anterior, bloques de basamento precámbrico-eopaleozoico, levantados y basculados por fallas lístricas inversas durante el Cenozoico superior.

La Precordillera riojana, desde el punto de vista estructural, está representada por una faja plegada y corrida epidérmica.

El paisaje de la región ha resultado principalmente del accionar del proceso endógeno (tectónica) y en menor medida del modelado exógeno (fluvial, glaciario, periglaciario, eólico y remoción en masa). El papel jugado por la estructura y la evolución tectónica regional ha sido determinante en las características morfológicas del paisaje regional. Estos aspectos geomorfológicos generales están íntimamente relacionados a lineamientos estructurales, resultado de la orogenia Andina, que han dado lugar a la formación de tres cordones montañosos, separados por depresiones tectónicas, que con algunas intermitencias han conservado sus características de cuencas en continuo hundimiento desde el terciario medio. En los cordones montañosos participan diferentes litologías: basamento precámbrico, granitoides del paleozoico inferior, sedimentitas y metamorfitas del Paleozoico inferior, sedimentitas y rocas eruptivas del Paleozoico superior y volcánicas y sedimentitas terciarias. Cada una de estas litologías ha presentado diferentes respuestas frente al accionar de los procesos denudacionales, en particular la acción fluvial y la meteorización. Las sierras exponen las rocas más antiguas, mientras que en los valles (depresiones tectónicas) se acumulan depósitos más modernos (terciario-cuaternarios) que resultan de la erosión de las cadenas montañosas; y cuyos materiales son llevados por los ríos y removilizados por el viento dentro de las depresiones.

La Hoja Villa Unión cuenta con recursos minerales metalíferos y no metalíferos importantes. Algunos de ellos no solo tienen valor económico sino además histórico, como es el caso de la mina La Mejicana.

Palabras Clave: Sierras Pampeanas Occidentales, arco magmático Ordovícico medio a superior, Sistema de Famatina, cuencas Paganzo y Río Blanco, cuenca Ischigualasto-Villa Unión.

ABSTRACT

Geological quadrangle 2969-IV Villa Union covers part of the northwestern La Rioja province and the western sector of the Sheet comprises a portion of the northeastern San Juan province. It extends between 29° and 30° south latitude and between 67° 30' and 69° west longitude, covering an area of approximately 18,000 km². The quadrangle named as the most important town in western Rioja, Villa Union. Another important town of the same sector is Villa Castelli, as before, on the banks of Vinchina-Bermejo River on the northern edge of the Sheet. The westernmost town in the Sheet is Guandacol in the tectonic depression crossed by the homonymous river. Finally to the east of Sierra de Famatina and within the area of the Sheet are located, from north to south the next towns: Las Higueritas, Chilecito, Sañogasta and Vichigasta. Villa Union quadrangle includes parts of three Argentine geological provinces, from east to west: Famatina System, Western Pampean Ranges and Precordillera.

On the Villa Union Sheet outcrops very different metamorphic basements as a result of collisions and accretion of different terrains (Famatina, Cuyania and Chilenia) occurred during the Upper Proterozoic and Paleozoic. The basement in Famatina System are very low to low-grade metamorphic terrains while Western Sierras Pampeanas are medium to high grade. The basement to Western Sierras Pampeanas, outcrops in Villa Union, makes up the mountain blocks Umango, Maz, Espinal and Las Ramaditas, elevated as a result of the Tertiary-Quaternary tectonic movements. In these blocks the predominant lithologies are: gneisses, schists, amphibolites, limestones and granitoids. In the Famatina System the basement is represented by the Negro Peinado Formation, composed by leptometamorfitas. On them rest unconformably Ordovician sediments of the Suri Formation interdigitate with volcanic rocks. These rocks are intruded by a sequence of calc-alkaline plutonic bodies of Ñuñorco Formation, characterized by gabbro, tonalite, granodiorite and granite, with a climax of magmatic activity in the middle to top Ordovician. They represent a magmatic arc developed in an active continental margin. Cuyania is a terrain with internal sutures represented by ophiolite belts of Grenville age. The amalgamated terrains (Precordillera and Pie de Palo) that form Cuyania be possible island arcs represented by amphibolites and gneisses. Above Cuyania a limestone platform Cambro-Ordovician developed. The oldest rocks of this sequence outcropping northwest of Guandacol, are constituted by red continental evaporite deposits lower Cambrian (Cerro Totoro Formation). The last unit is unconformity covered by deposits of carbonate platform (Formación San Juan) Ordovician clastic sequences (Formación Guandacol, Formación Yerba Loca) and finally by Upper Ordovician clastic sequences with conglomeratic levels (Trapiche Group).

The neopaleozoicos deposits of the Río Blanco and Paganzo basins are supported in this sector by angular unconformity. In the Precordillera rocks belonging to the Río Blanco basin began to settle on the late Devonian-early Carboniferous, continuing until

the Permian. The sediments of the Paganzo basin outcropping Western Precordillera and the Sierra de Famatina were deposited in the middle and late Carboniferous.

As a result of subduction resumption of in the Upper Carboniferous, in these basins has also been recognized Carboniferous and Permo-Triassic magmatic activity. In the Precordillera this magmatic activity is represented in the basin of Río Blanco by intrusive Cerro Veladero (Upper Carboniferous) and the intrusives of cerro Imam and cerro Madril (Lower Permian). The permotriásico magmatism mainly occurred in Cordillera Frontal.

As a result of Paleozoic orogeny was amalgamated a core cratonic or Pangaea. This pangea was affected by an extensional regime linked to the complete cessation of subduction along the margin of the supercontinent. Thus, large areas of the Andean basement and adjacent areas were affected to a major extensional regime during the Triassic. Rift systems located on the western edge of the Sierras Pampeanas, developed on the upper lip of the suture between the terrains Pampia and Cuyania, correspond basins to Ischigualasto, Marayes, Salinas and Beazley. Their sequences are well represented within Villa Union Sheet, in Cerro Bola and on the Sierra Morada ridge. The Sierra de Famatina continues south in the Sierra de Los Tarjados where the Triassic units also feature extensive outcrops.

During the Cenozoic Cycle Andico movements produced the final structure of the mountain ranges. As a result of the migration of the orogenic front, tertiary synorogenic deposits associated with this uprising spread widely from the Cordillera Frontal to the east of the Famatina System. These sediments interdigitate with few dacites (Formación Mogotes) and breccia and acid to mesocilícic igneous flow (Formación Cerro Morado). The synorogenic deposits of the central segment (27°-33° S), wherein the sheet is, correspond to the northern sector of subhorizontal subduction segment, which includes Cordillera Principal, Cordillera Frontal, Precordillera, Sistema de Famatina and Sierras Pampeanas causing numerous depocenters and more thick Cenozoic sequences of Argentina.

Within Sheet southern end of the Vinchina basin, was a depocentre since 10 Ma, then recorded both synorogenic deposits related to the structuring of Cordillera Frontal and the eastern piedmont of the Famatina. Vinchina basin has the highest thicknesses for the Neogene Andean region (10,260 m). The sequence consists of the Vinchina and Toro Negro formations in the Sierra de Los Colorados (Sheet Tinogasta) and further south in the sheet Villa Union, the sequence is composed of the formations: Puesto La Flecha, Vallecito, Vinchina, Zapallar and El Corral. The Santa Florentina Formation, Lower Pleistocene, also represents synorogenic deposits attached to the western piedmont of Famatina. The latter ridge suffering Quaternary glaciation and this deposits still preserved. Later in the Quaternary there are piedmont deposits and intermountain levels, and recent alluvial channels deposits, wind deposits and evaporite deposits.

Sierras Pampeanas have a block structure bounded by reverse faults resulting primarily from the lower Miocene, as evidenced by synorogenic deposits.

The structure of the Famatina is similar to the above, blocks of Precambrian-copaleozoico, raised and tilted by listric reverse faults during the Upper Cenozoic.

La Precordillera, from a structural point of view is represented by a fold and thrust belt.

The landscape of the region has resulted mainly from the actions of endogenic process (tectonic) and to a lesser extent exogenous modeling (fluvial, glacial, periglacial, wind and landslides). The role played by the structure and the regional tectonic evolution has been determining in the morphological characteristics of the regional landscape. These general geomorphological aspects are closely related to structural alignments resulting from the Andean orogeny, which have led to the formation of three mountain ranges separated by tectonic depressions, with some interruptions retain features continuous subsidence basin since the Tertiary medium. In the mountain ranges there are different lithologies involved: Precambrian basement, granitoids of the lower Paleozoic, sedimentary and metamorphic rocks of the lower Paleozoic, sedimentary and igneous rocks of the upper Paleozoic and sedimentary and volcanic rocks Tertiary age. Each of these lithologies presented different responses to the actions of the denudacionales processes, notably fluvial action and weathering. In the ridges oldest rocks was exposed while in the valleys (tectonic depressions) younger deposits (Tertiary-Quaternary) resulting from the erosion of mountain chains; and whose materials are carried out by rivers and remobilized by wind within the depressions.

Keywords: Western Pampean hills, medium to upper Ordovician magmatic arch, Famatina system, Paganzo and Río Blanco basins, Ischigualasto-Villa Unión basin.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. NATURALEZA Y METODOLOGÍA DEL TRABAJO

El presente texto corresponde a la descripción geológica de la Hoja 2969-IV Villa Unión, a escala 1:250.000. En él se ha tratado de integrar la abundante información disponible publicada e inédita, con la producida por los autores durante el trabajo de campo. Para su realización se han seguido las normas vigentes establecidas por el Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), para el Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina.

Si bien el trabajo de campo tuvo como objetivo recorrer la mayor parte de la superficie que cubre la Hoja, debió concentrarse principalmente en la Precordillera riojano-sanjuanina y en las Sierras Pampeanas Occidentales, con el fin de solucionar problemas geológicos que se plantearon durante la cartografía de estas zonas.

Las etapas cumplidas para la realización del trabajo fueron las siguientes:

a) Trabajo de gabinete previo a los trabajos de campo

- a.1. Recopilación de antecedentes bibliográficos publicados e inéditos
- a.2. Realización de mapas geológico y estructural sobre imágenes satelitales Landsat a escala 1:250.000, con la ayuda de fotointerpretación sobre fotogramas a escala 1:50.000 e interpretación de mosaicos fotográficos e imágenes satelitales ampliadas a escala 1:100.000

b) Trabajo de campo

En relación con los trabajos de campo, podemos subdividir la Hoja en tres sectores: el oriental, que comprende al Sistema de Famatina y la sierra de Sañogasta, donde prácticamente no se realizaron trabajos de campo durante el levantamiento de la Hoja, y por lo tanto la información en ella volcada es el resultado de recopilación de información previa; el sector central, que abarca las antiguas hojas Villa Unión (De Alba, 1954) y Cerro Rajado (Gentili, 1972), a escala 1:200.000, donde se realizaron investigaciones de campo, tanto en el basamento precámbrico como en las unidades paleozoicas; y finalmente el sector occidental, donde se realizaron la mayor parte de los trabajos de campo debido a la presencia de problemas estratigráficos a resolver.

Las tareas de campo incluyeron principalmente:

- b.1. Control de los mapas geológicos preliminares. Caracterización litoestratigráfica de las unidades que integran la columna local, destacando su distribución areal, relaciones estratigráficas infra y suprayacentes, estructura, potencia, geometría de los cuerpos y todos los rasgos característicos de las unidades sedimentarias y magmáticas.
- b.2. Chequeo del mapa estructural preliminar.
- b.3. Confección de perfiles estratigráficos y estructurales de detalle.
- b.4. Toma de muestras de rocas no sistemática con el fin de realizar estudios petrográficos, químicos y radimétricos
- b.5. Toma de fotografías.

c) Trabajo de gabinete posterior a los trabajos de campo

- c.1. Descripciones petrográficas
- c.2. Selección de muestras para la realización de análisis isotópicos (K/Ar) y (U/Pb) con fines radimétricos y para la realización de análisis químicos.
- c.3. Integración de la información generada en campaña con aquella preexistente.
- c.4. Confección del mapa geológico y esquema estructural sobre base topográfica a escala 1:250.000 realizada por el Instituto Geográfico Nacional.
- c.5. Realización de cortes estructurales.
- c.6. Confección de columnas estratigráficas.
- c.7. Redacción de la memoria final según las normas del IGRM.

1.2. SITUACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS.

La mayor parte del área abarcada por la Hoja Geológica Villa Unión corresponde al sector noroccidental de la provincia de La Rioja, sólo el extremo sudoeste y pequeñas porciones del área occidental forman parte de la provincia de San Juan. Se halla enmarcada entre los 29° 00' y 30° 00' de latitud sur y en sentido meridiano entre los 69° 00' y los 67° 30' de longitud oeste (Figura 1). Abarca una superficie aproximada de 18.000 km², incluyendo parcialmente varios ambientes morfoestructurales: Sistema de Famatina, Sierras Pampeanas Occidentales y Precordillera.

La disposición general norte-sur de las morfoestructuras es el carácter orográfico distintivo y constituye la base para el desarrollo de la red de avenamiento. Desde el punto de vista de la orografía

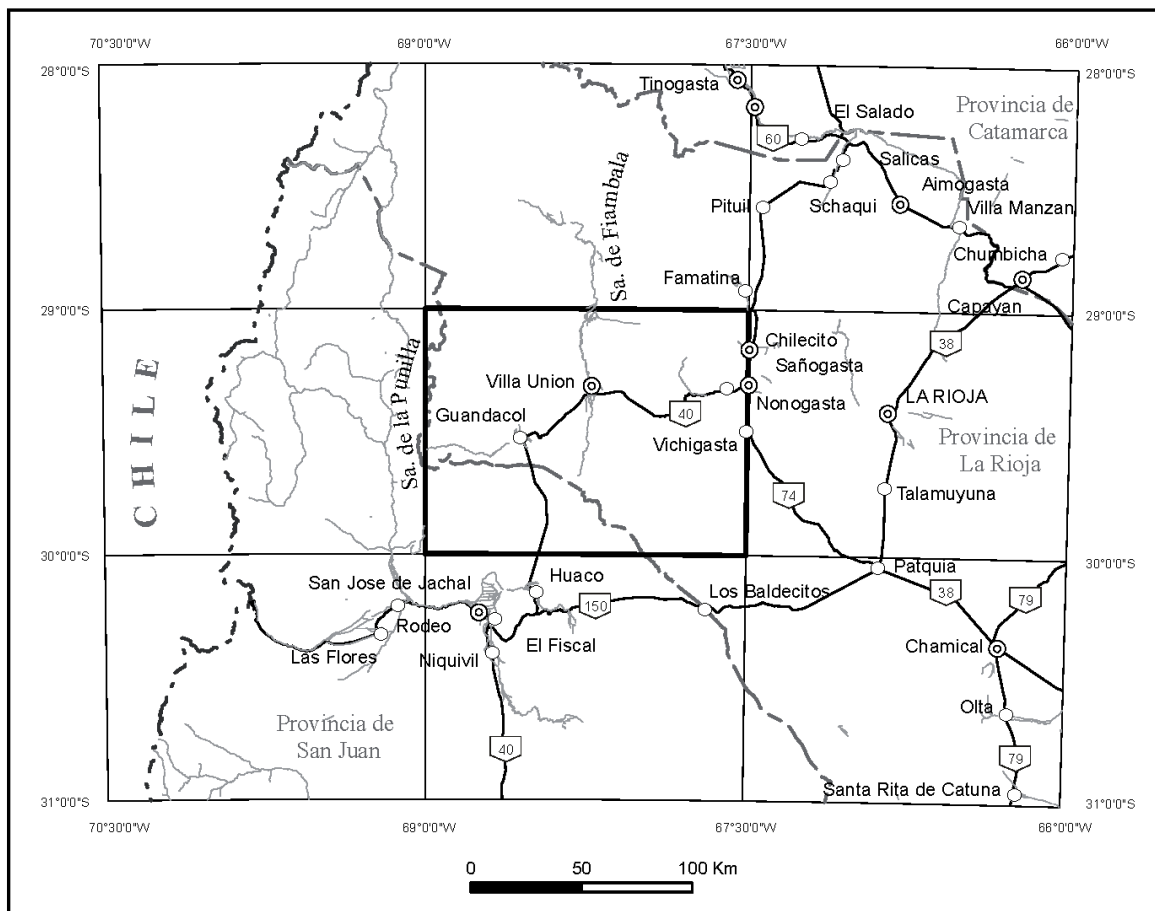


Figura 1. Mapa de ubicación de la Hoja Geológica 2969-IV Villa Unión.

la región está integrada por tres fajas o sectores de relieve positivo separados por amplias depresiones o cuencas tectónicas, por las que circulan los ríos principales que desaguan hacia el sur.

De este a oeste se disponen el cordón serrano integrado por la sierra de Famatina y su continuación al sur en las sierras de Sañogasta y Baja de Los Portezuelos. El cordón de la sierra de Famatina constituye una unidad orográfica de gran altura, con picos que superan los 6.000 metros. El valle de Villa Unión, recorrido por el río Vinchina o Bermejo, separa al cordón mencionado de la faja serrana constituida por el Filo del Espinal, las sierras de Umango y de Maz, el cerro Bola y la sierra Morada. Hacia el poniente, la depresión de Valle Fértil, recorrida por los ríos Guandacol y Bermejo, se interpone entre la última serranía y la Precordillera riojana-sanjuanina, representada por una serie de sierras paralelas de dirección aproximada norte-sur, que estructuralmente corresponden a una faja plegada y corrida. En el límite occidental de la Hoja la sierra de La Punilla, que estratigráficamente representa a la Precordillera Occidental, alcanza los 4.500 m de altura.

1.3. ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS.

Sería muy tedioso para el lector enumerar todos los antecedentes geológicos que corresponden a un área tan extensa de nuestro territorio y en la que se han llevado a cabo innumerables estudios. El conocimiento geológico de la región, y por lo tanto los antecedentes, disminuyen de este a oeste; son muy abundantes en el Sistema de Famatina y más escasos en el sector occidental correspondiente a la Precordillera riojana. En este capítulo se mencionan los primeros aportes realizados en la región y se destacan además aquellos trabajos de cartografía geológica que se han tomado como base para la confección de esta síntesis correspondiente al mapa 1:250.000 de la Hoja Villa Unión. Se citan los trabajos estratigráficos principales, pero en cambio muchos de los que se abocan a problemas particulares de las distintas unidades están citados al abordar la descripción de cada una de ellas. La lista completa de los estudios consultados figura en la bibliografía.

Stelzner (1872) fue uno de los primeros en hacer observaciones geológicas regionales en la zona, durante un viaje realizado de San Juan a Córdoba.

Durante ese itinerario atravesó el río Bermejo y la sierra Morada por la quebrada Del Salto, atribuyendo al Rético y al Terciario parte de las secuencias observadas.

Bracckebuch (1891), en su mapa geológico del interior de la República Argentina a escala 1:1.000.000, señaló terrenos arcaicos en las sierras de Umango y Villa Unión, la presencia de andesitas anfibólicas en la vega de Tabaquito y afloramientos asignados al Rético en la margen izquierda del río Blanco, en Cebadas y en puesto Pirquitas. En la zona de Zapallar describió areniscas, conglomerados y arcillas postcretácicas y realizó estudios geológicos en las sierras de Velazco y Famatina.

Bodenbender (1911), en su importante trabajo Constitución Geológica de la Parte Meridional de La Rioja y regiones limítrofes, acuñó el término Estratos de Paganzo, a los que dividió en tres pisos que, según el autor, abarcan el Carbonífero, el Pérmico y el Triásico. Citó afloramientos de esta secuencia en el cerro Bola y en la sierra de Los Tarjados. También en el cerro Bola y en la sierra Morada describió secuencias que asignó al Rético y al Cretácico superior. Abordó además los depósitos terciarios y pleistocenos de los alrededores de Pagancillo.

Rassmuss (1916) mapeó sectores de la Hoja ubicados al sur de la localidad de Villa Unión.

Hausen (1921) realizó estudios sobre el basamento cristalino en la sierra de Umango y sobre secuencias en el cerro Rajado que asignó al Rético, y que correlacionó con los afloramientos de la cuenca de Marayes y con los del cerro Bola.

Keidel (1922) denominó Estratos de Jejenes a secuencias que describió en el cerro Bola.

Windhausen (1931) asignó al Rético las secuencias ubicadas en la depresión existente entre las sierras de Valle Fértil y de Villa Unión.

Groeber (1940) en su carta provincial de La Rioja, mapeó el Permotriásico de los terrenos de Paganzo cubierto por secuencias réticas y pliocenas.

Entre los años 1941 y 1948, Ramaccioni realizó estudios en la zona del alto río Bermejo, prospectando recursos carboníferos. En un informe inédito del año 1944 titulado La cuenca Paganzo Rética del Alto Río Bermejo (en Frenguelli, 1944), describió varios perfiles geológicos correspondientes a secuencias sedimentarias del Paganzo inferior y superior, del Terciario inferior y superior y del Cuaternario.

Braccacini (1946b) destacó la posición transgresiva del Rético sobre los Estratos de Paganzo en la quebrada de Ischichuca y realizó estudios en la quebrada de Huaco.

Frenguelli (1948) publicó Estratigrafía del llamado Rético en la Argentina, estudio sobre una sucesión que asignó al Triásico superior. En el mismo trabajo se refirió a la cuenca de Ischigualasto-Ischichuca. Frenguelli (1950) describió rastros fósiles en la quebrada del Yeso, en la sierra de Los Colorados. Ramos (1970) estudió la estratigrafía y estructura del Terciario de la sierra de Los Colorados.

Fidalgo (1963) realizó la Hoja 17d Catinzaco, en la que reemplazó la habitual denominación de Primer y Segundo Nivel de Piedemonte, correspondientes al Pleistoceno, por denominaciones formales como Formación Vichigasta y Formación Catinzaco.

Cuerda (1963) se refirió a las manifestaciones de mineral de bario en las quebradas de La Paila y La Morada, correspondientes a la estructura del cerro Bola.

Zucolillo (1963) estudió la cuenca del río de La Troya y el extremo sur de la sierra de Umango.

Trabajos de cartografía geológica y estratigrafía fueron realizados durante la confección de la Carta Geológico-Económica de la República Argentina por el Servicio Geológico Nacional. El área correspondiente a la Hoja Villa Unión a escala 1:250.000 abarca parte de las antiguas Hojas 1:200.000 Cerro La Bolsa (Furque, 1972), Villa Unión (De Alba, 1954), Guandacol (Furque, 1963) y Cerro Rajado (Gentili, 1972). Además, entre los años 1969 y 1972 se produjo importante información de cartografía geológica y estratigrafía, a partir de la descripción de mosaicos de los mapas geológico-económicos provinciales, llevados a cabo por los geólogos de reparticiones estatales (Plan La Rioja, Dirección de Minería de La Rioja y Fundación e Instituto Miguel Lillo, entre otras).

2. ESTRATIGRAFÍA

La región abarcada por la Hoja Villa Unión incluye parte de tres provincias geológicas, de este a oeste: Sistema de Famatina, Sierras Pampeanas Occidentales y Precordillera (Figura 2). El registro estratigráfico de la Hoja abarca el lapso Proterozoico-Cenozoico.

En la Hoja afloran basamentos de distinta naturaleza, resultado de las colisiones y acreciones de distintos terrenos (Famatina, Cuyania y Chilenia). En el basamento precámbrico de las Sierras Pampeanas predominan gneises, esquistos, calizas, anfíbolitas y granitoides. En la sierra de Famatina el basamento está compuesto por leptometamorfitas (Formación

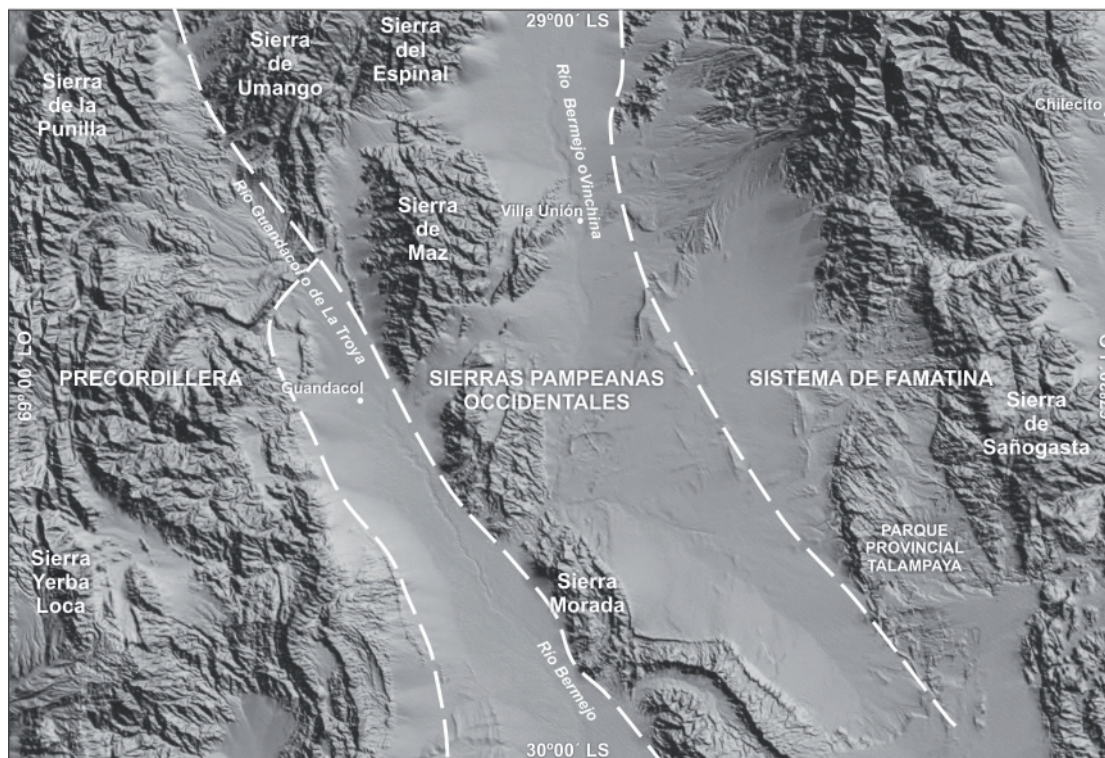


Figura 2. Provincias geológicas incluidas en la Hoja Villa Unión.

Negro Peinado), consistentes en rocas de proveniencia detrítica genéticamente vinculadas a secuencias turbidíticas y silicoclásticas.

Tanto estas sedimentitas cámbrico-ordovícicas como el basamento de bajo grado metamórfico, están intruidos por grandes cuerpos graníticos de edad ordovícica superior-silúrica y gran cantidad de intrusivos menores, como diques, filones de lamprófiro y pórfidos. Representan un arco magmático asociado a subducción como consecuencia de la aproximación del terreno de Precordillera.

Sobre los terrenos amalgamados (Precordillera y Pie de Palo) de Cuyania se desarrolló una plataforma calcárea en el Cámbrico-Ordovícico. La secuencia comenzó en el Cámbrico inferior con depósitos continentales rojos y evaporitas (Formación Cerro Totorá) y continuó con depósitos de plataforma carbonática ordovícica (Formación San Juan). A los anteriores se sobreponen secuencias clásticas también ordovícicas (formaciones Gualcamayo y Yerba Loca), finalizando el Ordovícico con niveles conglomerádicos del Grupo Trapiche.

Las secuencias del Paleozoico superior que se disponen en discordancia sobre las anteriores en las cuencas Río Blanco (Precordillera) y Paganzo (Sierras Pampeanas – Famatina), comenzaron en el Devónico superior – Carbonífero inferior y continuaron hasta el Pérmico en la Cuenca Río Blanco. En

cambio, en la Cuenca Paganzo los depósitos comenzaron en el Carbonífero medio y principalmente a partir del superior. Al reinicio de la subducción en el Carbonífero superior se asocia actividad magmática que continuó hasta el Pérmico-Triásico inclusive. En la Cuenca Río Blanco esta actividad magmática está representada por los intrusivos del cerro Veladero (Carbonífero superior) y por los de los cerros Imán y Madril (Pérmico inferior). El magmatismo ocurrido durante el Pérmico-Triásico se produjo principalmente en el ámbito de la Cordillera Frontal.

Finalmente, las orogenias paleozoicas generaron el amalgamamiento de Pangea, que es sometida, por cesación de la subducción, a un importante régimen tensional durante el Triásico. Se desarrollaron así sistemas de rift que dieron origen a las cuencas de Ischigualasto, Marayes, Salinas y Beazley. Las secuencias triásicas de esas cuencas están muy bien representadas, dentro de la Hoja Villa Unión, en el cerro Bola y su continuación al sudeste en el cordón de la sierra Morada, y más al este en la sierra de Los Tarjados, donde las unidades triásicas también poseen amplios afloramientos.

La estructuración que en el Cenozoico produjo el Ciclo Andino generó los cordones montañosos actuales. Con la migración al este del frente orogénico, los depósitos sinorogénicos se extendieron desde Cordillera Frontal hasta el naciente del Famatina.

Estas sedimentitas se interdigitan con escasas dacitas (Formación Mogote) y brechas y coladas ácidas y mesosilíceas (Formación Cerro Morado). Dentro de la Hoja se halla el extremo sur de la cuenca de Vinchina, donde Ramos (1970) registró los mayores espesores para el Neógeno de la región andina (10.260 m). La secuencia está compuesta por las formaciones Vinchina y Toro Negro en la sierra de Los Colorados (Hoja Tinogasta), en tanto que más al sur, dentro de la Hoja Villa Unión, la secuencia está compuesta por las formaciones Puesto La Flecha, Vallengito, Vinchina, Zapallar y El Corral. La Formación Santa Florentina, del Pleistoceno inferior, también representa depósitos sinorogénicos adosados al pie occidental del Famatina. Esta última sierra sufrió englazamientos en el Cuaternario, conservándose aún sus depósitos. De esta época persisten depósitos de niveles aluviales pedemontanos e intermontanos y depósitos recientes de cauces fluviales, eólicos y evaporíticos.

La síntesis de la estratigrafía de la Hoja, separando las regiones de Precordillera, Sierras Pampeanas Occidentales y Sistema de Famatina, figuran en los cuadros 1, 2 y 3.

2.1. PROTEROZOICO

Basamento de Sierras Pampeanas Occidentales

Como consecuencia de las colisiones y acreciones de diferentes terrenos (Famatina, Cuyania y Chilenia) ocurridas durante el Proterozoico superior y el Paleozoico inferior (Ramos, 1988) en la Hoja Villa Unión afloran basamentos metamórficos muy distintos. Así, los terrenos metamórficos del Sistema de Famatina son de muy bajo a bajo grado, mientras que los de Sierras Pampeanas Occidentales son de grado medio a alto.

El basamento correspondiente a Sierras Pampeanas Occidentales que aflora en la Hoja Villa Unión, conforma los bloques serranos de Umango, Maz, Espinal y Las Ramaditas, elevados como consecuencia de la tectónica terciario-cuaternaria (Ramos *et al.*, 2002).

Los primeros trabajos que hicieron referencia a estas rocas corresponden a Hausen (1921) y a Hausen *et al.*, (1933) quienes destacaron la estructura geológica de este complejo metamórfico en las sierras de Umango, Espinal y Maz. Groeber (1940), en su descripción geológica de la provincia de La Rioja, incluyó estas rocas. Más tarde, relevamientos geológicos regionales sistemáticos realizados por el Servicio Geológico Nacional aportaron nueva infor-

mación a través de la Carta Geológico-Económica de la República Argentina. De Alba (1954) en la Hoja 16c Villa Unión reconoció en el basamento cuatro tipos litológicos: filitas micacíticas, filitas cuarzosas, anfibolitas bandeadas y calizas cristalinas. Turner (1964) en la Hoja 15c Vinchina, denominó este complejo como Formación Espinal, reconociendo esquistos micáceos y cuarcíticos en parte inyectados, capas de anfibolitas intercaladas en los esquistos y gneises micáceos. Finalmente, Furque (1972) en la Hoja 16b Cerro La Bolsa distinguió entre las rocas metamórficas del basamento cristalino las siguientes variedades litológicas: esquistos cuarzo-micacíticos, migmatitas, micacitas, anfibolitas, calizas cristalinas, rocas filonianas y granitos.

En la sierra de Maz fue estudiada la estructura íntima, sumamente compleja, de este basamento por Kilmurray y Dalla Salda (1971) y Kilmurray (1970, 1971), quienes distinguieron tres episodios de deformación de distinta intensidad. El primero generó pliegues recumbentes y cobijaduras arrumbadas NO-SE, durante el segundo se plegaron estas últimas generando una estructura sinforme transversal a la anterior; originando por interferencia un sistema de domos y depresiones estructurales. Las últimas fases de deformación se asocian con movimientos de fallas. También los autores citados correlacionaron los episodios de deformación con las distintas fases de metamorfismo, migmatización e intrusión. El primer episodio de deformación se asocia a un pico de metamorfismo de presión media de facies anfibolitas almandínicas tipo barrowiano, que produjo la intrusión de cuerpos ultrabásicos (sierra de Maz) y la migmatización. El segundo episodio de deformación produjo un metamorfismo de facies de esquistos verdes a anfibolitas almandínicas y el tercero un metamorfismo de esquistos verdes grado clorita.

En la última década, con motivo de analizar la tectónica de acreción del margen occidental del Gondwana, el estudio de este basamento se incrementó debido a su ubicación entre el sector precordillerano y el arco magmático famatiniano (Toselli *et al.*, 1994, 2002; Rossi de Toselli, 1996; Vujovich y Kay, 1996; Varela *et al.*, 1996, 2000, 2001, 2002, 2003 a, b; Porcher *et al.*, 2001; Fernández *et al.*, 2002; Rossi de Toselli *et al.*, 2002; Becchio y Lucassen, 2003; Lucassen y Becchio, 2003). La posición de este basamento dio lugar a varias interpretaciones respecto a su origen. Podría ser parte del terreno Occidentalia, dejado atrás luego de la colisión ordovícica entre Laurentia y Gondwana, y su posterior separación (Dalla Salda *et al.*, 1992 a, b;

ERA	SISTEMA	SERIE/PISO	UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS	LITOLOGÍA		
CENOZOICO	Cuaternario	Holoceno	Depósitos aluviales recientes (60)	Arenas gruesas a finas, limos, gravas y bloques		
			Depósitos fluviales aterrizados indiferenciados (58)	Gravas, arenas y limos		
			Depósitos aluviales intramontanos (56)	Arenas gruesas a finas, limos y gravas		
			Depósitos del IV nivel de agradación pedemontana (55)	Bloques, gravas y arenas gruesas		
			Depósitos del III nivel de agradación pedemontana (54)	Bloques, gravas y arenas gruesas		
			Depósitos del II nivel de agradación pedemontana (53)	Bloques, gravas y arenas gruesas		
	Neógeno	Plioceno	Superior	Formación El Corral (50)	Conglomerados, fanglomerados y areniscas	
			Inferior	Formación Zapallar (48)	Areniscas, conglomerados y arcillitas	
		Mioceno	Superior	Formación Río Jáchal (45)	Areniscas finas y limonitas	
				Formación Cauquenes (41)	Areniscas, pelitas, conglomerados y escasas tobas	
			Medio	Formación Cerro Morado (Facies volcano-sedimentaria) (40c)	Arcillitas, limonitas, lutitas areniscas y conglomerados	
				Formación Cerro Morado (Facies subvolcánica) (40b)	Brechas volcánicas, coladas ácidas y mesosilicias, conglomerados, brechas sedimentarias y areniscas líticas	
				Formación Cerro Morado (Facies sedimentaria) (40a)	Dioritas	
				Formación Vallecito (39)	Areniscas, lutitas, arcillitas arenosas, areniscas conglomerádicas y conglomerados	
			Inferior	Formación Vallecito (39)	Areniscas finas a medianas	
			Paleógeno	Oligoceno	Formación Puesto La Flecha (38)	Areniscas, pelitas y conglomerados
	MESOZOICO	Cretácico	Superior	Formación Ciénaga del Río Huaco (36)	Areniscas, areniscas tobáceas y tobas, conglomerados, pelitas y evaporitas	
		Jurásico	Superior	Diques andesíticos, traquiandesíticos y dacíticos (35)	Andesitas, traquiandesitas y dacitas	
Inferior						
Triásico		Superior	Formación Santo Domingo (34)	Conglomerados, areniscas, pelitas rojas, riolitas, dacitas y andesitas		
PALEOZOICO	Pérmico		Granitoides Cerro Imán y Cerro Madril (26)	Granitos y granodioritas		
			Formación Panacán (25)	Arcosas, arcillitas, arcillitas carbonosas, lutitas y areniscas		
	Carbonífero	Superior	Formación Volcán (23)	Conglomerados, areniscas, lutitas, calizas y bancos carbonosos		
			Granitoides del Cerro Veladero (22)	Granitos, monzonitas cuarzosas, monzodioritas y sienitas cuarzosas		
		Inferior	Formación Quebrada Larga (18)	Areniscas, diamictitas, conglomerados, fangolitas, lutitas		
	Devónico Medio y Superior		Formación Punilla (16)	Areniscas, pelitas, conglomerados y diamictitas		
	Ordovícico	Ashgiliano	Grupo Trapiche indiferenciado (13)		Formación Yerba loca (11)	
			Caradociano			
		Llandeiliano	Superior	Formación Gualcamayo (12)		Lutitas negras graptolíticas y areniscas finas
			Inferior			
Llanvirniano		Superior		Wackes, lutitas, areniscas feldespáticas, conglomerados y sabulitas leptometamórficas		
	Inferior		Calizas en parte estromatolíticas y dolomías, lutitas negras y margas			
Arenigiano	Formación San Juan (8)					
Cámbrico	Inferior	Formación Cerro Titora (7)	Pelitas limosas, areniscas finas, yeso, calizas, dolomías, arcillitas, limolitas y margas			

* Se mantienen las antiguas Series y Pisos del Ordovícico porque todos los antecedentes se refieren a ellos.

Cuadro 1. Síntesis estratigráfica del sector de Precordillera de la Hoja 2969-IV, Villa Unión.

ERA	SISTEMA	SERIE/PISO	UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS	LITOLOGÍA	
CENOZOICO	Cuaternario	Holoceno	Depósitos de remoción en masa (62)	Brechas sedimentarias	
			Depósitos eólicos (61)	Arenas finas y limos	
			Depósitos aluviales recientes (60)	Arenas gruesas a finas, limos, gravas y bloques	
			Depósitos de interacción eólico-fluvial (59)	Arenas finas, limos y arcillas	
			Depósitos fluviales aterrazados indiferenciados (58)	Gravas, arenas y limos	
			Depósitos del IV nivel de agradación pedemontana (55)	Bloques, gravas y arenas gruesas	
			Depósitos del III nivel de agradación pedemontana (54)	Bloques, gravas y arenas gruesas	
			Depósitos del II nivel de agradación pedemontana (53)	Bloques, gravas y arenas gruesas	
		Pleistoceno	Inferior	Formación Santa Florentina (51)	Conglomerados y fanglomerados
	Neógeno	Plioceno	Superior		
Inferior					
Mioceno superior		Sedimentitas neógenas indiferenciadas (49)	Conglomerados, fanglomerados y areniscas Areniscas finas y limonitas		
Mioceno		Medio-Superior	Formaciones Río Mañero y Desencuentro (44)	Areniscas finas y limonitas	
MESOZOICO	Cretácico	Inferior	Formación Cerro Rajado (37)	Conglomerados, areniscas medianas y limonitas	
	Triásico	Superior	Formación Los Colorados (32)	Areniscas, limonitas, sabulitas, conglomerados finos y arcillitas	
		Medio	Formaciones Ischigualasto y Los Rastros indiferenciadas (31)		Lutitas negras carbonosas, mantos de carbón y areniscas finas a medianas Conglomerados, areniscas, tobas arcillosas, sabulitas, limonitas, bancos carbonosos y paleosuelos
			Formación Chañares (30)	Pelitas, areniscas y niveles de paleosuelos	
		Inferior	Formación Tarjados (Facies sedimentaria) (28b)	Conglomerados, areniscas y lutitas	
			Formación Tarjados (Facies volcánica) (28a)	Basaltos y conglomerados epiclásticos	
			Formación Talampaya (Facies sedimentaria) (27b)	Conglomerados, areniscas, limolitas y brechas intraformacionales	
			Formación Talampaya (Facies volcánica) (27a)	Basaltos, aglomerados volcánicos y conglomerados epiclásticos	
	PALEOZOICO	Pérmico		Formación Patquía (24)	Limolitas, arcosas, areniscas, tobas y arcillitas
		Carbonífero	Superior	Formación Tupe (20)	Conglomerados y areniscas, gris blanquecinas, con intercalaciones de mantos de carbón
Formación Guandacol (19)				Conglomerados, areniscas, arcillitas y lutitas	
Carbonífero		Inferior alto-superior bajo	Formación Aguas Blancitas (17)	Areniscas, pelitas y conglomerados	
Ordovícico		Inferior	Formación Paimán (15)	Granodioritas, monzogranitos, tonalitas porfiroides, diques pegmatíticos; gabros y dioritas subordinados.	
PRECÁMBRICO	Neoproterozoico		Metamorfita Tambillos (5)	Metasedimentos siliciclásticos y calcáreos, ortoanfibolitas, escasos gneises y pegmatitas	
	Proterozoico	Medio	Complejo El Taco (4)	Mármoles, rocas calcosilicáticas, cuarcitas y gneises micáceos	
			Complejo El Zaino (3)	Esquistos micáceos granatíferos, calcáreos, grafiticos y cloríticos	
			Complejo de Maz (2)	Gneises micáceos granatíferos, gneises grafiticos y migmatitas	
			Complejo Umango (1)	Mármoles, esquistos cuarzo-micáceos, anfibolitas, gneises tonalíticos-granodioríticos	

Cuadro 2. Síntesis estratigráfica del sector de Sierras Pampeanas Occidentales de la Hoja 2969-IV, Villa Unión

Dalziel, 1997). También podría pertenecer al extremo norte del terreno compuesto Cuyania (Ramos *et al.*, 1998) o terreno Precordillera (Astini *et al.*, 1995) proveniente de Laurentia y acrecionado al margen

gondwánico en el Paleozoico inferior (Ramos *et al.*, 1998, 2000; Pankhurst *et al.*, 1998; Casquet *et al.*, 2001; van Staal *et al.*, 2002; Vujovich *et al.*, 2004, 2005). Por su parte para, Becchio y Lucassen (2002)

ERA	SISTEMA	SERIE	PISO	UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	LITOLOGÍA	
CENOZOICO	Cuaternario	Holoceno		Depósitos de remoción en masa (62)	Brechas sedimentarias	
				Depósitos aluviales recientes (60)	Arenas gruesas a finas, limos, gravas y bloques	
				Depósitos de interacción eólico-fluvial (59)	Arenas finas, limos y arcillas	
				Depósitos pedemontanos indiferenciados, con cubierta eólica (57)	Arenas, limos, gravas y bloques	
				Depósitos del IV nivel de agradación pedemontana (55)	Bloques, gravas y arenas gruesas	
				Depósitos del III nivel de agradación pedemontana (54)	Bloques, gravas y arenas gruesas	
				Depósitos del II nivel de agradación pedemontana (53)	Bloques, gravas y arenas gruesas	
	Pleistoceno		Superior	Depósitos del I nivel de agradación pedemontana (52)	Fanglomerados, conglomerados y areniscas gruesas parcialmente consolidadas	
			Inferior	Formación Santa Florentina (51)	Conglomerados y fanglomerados	
	Neógeno	Plioceno			Formación El Durazno (47)	Conglomerados, areniscas y tobas
				Formación Mogote (46)	Dacitas y andesitas	
				Formación El Buey (43)	Areniscas, arcillitas, lutitas y margas	
				Grupo Agua de La Peña (33)	Sedimentitas clásticas continentales, paleosuelos y basaltos	
MESOZOICO	Triásico	Superior			Conglomerados, areniscas y lutitas Basaltos y conglomerados epiclásticos	
					Conglomerados, areniscas, limonitas y brechas intraformacionales Basaltos, aglomerados volcánicos y conglomerados epiclásticos	
		Medio			Formaciones Talampaya y Tarjados indiferenciadas (29)	
PALEOZOICO	Pérmico			Formación Patquía (24)	Limolitas, arcosas, areniscas, tobas y arcillitas	
				Carbonífero Superior	Formación Agua Colorada (21)	Areniscas y lutitas carbonosas
	Devónico				Formación Ñuñorco (14)	Granitos, granodioritas, aplitas, lamprófiros y pórfiros
	Ordovícico	Inferior		Llanvirniano	Formación Suri (10)	
				Arenigiano	Formación Portezuelo de las Minitas (9)	Conglomerados, areniscas y pelitas con intercalaciones volcánicas
	Cámbrico	Inferior				
	PRECAMBRICO	Proterozoico			Formación Negro Peinado (6)	Esquistos, pizarras, filitas, areniscas cuarcitas y hornfels

Cuadro 3. Síntesis estratigráfica del sector del Sistema de Famatina de la Hoja 2969-IV, Villa Unión

este basamento es parte del margen occidental de Gondwana, desplazado mediante fallas de rumbo desde latitudes más bajas (Aceñolaza *et al.*, 2002); hipótesis descartada por Finney *et al.*, (2004).

Las diferentes interpretaciones citadas son una prueba del interés en definir las distintas unidades petro-tectónicas de este basamento y determinar su evolución tectono-metamórfica, para comprender la evolución tectónica del margen sudoccidental del Gondwana durante el Proterozoico – Paleozoico inferior.

Sobre la base de la información previa, se realizó una compilación e integración regional de la geología del basamento cristalino aflorante en las sierras de Umango, Maz, Espinal y Las Ramaditas. De este modo fueron reconocidas varias unidades ígneo-

metamórficas, ya propuestas en parte por Kilmurray y Dalla Salda (1971), luego extendidas a todo este conjunto serrano por Vujovich *et al.*, (2005). Estas unidades son los complejos El Taco, de Maz, El Zaino y Umango y la Metamorfitita Tambillo.

El Complejo El Taco, integrado por mármoles, rocas calcosilicáticas, cuarcitas y gneises micáceos, aflora en el sector noreste de la sierra de Las Ramaditas y en la parte sur de la sierra de Maz. El Complejo de Maz, compuesto por gneises micáceos granatíferos, gneises grafiticos y migmatitas, se encuentra en la parte oriental de la sierra de Maz. La parte central de dicha sierra está integrada por esquistos micáceos granatíferos, calcáreos, grafiticos y cloríticos del Complejo El Zaino.

De acuerdo con las condiciones de metamorfismo se han incluido los complejos El Taco y de Maz en la zona de gneises y migmatitas; los primeros corresponden a gneises granatíferos y calcosilicáticos, mármoles, cuarcitas e intercalaciones de anfibolitas, mientras que en la zona de las migmatitas se encuentran gneises estaurolítico-cianíticos, granatíferos, epibolitas, anatexitas y embrequititas, pegmatitas e intercalaciones de anfibolitas. El Complejo El Zaino corresponde a la zona de esquistos, representada por esquistos moscovítico-granatíferos, cloríticos, grafiticos y calcosilicáticos con intercalaciones de anfibolitas y esquistos anfibólicos.

Por otro lado, el Complejo Umango constituye la sierra homónima y consiste en mármoles, esquistos cuarzo-micáceos, anfibolitas y gneises.

Las rocas de la Metamorfitita Tambillo, compuesta por metasedimentitas siliciclásticas y calcáreas, ortoanfibolitas, escasos gneises y pegmatitas, fueron interpretadas como pertenecientes a una plataforma neoproterozoica que cubrió al basamento cratónico mesoproterozoico. Aflora en las sierras de Cacho, Umango, Tambillo y de La Bolsa.

2.1.1. MESOPROTEROZOICO

Complejo Umango (1) Sierras Pampeanas

Mármoles, esquistos cuarzo-micáceos, anfibolitas, gneises tonalíticos-granodioríticos.

Esta unidad constituye la sierra de Umango, aflorando además en las sierras del Espinal y de Maz. En ella se reconocen dos asociaciones principales, un conjunto de metasedimentitas y una secuencia ígnea metamorfizada. La sierra de Umango es una de las menos conocidas de este sector de las Sierras Pampeanas. Ha sido elevada en bloque a través de una falla moderna que inclina al oeste sobre su flanco oriental, superponiendo las rocas del basamento metamórfico sobre unidades sedimentarias terciarias.

Las primeras menciones acerca de su composición corresponden a las descripciones de Hausen (1921) y luego Furque (1972) realizó algunas menciones acerca de la estratigrafía del área. Trabajos más recientes de Varela *et al.*, (1996) y Vujovich y Kay (1998) se refirieron a la geocronología y a la geoquímica de algunas unidades, respectivamente.

Litología

En la constitución litológica del complejo se diferencian un conjunto de rocas metasedimentarias y una secuencia ígnea también metamorfizada.

Las metasedimentitas están representadas principalmente por mármoles y esquistos cuarzo-micáceos.

Los mármoles afloran en varios sectores de la sierra, y ya Hausen (1921) había destacado su abundancia. Durante este trabajo han sido observados en la desembocadura de la quebrada del Cordobés y en el área de puesto Joaquín, en las nacientes de esta misma quebrada; estos bancos, intercalados con anfibolitas y esquistos cuarzo-micáceos, se prolongan hasta la quebrada de Feliciano, de acuerdo con las descripciones de Furque (1972), quien también mencionó un cuerpo importante en el sector sudeste de la sierra, en el cerro Avalao, que alcanza un espesor de 100 metros.

Los mármoles ubicados en la desembocadura de la quebrada del Cordobés son rocas de color blanco amarillento a grisáceo, de grano fino a medio, finamente bandeadas y forman paquetes de más de 20 m de potencia. Están asociados a potentes intercalaciones de anfibolitas, de grano fino a medio, que forman boudines de unos 10 m de largo por unos 4 m de potencia. Ambas unidades están afectadas por plegamiento, con formación de pliegues recumbentes cerrados.

Aguas arriba, en la misma quebrada, por encima de un cuerpo metagábrico, vuelven a reaparecer los mármoles, en contacto tectónico con anfibolitas. En la zona de contacto los mármoles son de grano muy fino, indicando condiciones de alta deformación. Próximo al contacto con los mármoles se observan lentes de cuarzo y anfibolitas bandeadas formando "ojos" que posiblemente representen fragmentos de anfibolitas imbricadas tectónicamente con el material calcáreo, y cuya simetría indica un movimiento dextral (techo hacia el este). El tamaño de grano de los mármoles aumenta con la distancia a la zona de falla, indicando condiciones de baja deformación.

Es de destacar que siguiendo aguas arriba continúa la secuencia de mármoles con intercalaciones de anfibolitas, que forman bancos continuos de 0,5 a 1 m de espesor, a veces con lentes cuarzo-feldespáticas, o bien constituyen un bandeo muy fino entre las capas ricas en carbonatos, de unos 2 cm de espesor. El primer caso podría corresponder a diques básicos, mientras que el segundo podría indicar un bandeo composicional original, con intercalaciones de carbonatos más o menos puros.

Los esquistos cuarzo-micáceos fueron mencionados por Furque (1972) en los cerros Avalao (puesto La Cañada en esta Hoja) y Veladero y en las lomas de Tambillos. Presentan diferente grado de aporte

ígneo, el que según este autor está relacionado con el cuerpo granítico del cerro Veladero. También citó filitas muscovíticas en el faldeo occidental del cerro Cordobés, cerca del puesto Tambillos (Figura 3), y mencionó la presencia de rocas micácicas cuarzosas en la falda oriental de la sierra de Umango y oriental de los cerros del Potrero Viejo. En la quebrada de Feliciano son rocas de grano fino, gris verdoso oscuro y con esquistosidad bien definida y estructura lit-par-lit; hacia el sur, en la quebrada del Perro Muerto son más ricas en cuarzo (Furque, 1972).

La roca de caja del cerro Veladero, intrusivo del Carbonífero superior, son esquistos micáceos y cuarzosos, transformados en la zona del contacto en hornfels de grano fino, con textura granoblástica, formados por biotita, clorita, cuarzo y sericita (Scalabrini Ortiz y Arrondo, 1973; Cingolani *et al.*, 1993). Esta secuencia metasedimentaria se correlaciona con los esquistos cuarcítico-micáceos aflorantes en la sierra de Umango.

Las rocas meta-ígneas están integradas por anfíbolitas y gneises tonalítico-granodioríticos.

Las anfíbolitas en la sierra de Umango son bastante abundantes, especialmente en su flanco oriental. Aparecen asociadas a mármoles y esquistos cuarzo-micáceos, y también forman cuerpos mayores. La mayoría de ellas parecen ser de origen

ígneo, representadas por cuerpos de diques máficos y de metagabros y/o metadioritas.

Uno de los cuerpos metagábricos más importantes aflora en la quebrada del Cordobés. Es una roca de grano medio a grueso, de color verde oscuro, bandeada. El bandeamiento es composicional, con bandas más ricas en plagioclasa y otras en anfíbol. Está intruido por diques básicos, cuyos espesores varían entre 10-15 cm, llegando hasta 50 cm; representados por anfíbolitas homogéneas, de grano más fino y ricas en anfíbol de color verde oscuro. Ambas unidades están plegadas isoclinalmente. La lineación de estiramiento está marcada por la plagioclasa y la lineación mineral por anfíbol. En algunos sectores el cuerpo metagábrico tiene inyección cuarzo-feldespática, granítica, de grano grueso, formando bandas y/o boudines con los bordes más deformados. Hay zonas de mezcla entre ambas unidades, que se atribuyen a la deformación, ya que se caracterizan por presentar texturas miloníticas, plegadas isoclinalmente.

A su vez, la secuencia muestra el desarrollo de pliegues abiertos (F2) formados por buckling. Por último, la secuencia está cortada por fracturas y fallas; algunas de ellas causan el desplazamiento de pequeños bloques de roca y del contacto entre las anfíbolitas homogéneas y de grano fino, con las anfíbolitas bandeadas (metagabros). En algunas fallas se observan ultracataclasitas y otras fracturas están



Figura 3. Esquistos cuarzo-micáceos

rellenas por epidoto. Estas fracturas pueden haber perturbado la orientación de las estructuras previas.

Este cuerpo ya había sido mencionado por Hausen (1921, pág. 26), quién destacó que está intruido por rocas de composición granítica y, a su vez, interestratificado con metasedimentitas esquistosas. De acuerdo con la descripción petrográfica de este autor, presenta agregados de feldespatos, mientras que el anfíbol verde claro es el mineral más abundante en la matriz, junto con cristales más pequeños de feldespatos. Minerales opacos, de hierro, aparecen dispersos en toda la roca. Los agregados de feldespatos contienen granates de color rojizo en su centro, indicando que hubo recristalización en la roca. Esta descripción realizada por Hausen (1921) parece indicar una textura en corona, típica de altos grados de metamorfismo en rocas básicas, aunque lamentablemente en los cortes analizados durante este trabajo no se encontraron texturas similares.

Rocas básicas metamorfizadas también fueron mencionadas por Varela *et al.*, (1996) en la parte central de la sierra de Umango, asociadas a gneises tonalíticos hasta graníticos. De acuerdo con estos autores, las rocas máficas están conformadas por olivina + clinopiroxeno + granate + ortopiroxeno + clinopiroxeno onfacítico ± clinoanfíbol ± biotita ± rutilo, y destacan la presencia de texturas en corona alrededor de fenoblastos de olivina y clinopiroxeno. Las condiciones de metamorfismo serían de alta presión, posiblemente transicionales a facies de eclogitas (Varela *et al.*, 1996).

En la zona central de la sierra, entre la pampa del Güesito y las nacientes de la quebrada de Juchi, y a lo largo de la misma, aflora un conjunto de rocas gnéisicas de composición tonalítico-granodiorítica hasta granítica, con numerosos cuerpos de anfíbolitas (metagabros/dioritas). La secuencia presenta venas de composición granítica, con espesores variables entre 0,10 a 0,50 m, de tipo aplítico hasta pegmatítico, que inclusive se observan en las ortoanfíbolitas asociadas.

En general, los pasajes de un tipo de roca a otro es transicional, marcado principalmente por la mayor o menor abundancia de félsicos y máficos, así como el contenido en feldespato alcalino y cuarzo. La plagioclasa es abundante, y se presenta junto con cuarzo y algo de feldespato alcalino. El anfíbol en general es hornblenda, con proporciones variables de biotita pardo rojiza. El granate es bastante común en todas las variaciones composicionales, incluso en las anfíbolitas.

En algunos sectores, como en la aguada de Juchi, en la parte central de la sierra, se puede observar que la secuencia dominante es de composición interme-

dia a ácida, con algunas intercalaciones máficas. Los términos intermedios son gneises de grano fino a medio, formados por anfíbol, biotita, plagioclasa y cuarzo, con escasos granates de pequeño tamaño. Presentan delgadas bandas de cuarzo de 0,2 a 0,5 centímetros.

Las escasas bandas melanocráticas, de unos 50 cm de espesor, son ricas en anfíbol y presentan agregados de granates de hasta un centímetro de diámetro.

A su vez, en la secuencia se observan bandas de composición tonalítica, de 0,1 a 1 m de potencia; son rocas de grano grueso, compuestas por plagioclasa, cuarzo, anfíbol y granate. También hay bandas leucocráticas, formadas principalmente por plagioclasa y en menor proporción por anfíbol, cuyos espesores varían entre 5 a 20 cm y son de grano más grueso. En general son paralelas a la foliación general, aunque pueden formar venas discordantes en pequeña escala (10 cm). Se destacan por presentar abundante granate entre los máficos y la plagioclasa.

Aguas abajo, siguiendo por la quebrada de Juchi, la secuencia es bastante similar, con ortogneises de composición granodiorítica a tonalítica e intercalaciones de rocas anfíbólicas. La mayoría de las rocas se caracterizan por la presencia de granates.

Este conjunto es interpretado como rocas ortoderivadas, de composición tonalítico-granodiorítica hasta granítica, intruido por diques de composición máfica. Las bandas tonalíticas, leucocráticas, que cortan la secuencia, corresponderían a posibles procesos de fusión de los ortogneises, que deberán ser analizados con mayor detalle.

Esta secuencia es similar a la descrita por Varela *et al.*, (1996) quienes mencionaron la presencia de esquistos biotíticos intercalados con anfíbolitas granatíferas cerca de la desembocadura de la quebrada de Juchi, que aguas arriba son reemplazados por gneises de composición tonalítica hasta granítica asociados a rocas máficas. Según estos autores, estas últimas rocas tienen metamorfismo en facies de anfíbolita hasta granulita, presencia de antipertitas en plagioclasa y coexistencia de granate con ortopiroxeno. A su vez, señalaron la existencia de paragénesis retrógradas en facies de esquistos verdes, y que las rocas están afectadas por deformación milonítica.

De acuerdo con las observaciones realizadas, se coincide con Varela *et al.*, (1996) acerca de la presencia de un núcleo de rocas ortogneísicas cuya composición varía entre tonalitas hasta granitos, con abundantes rocas de composición granodiorítica. Posiblemente, los metagabros del cerro Córdoba

también formen parte de esta unidad magmática. Los numerosos bancos de anfibolitas asociados son interpretados como diques básicos que intruyen la secuencia ígnea.

Geoquímica y ambiente tectónico

Sólo se cuenta con información geoquímica de dos anfibolitas de la quebrada del Cordobés (Vujovich y Kay, 1996). Son rocas ricas en hornblenda, ya sea formando fenoblastos como en la matriz, asociadas a plagiocasa (andesina-labradorita), abundante titanita y escasos epidoto y cuarzo. Presentan textura nematoblástica y evidencias de deformación. Los datos sugieren rocas formadas en un ambiente de arco o trasarco instalado sobre una corteza delgada, aunque se debe tener presente que ambas rocas muestran algunas diferencias en su comportamiento geoquímico que no deben pasar desapercibidas, tales como el diferente comportamiento del Ta con respecto al La, con enriquecimiento en la muestra de metagabro, mientras que se empobrece en la que pertenece a un cuerpo diqueiforme. Esto lleva a relaciones La/Ta diferentes, consistentes, en la anfibolita diqueiforme, con un ambiente tipo arco, mientras que el metagabro puede asimilarse a un ambiente de intraplaca o trasarco. A su vez, el diseño que presentan las tierras raras, con un mediano enriquecimiento de las livianas, y mayores contenidos en TiO₂ apoyarían esta hipótesis. De cualquier modo, la información existente es limitada como para poder desarrollarse un modelo más completo.

Edad

Dataciones Rb-Sr sobre los ortogneises graníticos (tonalita hornbléndico-biotítica hasta granito biotítico-muscovítico) en facies de anfibolita a granulita fueron realizadas por Varela *et al.*, (1996), que arrojaron una edad de 1030 ± 30 Ma para esta unidad, con una relación inicial $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ de $0,7026 \pm 0,0003$.

Dada la ausencia de dataciones de las rocas máficas y de información geoquímica de la secuencia tonalítico-granodiorítica, no es posible determinar si estas últimas pertenecen o no al mismo evento magmático. Es de destacar, sin embargo, que tanto el metamorfismo como la deformación penetrativa afectaron a todas las unidades, por lo que se interpreta que posiblemente ambas unidades sean previas al metamorfismo y deformación.

Varela *et al.*, (2008, 2011) reportaron una edad U/Pb sobre circón de 446 ± 3 Ma para un metagabro correspondiente a su unidad El Cordobés.

Las edades para metamorfitas ortoderivadas de la unidad Ortogneis Juchi (Varela *et al.*, 1996) o Complejo Umango muestran variaciones según el protolito de las rocas estudiadas. Las edades TDM de las rocas relativamente más ácidas (¿diferenciados?) son las más antiguas, ca. 1,2-1,3 Ga. Edades de cristalización magmática de ca. 1,1-1,2 Ga son conocidas para gneises metatonalíticos (Varela *et al.*, 2003a, b) similares a los aquí tratados que, permiten calcular el valor de $\text{ENd}(t=1100)$, al momento de cristalización de los protolitos más ácidos. Los valores positivos de $\text{ENd}(t=1100)$, indican escasa a nula contaminación cortical en un ambiente de arco/trasarco magmático, y pueden ser interpretados como la edad de la primera acreción cortical para esta unidad.

Las rocas básicas, representadas por cuerpos más o menos tabulares de anfibolitas, tienen edades TDM ca. 800 Ma. Si bien no existen edades de cristalización para estas muestras, sus valores positivos de $\text{ENd}(0)$ indican una fuerte contribución mantélica para este magmatismo básico. Así, las edades TDM muestran un segundo episodio de adición cortical alrededor de los 800 Ma en el Ortogneis Juchi o Complejo Umango ocurrido durante un episodio extensional.

Más recientemente, nuevas edades para el Ortogneis Juchi fueron presentadas por Varela *et al.*, (2008, 2011). Dataciones SHRIMP U/Pb sobre zircones indican edades que varían entre 1216 ± 20 Ma y 1084 ± 7 Ma (Varela *et al.*, 2008), sugiriendo una antigüedad mesoproterozoica para el núcleo de los circones. Es importante señalar que en algunos casos los circones muestran coberturas fechadas en 474 ± 12 Ma (Varela *et al.*, 2011), que sugieren la existencia de un calentamiento de edad ordovícica probablemente vinculado con la colisión Famatiniana.

Complejo de Maz (2) Sierras Pampeanas

Gneises micáceos granatíferos, gneises grafiticos y migmatitas.

Distribución areal

Las rocas que integran el Complejo de Maz afloran, principalmente, en el sector centro-oriental y norte de la sierra de Maz y se prolongarían en el sector sur de la sierra del Espinal. Aflora además en la sierra de Umango y en las Ramaditas.

Litología

Esta unidad se caracteriza por la presencia de una secuencia parametamórfica intruida por rocas máficas, metagabros, metadioritas y diques de com-

posición basáltica (anfíbolitas) y tonalítica (gneises). También se reconoce la presencia de rocas migmatíticas y granitoides.

La secuencia parametamórfica corresponde a una alternancia de bancos más o menos ricos en cuarzo y filosilicatos, que posiblemente responden a la So original. Entre ellos, especialmente en el sector oriental, algunos más ricos en materia orgánica llevaron a la formación de esquistos grafiticos y cuarcitas grafiticas (Lavandaio, 1968; Kilmurray, 1969).

Las metasedimentitas están representadas por gneises y esquistos y cuarcitas, portadores de granate y estaurólita-cianita, derivados de areniscas y pelitas.

Las rocas máficas que intruyen a las metasedimentitas están representadas por metagabros y metatonalitas

Metagabros. Las rocas máficas forman bandas de anfíbolitas (probables diques) o cuerpos mayores de formas más irregulares correspondientes a metagabros/dioritas. Algunos cuerpos de anfíbolitas situados en la quebrada Montosa presentan variaciones composicionales internas, pasando de una hornblendita granoblástica en su parte interna a anfíbolitas bandeadas con plagioclasa en los bordes. Algunos de los cuerpos de anfíbolitas tienen granate, en algunos casos formando coronas de reacción alrededor de la plagioclasa. Un cuerpo gábrico mayor, en la misma quebrada, presenta foliación milonítica en sus bordes, y en la parte interna se observan discretas bandas de pegmatitas gabroicas deformadas. Estas rocas están intruidas en la secuencia de metasedimentitas biotítico-granatíferas.

Otro cuerpo gábrico que hacia el este pasa a una meta-tonalita, está ubicado en el sector norte de la sierra, en el camino a la estancia de Maz. Corresponde a una anfíbolita de grano grueso, con variación de tamaño de grano y de composición (más o menos plagioclasa), originando un bandeamiento (Sb). Paralelas a este bandeamiento hay pequeñas lentes que podrían corresponder a pegmatitas donde el anfíbol tiene grano más grueso, y en algunos casos la plagioclasa se torna más abundante. El bandeamiento Sb está a su vez cortado por leucosomas pegmatoides ricos en plagioclasa y anfíbol, de 1 a 2 cm de tamaño de grano. En parte se disponen en forma paralela a la foliación del metagabro, mientras que en otros sectores la intruyen; a su vez, en algunos sectores del leucosoma hay fragmentos foliados del metagabro o anfíbolita, más o menos angulosos y de tamaño variable, 5 a 20-30 centímetros.

El conjunto de anfíbolita más leucosoma parece estar afectado por la siguiente secuencia de

eventos: Sb de la anfíbolita (metagabro), intrusión de leucosoma gabroico-tonalítico, plegamiento F1, plegamiento F2, zona de cizallamiento con foliación milonítica vertical.

El origen de las pegmatitas gabroicas podría estar vinculado con una fusión in situ del metagabro. Esta alternativa no es acompañada por la mineralogía observada en el metagabro, donde sería de esperar facies metamórficas de mayor temperatura. Otra posibilidad es que sean más o menos coetáneos, o sea que formen parte del mismo sistema magmático, correspondiendo a estadios finales.

Sobre el flanco oriental de la sierra de Maz, en la desembocadura de la quebrada del Pajarito aflora una secuencia de rocas anfíbolicas, diqueiformes, integradas principalmente por anfíbolitas de grano fino a medio, portadoras de anfíbol y plagioclasa junto con biotita y granate. Algunas de ellas se destacan por presentar "ojos" de color blanquecino formados por un agregado de cristales de plagioclasa, generalmente bastante alterados a sericita. Esta secuencia se extendería hacia el sur, ya que en el cerro Espuela de Alba (1954) mencionó la presencia de anfíbolitas similares, con "ojos" de andesina, junto con hornblenda, granate y biotita, que se intercalan con filitas cuarzosas con plagioclasa, biotita, moscovita y microclino. Esta secuencia podría representar un conjunto de diques de composición máfica a intermedia.

Estudios geoquímicos realizados por Kilmurray (1971) y Vujovich y Kay (1996) indicaron que estas rocas son ortoanfíbolitas, algunas de ellas representando cumulos gabroicos, probablemente asociadas a un ambiente de arco magmático o transarco.

Las metatonalitas forman cuerpos diqueiformes, de 0,5 a 1 m de potencia, y alcanzan hasta 5 m en el cuerpo que aflora en el cerrito del Misterio, en el camino que conduce a la estancia de Maz, en el sector norte de la sierra. Son rocas de color blanco grisáceo y grano medio a grueso. Es común la presencia de granate, que a veces forman agregados sobre biotita, siendo más abundantes en los sectores de menor granulometría del cuerpo. La moscovita está presente en proporciones variables, aunque en general no es abundante, y la plagioclasa suele formar augens. En este sector también se encontraron bancos de anfíbolitas de 0,5 a 1 m de espesor, de grano grueso, localmente foliados, que pueden representar diques de composición gábrica. Están intercalados en la secuencia metasedimentaria integrada por gneises cuarzo-feldespático-biotítico-granatíferos.

En el contacto oriental del cuerpo gábrico descrito anteriormente aflora una metatonalita

granatífera, similar a la descrita en el sector del cerrito del Misterio. La metatonalita presenta una deformación intensa en el contacto e internamente se observan pods deformados, rodeados por porciones más deformadas con foliación milonítica muy fina y lineación de estiramiento de bajo ángulo.

La secuencia de metasedimentos en la que se encuentran las rocas anfibólicas está integrada por la alternancia de bancos de esquistos y gneises más o menos ricos en cuarzo y feldespatos y filosilicatos y esquistos grafiticos.

Esquistos y gneises cuarcíticos y micáceos. Las siguientes paragénesis minerales han sido descritas por Kilmurray (1970) para los esquistos moscovítico-granatíferos y esquistos cloríticos del área: clorita-granate-cuarzo-albita y muscovita-cuarzo-granate-albita para los esquistos con mayor cantidad de filosilicatos, mientras que las variedades más ricas en cuarzo y feldespato presentan cuarzo-moscovita-albita-calcita y cuarzo-moscovita-albita.

Dentro de las variedades gnéicas ese autor distinguió las siguientes paragénesis: biotita-granate-cuarzo-plagioclasa-cianita-moscovita, muscovita-cuarzo-granate-estaurolita-plagioclasa, biotita-granate-sillimanita-plagioclasa, biotita-cuarzo-plagioclasa-granate y biotita-cuarzo-plagioclasa.

Según Kilmurray y Dalla Salda (1971) hay dos tipos de granates, unos con inclusiones de cuarzo (G1), mientras que el granate G2 es xenomórfico intercrecido con la matriz cuarzo-feldespática; el crecimiento de ambos sería de tipo estático. Los cristales de cianita y estaurolita del sector de la estancia de Maz crecieron sobre una matriz S1, de la que presentan inclusiones, y fueron posteriormente rotados.

Para mayor detalle de estas rocas se remite a los lectores a los trabajos de Kilmurray (1969, 1970) y Kilmurray y Dalla Salda (1971).

El protolito de estas rocas fue interpretado como areniscas sucias y pelitas por Kilmurray y Dalla Salda (1971), coincidiendo en este trabajo con estos autores.

Rocas grafiticas. Afloran en el área de puesto Vallecitos, aproximadamente en el sector central del flanco oriental de la sierra, donde Kilmurray y Dalla Salda (1971) describieron gneises grafiticos estaurolíticos con abundante cuarzo en la matriz. Estos afloramientos fueron descritos en detalle por Lavandaio (1968), quién además mencionó manifestaciones grafiticas en el sector norte del cerro Punta Colorada y en la sierra de La Ramadita. En la sierra de Maz el grafito está alojado en cuarcitas

y cuarcitas calcáreas que se intercalan con gneises biotítico-granatíferos y con las rocas ultramáficas, mientras que en Las Ramaditas lo hace en calizas impuras y esquistos cuarzo-micáceos.

Relaciones estratigráficas

El contacto con el Complejo El Zaino es aparentemente tectónico, a través de una falla de extensión regional.

Edad

Vujovich *et al.*, (2005) realizaron investigaciones en las sierras de Umango, Maz, Espinal y Las Ramaditas, reconociendo varios episodios de acreción cortical mediante la aplicación de edades modelo Sm-Nd. La aplicación del método Sm-Nd permite discriminar las edades de residencia cortical de las rocas (TDM) y de metamorfismo. Las edades TDM, posibilitan reconocer segmentos corticales de diferentes orígenes. Las edades de metamorfismo, roca total-granate, facultan la determinación de las relaciones entre las fábricas y los eventos tectónicos, permitiendo así su correlación a escala regional.

Las metasedimentitas del Complejo de Maz son las que presentan las edades modelo y de granates más antiguas de la región (ca. 2,4 – 2,1 Ga). Los resultados Sm-Nd para las metapelitas del Complejo de Maz indican un área fuente mesoproterozoica o más antigua, más que cualquier otro registro de corteza continental reportado para esta región. Las edades TDM para las rocas ortoderivadas son más escasas, y el mayor número de las obtenidas corresponde a metatonalitas, con valores entre 2,1 y 1,4 Ga. Las más antiguas corresponden a diques o filones capa de composición intermedia (metatonalitas), mientras que las más jóvenes a cuerpos intrusivos mayores. Las metatonalitas de la sierra de Maz, que fueron formadas en un ambiente de arco magmático emplazado en una corteza relativamente normal a engrosada, tienen las edades TDM más antiguas y los ENd mucho más negativos, que revela un alto grado de contaminación crustal. Por otro lado, las metatonalitas de la sierra del Espinal, aparentemente formadas en un ambiente extensional, muestran ENd más bajos, lo que señalaría poca o nula asimilación cortical. Las metatonalitas con edades TDM más jóvenes (sierra del Espinal) definirían un episodio de formación cortical para las rocas ortometamórficas del Complejo de Maz asociado a un evento extensional con edades TDM máximas de 1,4 Ga.

Las edades TDM de las rocas ígneas gábricas y tonalíticas del sector oriental de la sierra de Maz

representarían un episodio de acreción crustal ocurrido cerca de los 2,2 Ga, en un ambiente convergente (arco/trasarco) con corteza normal a engrosada. Esta secuencia magmática intruye metasedimentitas con edades TDM ca. 2,2 Ga, cuya área fuente fue una corteza continental de esa edad.

La edad de una ortoanfibolita de la sierra del Espinal (dique y/o filón capa máfico en metasedimentitas) es comparable con las edades modelo más jóvenes obtenidas para las metatonalitas de dicha sierra, pero si se considera que estas ortoanfibolitas se formaron en un ambiente tectónico diferente (arco magmático), podrían corresponder a un tercer episodio de extracción cortical asociado a un evento convergente alrededor de los 1,2 Ga.

Desde el punto de vista metamórfico, en las metapelitas se obtuvieron edades de alrededor de 1,0 Ga a partir de isocronas Sm-Nd (de muestras de las sierras de Maz y El Espinal. El resultado es interpretado como indicativo de la edad del primer metamorfismo del Complejo de Maz, y de acuerdo con las condiciones del pico metamórfico marcaría un episodio colisional mesoproterozoico.

Por otro lado, la isocrona Sm-Nd (granate-roca total) obtenida para la metatonalita de la sierra del Espinal arrojó una edad de ca. 460 Ma, la que registraría un segundo e importante episodio metamórfico en el Complejo de Maz.

La antigüedad del protolito sedimentario que formó el Complejo de Maz debe considerarse más joven que 1700 Ma, de acuerdo con dataciones obtenidas para circones detríticos por Casquet *et al.*, (2006) y Rapela *et al.*, (2010). Los últimos señalaron, para los ortogneis, edades de cristalización comprendidas entre 1330 Ma y 1260 Ma, mientras que los primeros consideraron una edad de metamorfismo y deformación próxima a 1208 Ma para el Complejo de Maz.

Complejo El Zaino (3) Sierras Pampeanas

Esquistos micáceos granatíferos, calcáreos y cloríticos, filitas, cuarcitas, mármoles y anfibolitas.

Distribución areal

Aflora en el sector centro-occidental de la sierra de Maz y en pequeños cerros ubicados al oeste de ésta, extendiéndose al extremo sudoccidental de la sierra del Espinal.

Litología

Corresponde a un conjunto de metasedimentitas arenosas, pelíticas y calcáreas más o menos impuras y escasas anfibolitas.

Las metasedimentitas están representadas por la alternancia de bancos de filitas y esquistos más o menos ricos en cuarzo y filosilicatos, muchas veces granatíferos, cuarcitas muscovíticas, esquistos cuarzo-feldespático-muscovítico-cloríticos, a veces con anfíbol, esquistos calcáreos y mármoles, a los que se asocian niveles de anfibolitas. Las venas de cuarzo son comunes. Bancos de mármoles afloran en la desembocadura de la quebrada del Relincho (sierra de Maz) asociados a calcáreos impuros, anfibolitas y esquistos granatíferos, continuando hacia el sur en los cerritos del área de Carrizal.

Las anfibolitas se observan en el sector sudoccidental de la sierra del Espinal donde forman cuerpos tabulares de hasta un metro de potencia, intercalados en las metasedimentitas. Los principales minerales son hornblenda, andesina y escaso cuarzo y biotita. Fueron interpretadas por Vujovich y Kay (1996) como derivadas de diques basálticos formados en un ambiente de arco magmático oceánico o bien emplazados sobre una corteza continental entre delgada y normal.

Relaciones estratigráficas

El contacto con el Complejo de Maz es tectónico, a través de una falla que corre este complejo sobre el del Zaino. En la sierra del Espinal el contacto entre ambos complejos posiblemente también sea tectónico.

Edad

Información preliminar sobre dos fracciones de circones de un esquisto micáceo granatífero del sector sudoccidental de la sierra del Espinal arrojó edades proterozoicas medias y pampeanas (Vujovich *et al.*, 1996). Esta última es consistente con una edad de metamorfismo de 529 ± 5 Ma obtenida en una migmatita de la Formación Espinal en las inmediaciones de Villa Castelli (Rapela, 2000).

Casquet *et al.*, (2008) señalaron una edad deposicional previa a 1000 Ma (neoproterozoica hasta paleozoica inferior) sobre la base de dataciones SHRIMP U/Pb del núcleo de circones.

Complejo El Taco (4) Sierras Pampeanas

Mármoles, gneises calcosilicáticos, cuarcitas y gneises micáceos, esquistos biotítico-granatíferos

Distribución areal

Dentro de este complejo, en el sector norte de la sierra de Las Ramaditas se ha reconocido una secuencia metasedimentaria integrada por esquistos

biotítico-granatíferos, mármoles y gneises calcosilicáticos a los que se asocian anfibolitas. También hay cuerpos de rocas ultramáficas y diques aplíticos y pegmatíticos.

En el sector sur de la sierra de Maz, en la quebrada del Taco la secuencia es bastante similar a la anterior, aunque se destaca el mayor espesor de los bancos de mármol, los que son objeto de explotación comercial. Se puede extender el complejo al flanco occidental de la sierra de Maz sobre la base del procesamiento de datos multiespectrales de imágenes de los sensores Landsat y ASTER.

Litología

Mármoles: En la sierra de Las Ramaditas forman bancos de 0,5 a 2 m de espesor, de color rosado y generalmente grano fino, con foliación bien desarrollada, posiblemente milonítica, aunque heterogénea, con bandas más o menos deformadas. Localmente presentan venillas de cuarzo, boudinadas y plegadas isoclinalmente (D1). Es común encontrar intercalaciones calcosilicáticas. La textura es granoblástica y están formados principalmente por calcita, además de piroxeno y escapolita en algunas muestras (Kilmurray e Iñiguez Rodríguez, 1968).

En la quebrada del Taco son rocas macizas de color blanco y grano medio a grueso. Están asociados a gneises calco-silicáticos y esquistos biotítico-granatíferos. Estos cuerpos presentan textura granoblástica, con abundante calcita, algunos cristales relictos de olivina (fayalita) reemplazada por serpentinas (antigorita), además de escamas de flogopita y clorita (Kilmurray y Dalla Salda, 1971).

Gneises calcosilicáticos: Esta unidad está intercalada entre los bancos de mármoles, tanto en la sierra de Las Ramaditas como en la quebrada del Taco. En la primera los espesores de los bancos varían entre 0,1 a 1 m y son de color verde claro. El tamaño de grano es mediano a grueso y presentan bandeamiento. Las bandas están formadas por proporciones variables de plagioclasa, carbonatos, granates, anfíbol, epidoto y escapolitas. El granate y el epidoto tienden a concentrarse cerca de delgadas lentes de cuarzo (0,5 a 1 cm), paralelas al bandeamiento, aunque también hay bandas ricas en epidoto que no tienen esta relación. Los gneises calcosilicáticos a veces forman boudines asimétricos que indican movimiento sinistral, tanto por la simetría de forma como por la posición de la foliación interna.

Los estudios detallados de Kilmurray e Iñiguez Rodríguez (1968) señalaron que los gneises calcosilicáticos presentan texturas granoblástica y porfi-

roblástica. De acuerdo con estos autores, el granate generalmente se encuentra asociado a piroxenos, escapolita y anfíbol. La calcita se presenta tanto en las bandas leucocráticas, junto con cuarzo, como en las bandas más ricas en melanocráticos. El piroxeno es ferrosalita (serie diópsido-hedembergita), el anfíbol, hornblenda, el epidoto es verdoso a incoloro del tipo clinzoisita, la escapolita corresponde a la variedad mizzonita y el granate es grosularia, y a veces espesartina. Los minerales accesorios son titanita, clorita y opacos.

Anfibolitas: Las anfibolitas son muy abundantes tanto en la sierra de Las Ramaditas como en el cerro Noques. Forman bancos de 20 a 30 m de potencia, con contactos netos con las rocas asociadas. Un pequeño cuerpo cerca de la base de la secuencia en la sierra de Las Ramaditas está intercalado entre los gneises calcosilicáticos y los esquistos cuarzo-micáceos. Es de color verde oscuro y grano muy fino, con una lineación (Lm) marcada por el anfíbol. Podría corresponder a un dique ígneo o a una para-anfibolita.

Microscópicamente presentan texturas granoblásticas a nematoblásticas y están formadas por hornblenda, plagioclasa (An40-45) y piroxeno incoloro, del tipo augita (Kilmurray, 1971).

Esquistos biotítico-granatíferos: en el sector norte de la sierra de Las Ramaditas se tornan más abundantes hacia arriba topográficamente. Presentan alternancia de folias ricas en biotita con otras donde el cuarzo y el feldespatos son más abundantes. Los granates, de unos 2 mm, son irregulares.

Rocas aplíticas y pegmatíticas: La secuencia está intruida por venas granitoides, deformadas, tardías con respecto a la foliación metamórfica principal. Se identificaron al menos dos tipos de granitoides, uno más pegmatoide, con moscovita, íntimamente relacionado con un pequeño cuerpo granitoide moscovítico de grano mediano a fino. Forma venas irregulares de espesores variables, entre decímetros a 1-2 m que cortan la foliación; parecen estar deformadas sólo localmente. Un cuerpo mayor de estos granitoides se ubica cerca del tope del cerro, aunque lentes menores se observan en todo el afloramiento.

Rocas ultramáficas: La presencia de perknitas en el cerro Noques fue mencionada por primera vez por Hausen (1921). A su vez, otros afloramientos menores se encuentran en el flanco oriental de la sierra de Maz (Lavandaio, 1968, Kilmurray, 1969, Kilmurray y Dalla Salda, 1971). Estas unidades ultramáficas fueron consideradas como parte de una faja de tipo alpino por Villar (1975, 1985).

En el cerro Noques están asociadas a esquistos cuarcíticos, que forman parte de una secuencia similar a la que aflora en la sierra de Las Ramaditas. Forman cuerpos elongados en dirección casi norte-sur, y los mayores alcanzan unos 80 m de largo, siguiendo la dirección del plano axial de las estructuras mayores (Kilmurray, 1969). Otros cuerpos de menor espesor fueron encontrados durante este trabajo. Son rocas de grano medio a grueso, de color verde oscuro y macizas. Kilmurray (1969) las describió como con textura granuda alotriomorfa, con anfíbol –cummingtonita- incoloro, broncita y cristales subordinados de olivina, generalmente como remanentes dentro de lentes serpentínicos. Como mineral accesorio hay abundante espinela verde.

Otros cuerpos de rocas ultramáficas fueron descritos por Lavandaio (1968) y Kilmurray (1970) en el flanco oriental de la sierra de Maz, al oeste de la depresión de El Vallecito. Son rocas macizas, algo foliadas hacia los bordes, de color verde y grano fino. Forman pequeños afloramientos equidimensionales, con rumbo aproximadamente norte-sur y están en contacto con cuarcitas gráficas y gneises biotítico-granatíferos. Presentan zonas de alteración conformadas por un agregado de clorita, serpentina y actinolita, al igual que en el cerro Noques (Kilmurray y Dalla Salda, 1971).

Edad

Las edades que aquí se presentan corresponden al trabajo de Vujovich *et al.*, (2005) sobre el basamento de las Sierras Pampeanas Occidentales.

Los datos isotópicos del Complejo El Taco provienen de la sierra de Las Ramaditas. Las muestras analizadas corresponden a metasedimentitas cuarzo-feldespáticas inmaduras y una muestra es de una metapiroxenita intercalada con mármoles de la secuencia metasedimentaria.

Las metasedimentitas dieron edades TDM entre 1,2 y 1,5 Ga. Debido a que el protolito de estas rocas aparenta ser bastante inmaduro y el ENd(0) no es muy negativo, podría reflejar un ambiente de sedimentación proximal y su edad TDM podría ser interpretada como indicativa de un área fuente extraída del manto durante el Mesoproterozoico.

La interpretación de la edad TDM en la metapiroxenita es más dudosa, especialmente porque el origen del protolito aún no está bien definido. Esta roca podría representar parte de una ofiolita de arco islándico. Si se adopta esta interpretación la edad TDM marca el tiempo de acreción cortical en un ambiente convergente alrededor de los 2,3 Ga,

y probablemente correlacionable con el episodio acaecido a los 2,2 Ga en la sierra de Maz

Una isocrona Sm-Nd (granate-roca total) de una metapelite del Complejo El Taco arrojó una edad de ca. 300 Ma. Este dato puede ser interpretado como la edad del pico metamórfico para este complejo, sin descartar que represente solamente una edad de enfriamiento.

2.1.2. NEOPROTEROZOICO

Metamorfitas Tambillo (5) Sierras Pampeanas

Metasedimentitas siliciclásticas y calcáreas, ortoanfibolitas, escasos gneises y pegmatitas.

Distribución areal

Se agrupan dentro de esta unidad metasedimentitas siliciclásticas y calcáreas, ortoanfibolitas, escasos gneises y pegmatitas que afloran en las sierras de Cacho, Umango, Tambillito y de La Bolsa.

Litología

Varela *et al.*, (2008) y Meira *et al.*, (2012) describieron la unidad Tambillito, aflorante en el puesto homónimo, e integrada principalmente por esquistos micáceos estaurolíticos y granatíferos, cuarcitas y en menor medida esquistos, anfibolitas y rocas calcáreas. El contacto entre las unidades Tambillo y Tambillito es tectónico y está intruido por un cuerpo lenticular de metagabro. Meira *et al.*, (2012), sobre la base del análisis de imágenes satelitales e interpretaciones estructurales, sugirieron que la unidad Tambillito yace estructuralmente sobre la unidad Tambillo. Además, las condiciones metamórficas de la primera indican un menor grado metamórfico que el correspondiente a la unidad Tambillo (Meira, 2010).

Fueron interpretadas como una plataforma neoproterozoica que cubre el basamento cratónico mesoproterozoico (Varela *et al.*, 2001, 2003a).

Relaciones estratigráficas

Estas rocas serían coincidentes con las metasedimentitas del Complejo Umango, que en el sector centro oriental de la sierra de Umango, en la quebrada del Cordobés, tienen relaciones tectónicas con el complejo ortognésico (Vujovich *et al.*, 2001; Fernández *et al.*, 2001, 2002).

Edad

Se analizó de esta unidad una muestra correspondiente a una anfibolita correlacionada con la que está intercalada en los mármoles de la quebrada del

Cordobés. El ENd(0) tiene bajos valores negativos, compatibles con escasa o nula contaminación cortical, por lo que la edad TDM fue interpretada como indicativa de un evento de extracción cortical en un ambiente extensional alrededor de los 1,1 Ga.

Estudios isotópicos Sr-C-O sobre mármoles sugieren una edad depositacional neoproterozoica (580-640 Ma) para la secuencia carbonático-siliciclástica (Varela *et al.*, 2011). Sin embargo, esta edad debe considerarse tentativa ya que asume que la sucesión datada permaneció como un sistema isotópicamente cerrado durante el metamorfismo de mediano y bajo grado (Varela *et al.*, 2011; Meira *et al.*, 2012).

Análisis U/Pb TIMS obtenidos sobre circones de una anfibolita de la unidad Tambillito proporcionaron edades de intercepción de 1108 ± 4 Ma y 428 ± 12 Ma (Varela *et al.*, 2008, 2011). La edad mesoproterozoica fue interpretada como de cristalización de un protolito ígneo máfico, mientras que la silúrica fue asignada a un evento termal asociado a la Orogenia Famatiniana.

Estructura interna del basamento cristalino Mesoproterozoico y Neoproterozoico

Las secuencias ígneo-sedimentarias que conforman el basamento metamórfico de las sierras de Umango, El Espinal, Maz y Las Ramaditas fueron afectadas por estructuras producto de una deformación dúctil y por plegamientos y otras estructuras más jóvenes sobreimpuestas en las primeras.

El principal evento de deformación D1, vergente al norte, se produjo durante el ciclo Grenviliano, previo a la colisión de Cuyania, desarrollándose los pliegues F1 y F2. El segundo evento D2 se habría generado en el Paleozoico inferior, vinculado a la colisión de Cuyania, durante el que se produjeron los pliegues F3 y F4.

Características del evento D1

La deformación principal que afectó las rocas del área de estudio produjo una foliación subhorizontal con lineaciones de estiramiento NO-SE, que marcan la dirección principal del transporte tectónico.

Las estructuras desarrolladas durante esta deformación incluyen un bandeo composicional o compuesto y un plegamiento F1 y F2, así como lineaciones de estiramiento mineral, boudines, fold mullions y otras estructuras típicas de una deformación heterogénea progresiva, de alta temperatura, gran ductilidad y alta magnitud de deformación (strain) con un importante componente de cizallamiento simple.

Esta deformación será denominada como "tectónica tangencial", en función de su actitud subhorizontal anterior al desarrollo de los pliegues F3, hasta que sea posible definir su origen – ya sea asociada a una tectónica compresiva o extensional -a través de estudios de termobarometría y trayectorias P-T.

En rocas miloníticas, los indicadores cinemáticos a escala mesoscópica indican sentidos opuestos de movimiento, con el techo de la secuencia moviéndose tanto al NO como al SE. Estudios detallados de la geometría y microtectónica darán una definición más precisa del sentido de transporte tectónico durante esta etapa de tectónica tangencial. Además, se debe tener presente que existe la posibilidad de duplicación tectónica de las bandas miloníticas, principalmente por acción de los pliegues F2. Las estructuras originadas por esta tectónica tangencial, con transporte NO-SE, fueron afectadas por los pliegues F3, posiblemente originados durante eventos tectónicos más jóvenes.

Características del evento D2

Los pliegues F3 son pliegues concéntricos, abiertos a apretados, y normales (superficie axial subvertical) a inclinados, con planos axiales de dirección NO-N. La foliación de plano axial es un clivaje de crenulación en las rocas más esquistosas y un clivaje espaciado en las más ricas en tectosilicatos.

Estos pliegues flexurales son las principales estructuras que controlan la actitud de la foliación a escala regional. El buzamiento de las charnelas es predominantemente hacia el SE, y posiblemente esté controlado por la inclinación de la foliación más antigua -bandeamiento compuesto y pliegues (F1+F2) y sus foliaciones de plano-axial.

La orientación de la geometría de los pliegues F3 sugiere que estas estructuras están genéticamente relacionadas con una tectónica posterior.

Los pliegues flexurales F4 tienen orientación NE. Se destacan por el desarrollo de un clivaje de crenulación. Están bien desarrollados en el flanco oriental de la sierra de Maz, en algunos sectores de los limbos de los pliegues F3. Se diferencian de estos últimos por su orientación, sus pequeñas amplitudes y su desarrollo localizado, características que sugieren un evento más joven.

Condiciones de metamorfismo de las unidades mesoproterozoicas y neoproterozoicas

Se analizaron a partir de estudios termobarométricos, seleccionándose muestras apropiadas y

representativas de las metamorfitas de los complejos El Taco, Maz y Umango.

Complejo de Maz

Las condiciones de temperatura y presión obtenidas hasta el momento para las rocas del Complejo de Maz son típicas de un metamorfismo en condiciones de presión intermedia. Un esquistos pelítico alcanzó condiciones de facies de anfibolita media, con temperaturas entre 630°C (5 kbar) y 642°C (7 kbar). El metamorfismo de un gneis semipelítico alcanzó condiciones de temperatura más elevadas. Basados en las paragénesis minerales, las condiciones mínimas de presión y temperatura serían de 680°C a 6 kbar, en tanto que de acuerdo con los cálculos termobarométricos la T sería de 771°C y la P de 6.3 kbar, alcanzado temperaturas probablemente más próximas al pico térmico al que habrían llegado estas rocas.

Las diferencias de temperatura pueden estar asociadas a una zonación metamórfica y a calor advectivo, ya que se observan intrusiones tonalíticas en el área donde las muestras alcanzan las mayores temperaturas.

Complejo Umango y Metamorfitas Tambillo

En general las rocas de este complejo son de composiciones básicas a intermedias y tienen fábricas granoblásticas, lo que indica condiciones estáticas de cristalización metamórfica. Las anfibolitas muestran una asociación metamórfica dada por hornblenda, plagioclasa y titanita. El cuarzo y el granate pueden estar ausentes.

Complejo El Taco

Las metasedimentitas de este complejo se caracterizan por texturas granoblásticas con poca o ninguna deformación intracrystalina, lo que revela condiciones de cristalización metamórfica estáticas. La asociación mineral está representada por plagioclasa-biotita-cuarzo-granate.

Las rocas metaultramáficas, por su parte, están representadas por una metapiroxenita compuesta por diópsido, hipersteno, olivina y espinelo. La textura es granoblástica con una serpentización parcial de los cristales de olivino. De acuerdo con la geoquímica, podría corresponder a un cumulado ígneo comarciano a las raíces de un arco islándico oceánico.

2.2. PROTEROZOICO-PALEOZOICO

2.2.1. PRECÁMBRICO-CÁMBRICO INFERIOR

Formación Negro Peinado (6) Sistema de Famatina

Esquistos, pizarras, filitas, areniscas, cuarcitas y hornfels

Antecedentes

Stelzer (1872) fue uno de los primeros investigadores en reconocer los "esquistos arcillosos" en el Sistema de Famatina, a los que asignó una edad arcaica, entendible como precámbrica. Luego, al conjunto de rocas sedimentarias y metamórficas de bajo grado, Bodenbender (1912, 1916, 1922 a y b) lo denominó Terrenos Siluriano y Cambriano.

Años más tarde, Turner (1960) fue quien propuso el nombre formacional y describió la unidad en sucesivos trabajos a escala regional (Turner, 1964 y 1971). Asimismo, de Alba (1972, 1979 b) caracterizó estas rocas dentro del Sistema de Famatina.

Gran parte de los avances en el conocimiento sedimentológico, tectónico y bioestratigráfico que permitieron distinguir esta unidad de aquellas formaciones de edad ordovícica, fueron sintetizados en el trabajo de Aceñolaza *et al.*, (1996).

Distribución areal

Los afloramientos se distribuyen a lo largo de la vertiente oriental del Sistema de Famatina, desde la región del río Achavil, fuera del límite norte de la Hoja (Fauqué y Caminos, 2006) hasta aproximadamente la latitud de la población de Chilecito.

Litología

La Formación Negro Peinado está constituida por dos tipos litológicos, un conjunto de rocas vinculadas con metamorfismo regional y un segundo grupo producto del metamorfismo de contacto sobreimpuesto al anterior (Fauqué y Caminos, 2006).

Rocas vinculadas con metamorfismo regional

Este grupo, compuesto por esquistos, filitas y pizarras de coloración gris azulada, es el de mayor representación areal. Son rocas con sericita, magnetita y en algunos casos nódulos de granate o piritita (Turner, 1964; 1971), que Rosello (1979) clasificó como blastopelitas y blastopsamitas.

En general, el grado metamórfico es bajo a medio y en algunos casos se conserva el protolito sedimentario no metamorfozado, compuesto por rocas pelíticas y psamíticas finas.

Clemens y Miller (1996) reconocieron rocas psamíticas con feldespatos y clastos volcánicos, en la parte sur de la sierra de Famatina.

Rocas producto de metamorfismo de contacto

Este grupo está representado por hornfels y filitas con nódulos de cordierita que afloran en forma de fajas, a lo largo del contacto con plutones de la Formación Ñuñorco. Se reconocen dos zonas, con pasaje transicional entre ellas, a partir del cuerpo intrusivo, una interna constituida por hornfels oscuros inyectados por apófisis graníticas y una segunda o externa, hacia la roca de caja, de pizarras y filitas con nódulos de mineralogía variada.

Otras evidencias de metamorfismo de contacto fueron citadas por Rossi de Toselli (1996) para los afloramientos más australes de la unidad en la sierra de Sañogasta, representadas por aureolas de filitas moteadas con porfiroblastos poiquilíticos de cordierita.

Estructura

Los pliegues son de tipo isoclinal con flancos con rumbos NNO-SSE a N-S e inclinación subvertical. Estas estructuras están atravesadas por diques de pórfiro cuarcífero y lamprófito y diaclasas orientadas NE-SO a N25°E (Fauqué y Caminos, 2006).

Génesis y ambiente de depositación

Clemens y Miller (1996), analizaron el contenido relativo de minerales pesados de esta unidad en distintas localidades, con la finalidad de avanzar en el conocimiento de la proveniencia del material detrítico. Sobre la base del análisis petrológico, estos autores definieron cinco grupos, tres de estos correspondientes a muestras de la Formación Negro Peinado.

Grupo I. Rocas con escasa turmalina, provenientes de la localidad de Bordo Atravesado, al norte de la Cuesta de Miranda. El resto de los sitios de muestreo quedan fuera del ámbito de la Hoja.

Grupo II. Distinguieron abundante turmalina, en localidades fuera del área de estudio.

Grupo V. Hornfels en las localidades de Miranda, al sur de Chilecito, y en el río del Marco, en la sierra de Paimán, al norte de la Hoja.

Esta variación en el contenido de turmalina ha sido considerada por Clemens y Miller (1996) producto de la posición estratigráfica, asignando a las secciones con menor proporción de turmalina una menor edad. Estos autores sugirieron que como la turmalina es un mineral típico de rocas graníticas, los términos inferiores de la unidad provendrían de la erosión de áreas con predominio de esas rocas. En cambio, cuando en detrimento de turmalina hay presencia de granate, de origen metamórfico, indi-

ca que la erosión alcanzó progresivamente niveles más profundos, pero siempre con un predominio de granitos.

Estos autores también efectuaron análisis químicos de las rocas de la formación, cuyos resultados fueron volcados en el diagrama de discriminación tectónica de Roser y Korsh (1986), con el objetivo de ampliar la información de las áreas de aporte. Las rocas del grupo I, pobres en turmalina, se ubican en el límite entre los campos de margen continental activo y pasivo, en cambio el grupo II, rico en turmalina, alcanza un mayor campo hasta evidenciar influencias de arco de islas oceánico. En resumen, consideraron que el área de aporte constituyó un bloque cratónico u orógeno reciclado.

Las rocas de la unidad pudieron ser interpretadas, a pesar del bajo grado metamórfico a que fueron sometidas, como producto de corrientes turbidíticas. Chamberlain (1978) asignó al contenido fosilífero de la Formación Negro Peinado profundidades de agua de hasta 180 m, facies que se intercalan con arcilitas pelágicas de hasta 10 m de espesor, indicando una profundidad de depositación bastante variable.

En general, la potencia de las secciones arenosas disminuye desde el NE hacia el SO, sentido en el que aumentan las facies más finas arcillosas. Por ello se considera la región suroccidental como la más distal al momento de la depositación (Clemens y Miller, 1996).

El metamorfismo que sufrieron estas rocas se asocia al evento de deformación producido en el Cámbrico medio por la Fase Tilcárica, evidenciada en numerosos sectores del noroeste argentino.

Relaciones estratigráficas

No aflora la base de la unidad. Está cubierta, al norte de la Hoja, por sedimentitas de la Formación Volcancito (Cámbrico superior- Ordovícico inferior) denominación propuesta por Harrington y Leanza (1957) en el área del río homónimo, en la vertiente oriental de la sierra de Famatina. Tosselli (1978) reconoció, en la secuencia del área del río Volcán, una parte inferior de rocas turbidíticas y un tramo superior de pizarras oscuras, características de las formaciones Negro Peinado y Volcancito, respectivamente. Asimismo, Clemens y Miller (1996) indicaron que éste es el único lugar donde se podría establecer la relación estratigráfica entre ambas unidades, pero la falta de continuidad en las evidencias paleontológicas no posibilita una clara definición de la misma.

Además los granitoides de la Formación Ñuñorco, son claramente intrusivos en las pizarras y filitas de la Formación Negro Peinado.

Contenido fosilífero

Fuera del área de trabajo, en la sierra de Paimán, Durand *et al.*, (1990) describieron y clasificaron las trazas fósiles *Planolites* sp., *Paliella* sp. y *Sekwia* sp.

Edad y correlación.

Por el contenido en icnofósiles, la Formación Negro Peinado es asignada, por los autores citados, al intervalo Vendiano-Tommotiano (Proterozoico superior-Cámbrico inferior).

Alderete (1968) mencionó la presencia de grauvacas parcialmente metamorizadas, rocas volcánicas y escasas pizarras, en las cercanías del portezuelo de Alumbreira, al norte de la cuesta de Miranda, que podrían correlacionarse con esta unidad. Pero Clemens y Miller (1996) sugirieron una posible edad ordovícica para estas rocas volcánicas y la presencia en las cercanías de pizarras con *Asaphellus catamarcensis* (vinculadas a la Formación Volcancito por Alderete, 1968).

La unidad es equivalente a las metapelitas y metasamitas de la Formación La Aguadita, propuesta por Durand *et al.*, (1990), que contiene rastras fósiles de *Planolites* y *Paliella* sp. atribuidas al Precámbrico superior-Cámbrico inferior y cuyos afloramientos más extensos se ubican en la quebrada del Paimán al noreste de la Hoja.

2.3. PALEOZOICO

2.3.1. CÁMBRICO

Formación Cerro Totorá (7) Precordillera

Pelitas, areniscas finas, yeso, calizas, dolomías, arcilitas, limolitas y margas.

Antecedentes

Astini y Vaccari (1996) describieron formalmente esta unidad, indicando que se trata de un cuerpo sedimentario evaporítico de edad cámbrica inferior ubicado en la Precordillera del sudoeste riojano. Destacaron su importancia económica como fuente de yeso, pero principalmente refirieron las implicancias paleogeográficas y estructurales de este antiguo zócalo, sobre el que se asientan las sucesiones calcáreas cámbrico-ordovícicas.

Las implicancias paleogeográficas ya habían sido puestas en evidencia por Furque (1972, pág.

20), quien destacó que la presencia de intercalaciones de delgadas capas de areniscas, que pasan a conglomerados finos cuarzosos, indicarían "una zona de cercanía de costa del mar ordovícico".

Con respecto a las implicancias estructurales, debido a la naturaleza tanto autóctona como alóctona del Cámbrico en Precordillera (Astini, 1991; Benedetto y Vaccari, 1992; Bordonaro *et al.*, 1993) y a su capacidad de actuar como superficie de despegue estructural (Baldis y Chebli, 1969; Allmendinger *et al.*, 1990) durante los episodios compresivos, las características del Cámbrico basal autóctono eran poco conocidas; de allí la importancia de esta unidad que representa el "ciclo de sedimentación más antiguo hallado en la Precordillera" (Astini y Vaccari, 1996; pág. 104).

Distribución areal

La Formación Cerro Totorá aflora en el extremo septentrional de la Precordillera oriental ubicada al norte de Guandacol. Astini y Vaccari (1996) describieron la sección tipo en la quebrada del Yeso, a 9 km al oeste-noroeste de la localidad citada. La unidad es atravesada además por la quebrada de La Angostura, al sur de la anterior, y por el río Yanso al norte (Figura 4).

Los autores arriba citados, mencionaron que los afloramientos son de aproximadamente 14 km², y se disponen en una faja de 4 km de longitud, arrumbada en dirección sursureste-nornoroeste, bordeando al cerro Totorá. El ancho de la faja aflorante en la quebrada del Yeso es de 625 m y el espesor de la unidad ha sido estimado en 350 metros.

Litología

Esta unidad representa una sucesión evaporítica en la que Astini y Vaccari (1996) diferenciaron

- a) Miembro inferior clástico-calcáreo (45 m): representado por intercalaciones de pelitas limosas y areniscas finas rojizas comúnmente laminadas con bancos dolomíticos tabulares, con espesores que varían entre 0,30 y 0,50 m, y tonalidades blanco amarillentas. La base aflorante de este miembro se halla corrida sobre sedimentitas neógenas y pasa en forma transicional al miembro medio.
- b) Miembro medio yesoso (250 m): integrado por bancos delgados a gruesos de yeso laminado en sucesiones de varios metros, intercalados con bancos calcáreos dolomitizados, grises y blanquecinos, macizos y laminados. Los colores grises corresponden a los niveles de yeso más puros, predominando en general las tonalidades rojo-rosadas y verde-amarillentas claras, influen-



Figura 4. Afloramientos de las formaciones Cerro Totorá (rojo) y San Juan (gris claro) en las nacientes del río

ciadas por finas intercalaciones arcillosas. Son escasos los niveles de yeso nodular y macizo y abundantes los niveles fibrosos recristalizados.

- c) Miembro superior silicoclástico (55,5 m): secuencia de tonalidad morada-rojiza en la que alternan ciclos de arcilitas, limolitas y areniscas finas laminadas con intercalaciones delgadas de margas y calizas finamente laminadas. Los ciclos varían entre 0,8 y 5 m, dominando la estratificación flaser, lenticular y ondulada. Los ciclos finalizan con niveles con grietas de desecación, trazas fósiles y cristales de yeso. Hacia el techo el miembro gradúa a niveles delgados de pelitas verde oliva y cuarcitas amarillentas con intercalaciones de calizas grises y amarillentas. El contacto con la unidad suprayacente es transicional. Esta última corresponde a una sucesión carbonática eocámbrica (Cañas, 1988), representada por mudstones y wackestones peloidales, bioturbados y parcialmente dolomitizados en bancos medianos a gruesos. En la Hoja esta sucesión no ha sido diferenciada de la Formación Cerro Totorá.

Ambiente de sedimentación

Astini y Vaccari (1996) hicieron las siguientes consideraciones paleoambientales con respecto a las condiciones de sedimentación de esta unidad.

El miembro inferior clástico calcáreo es propio de plataformas someras de gran extensión areal, caracterizando un ambiente depositacional de llanuras de marea mixtas.

El miembro medio yesoso indicaría una deposición en una plataforma submareal hipersalina. En este miembro se destaca una típica estratificación interna, donde alternan con los niveles de yeso (acicular o nodular) láminas arcillosas rojizas y en menor proporción verdosas. Estas estructuras corresponderían a ambientes de planicies evaporíticas marginales y albuferas salinas someras.

La intercalación de bancos calcáreos (de 20 a 50 cm de potencia) dentro de la sucesión evaporítica indicaría períodos de desalinización, tal vez vinculados a episodios en los que habría aumentado la conexión con aguas marinas normales, posiblemente debido a oscilaciones relativas del nivel del mar.

Las facies detríticas rojas, intercaladas con facies heterolíticas, indican momentos de decantación que alternan con retrabajo del fondo por corrientes oscilatorias.

Hacia el tope de este miembro, intercalaciones delgadas de areniscas han sido interpretadas como eventos de mayor energía. Finalmente, la coronación de algunos ciclos por niveles calcáreos laminados o con grietas de desecación, revelan exposiciones subaéreas.

La coloración rojiza de las pelitas, las estructuras heterolíticas y las grietas de desecación, marcarían una depositación subáerea somera a subaérea de estos ciclos de somerización.

El miembro superior silicoclástico representaría llanuras intermareales a submareales con salinidad normal. Tanto la intercalación de facies carbonáticas como el pasaje gradual de las pelitas a tonalidades verdosas, indicaría una progresiva profundización.

Las areniscas cuarzosas y los bancos de grains-tones representan momentos de mayor energía que alternan con períodos tranquilos donde se depositaron por decantación las pelitas verde oliva con fauna de trilobites. Del mismo modo, los wackstones y mudstones que suceden a la unidad son también un indicio de progresiva tranquilidad ambiental y baja tasa de sedimentación, tal vez asociada a una profundización o restricción progresiva del medio.

De su análisis paleoambiental, Astini y Vaccari (1996) concluyeron que la Formación Cerro Totorá representaría una cuña evaporítica debida a una fluctuación eustática que restringió cuerpos de agua marinos transformándolos en depocentros salobres, en los que habría precipitado yeso o habrían sido inundadas extensiones peneplanizadas generando llanuras salinas.

Relaciones estratigráficas

La base de esta unidad no está expuesta; hacia el naciente la parte inferior de la secuencia aflorante se halla en contacto tectónico con sedimentitas clásticas rojizas asignadas a la Formación Río Jáchal, de edad miocena superior-pliocena inferior. Según Astini y Vaccari (1996), en la quebrada de La Angostura este contacto tectónico separa la unidad de secuencias del Cámbrico superior; incluidas en el mapeo de la Hoja dentro de la Formación Cerro Totorá.

Con respecto a la relación de techo Astini y Vaccari (1996) mencionaron que hacia el oeste la unidad esta cubierta en aparente concordancia por depósitos carbonáticos asignados por Vaccari (1990) al Cámbrico inferior-medio? y considerados por Cañas (1988) como depósitos de plataforma perimareal. Debido a la escala de la Hoja estos depósitos han sido incluidos en la Formación Cerro Totorá.

Hacia el oeste toda la secuencia cámbrica está cubierta discordantemente por las sedimentitas clásticas de la Formación Panacán (Pérmico).

Contenido fosilífero, edad y correlaciones

Según Astini y Vaccari (1996), los niveles pelíticos del miembro superior son portadores de una

fauna de trilobites olenélidos. Por encima de ellos, en niveles con coquinas se reconocieron dorypígidos, ptycopáridos y braquiópodos articulados.

Los estudios preliminares han determinado *Arcuolenellus megafontalis* (Vaccari) y *Olenellus* (*Olenellus*) sp.

El material paleontológico recolectado permite asignar una edad cámbrica inferior a la unidad.

La Formación Cerro Totorá ha sido correlacionada, tentativamente, por Astini y Vaccari (1996), con los niveles silicoclásticos rosados y amarillentos de la Formación La Laja aflorante en la quebrada de La Flecha, ubicada en la sierra Chica de Zonda.

2.3.2. ORDOVÍCICO

Formación San Juan (8) Precordillera

Calizas en parte estromatolíticas y dolomías, lutitas negras y margas

Antecedentes

El primer investigador en reconocer la unidad fue Kobayashi (1937), al estudiar la fauna de edad cámbrico-ordovícica en América del Sur. Con posterioridad, Amos (1954) denominó Formación San Juan al conjunto de calizas macizas y lajosas y margas que afloran en la Precordillera, desde Guandacol hasta el cerro La Cal (Mendoza).

Trabajos estratigráficos, paleoambientales y paleontológicos fueron realizados por Aceñolaza *et al.*, (1977), Beresi y Bordonaro (1984), Beresi (1990), Keller *et al.*, (1993) y Keller y Bordonaro (1993).

Distribución areal

Los afloramientos de las sedimentitas marinas de la Formación San Juan se distribuyen a lo largo de una amplia faja de rumbo norte-sur, al oeste de la cuenca de los ríos Guandacol o de La Troya y Bermejo. En el ámbito de la Hoja esta disposición en el sentido de los meridianos abarca desde el río Yanso, al norte, hasta la sierra de la Batea, al sur.

La unidad presenta un espesor promedio de 400 metros.

Litología

La Formación San Juan está compuesta por calizas en parte estromatolíticas, dolomías, lutitas negras y margas. Amos (1954), menciona las "Calizas San Juan" dando una somera descripción litológica y diferenciándolas en una unidad inferior maciza y otra superior lajosa. Posteriormente Espizúa (1968) al estudiar esta formación en el río Las Chacritas,

Jáchal, hace una subdivisión homóloga en dos miembros denominados inferior y superior.

Miembro inferior, compuesto por calizas macizas o con estratificación gruesa y dolomías grises (Figura 4).

Miembro superior integrado por calizas fosilíferas y lutitas negras, de característica lajoso margoso.

Keller *et al.*, (1993) también hicieron estudios sobre esta unidad pero consideraron sólo una parte, las calizas lajosas y margas, con una rica fauna de plataforma abierta, de importantes implicaciones paleogeográficas.

La sección tipo de esta formación, estudiada por Beresi y Bordonaro (1984), se halla en la quebrada de Las Lajas, en la Precordillera Oriental de San Juan. En esta secuencia de 400 m de espesor reconocieron los siguientes miembros:

Miembro inferior de calizas macizas (188 m de espesor)

Litofacies A: calizas oscuras

Litofacies B: calizas macizas claras

Litofacies C: calizas y dolomías con chert

Miembro de calizas lajosas (35,50 m de espesor)

Litofacies A: calizas lajosas con núcleos de hierro

Litofacies B: calizas lajosas con chert

Miembro de calizas y margas varicolores (107m de espesor)

Litofacies A: calizas verde pistachio

Litofacies B: calizas amarillentas

Litofacies C: calizas y margas verdosas

Litofacies D: calizas y margas varicolores

Miembro de calizas con chert (23,50 m de espesor)

Litofacies A: calizas con chert

Litofacies B: calizas nodulares con trazas

Estructura y ambiente de sedimentación

Los afloramientos de la unidad se hallan controlados por corrimientos, de orientación norte-sur, noroeste y noreste, e inclinaciones tanto al oeste como al este. Asimismo, se reconocieron fracturas oblicuas en dirección noroeste, con componente de desplazamiento de rumbo lateral izquierdo. En la sierra Yanso la unidad conforma una extensa estructura anticlinal, con traza axial de orientación aproximada norte-sur.

La sección inferior de la formación fue asociada a un ambiente de plataforma interna, en una zona

intertidal a subtidal. Este ambiente marino se caracteriza por una gran estabilidad, poca profundidad y baja energía.

El tramo superior de la secuencia, compuesto por calizas con estratificación fina e intercalaciones pelíticas, corresponde a un ambiente de plataforma abierta (Beresi y Bordonaro, 1984).

Relaciones estratigráficas

Al sur del área de estudio la Formación San Juan sobreyace en concordancia a las calizas, dolomías y cherts de la Formación San Roque (Baldis *et al.*, 1981), y está cubierta en igual relación estratigráfica por la Formación Gualcamayo (Furque, 1956).

En la Precordillera Oriental, Beresi y Bordonaro (1984) observaron que la base de la formación presenta un pasaje transicional con la Formación La Flecha (Baldis y Bordonaro, 1981; Baldis *et al.*, 1981).

Contenido fosilífero, edad y correlaciones

La unidad posee una rica fauna de plataforma abierta con trilobites, braquiópodos, crinoideos, esponjas y arrecifes de estromatopóridos (Keller y Bordonaro, 1993).

Hünicken (1971) mencionó restos de conodontes, entre los cuales se hallan los géneros Oistodus, Scandodus y Periodons. Posteriormente, Hünicken (1985) identificó géneros de la Zona de Eoplacognathus pseudoplanus.

Entre los géneros y especies de nautiloideos se encuentran Aclandonosceras, Robsonoceras, Barnasoceras steltzneri y Curtoceras kayseri (Aceñolaza *et al.*, 1977).

Beresi y Bordonaro (1984) en la sección tipo de la quebrada de Las Lajas, en la Precordillera Oriental, reconocieron el siguiente contenido fosilífero:

Miembro inferior de calizas macizas

Presenta formas algales de los géneros Crytozoon y Collenia sp., órthidos ortocónidos, Monticulipora argentina, artejos de crinoideos y restos de trilobites.

Miembro de calizas lajosas

Contiene ortocónidos y girocónidos, órthidos, Monticulipora argentina, Crytozoon. Además, restos silicificados de valvas de braquiópodos y trilobites.

Miembro de calizas y margas varicolores

La fauna es variada, ya que se hallaron Ophileta (Ozarquispira) sp., Maclurites spp. Monticulipora

argentina y braquiópodos strophoménidos y órthidos, pigidios de trilobites, ortocónidos, trazas y microfragmentos.

Miembro de calizas con chert

Presenta bancos de gastrópodos del género *Ophileta* (*Ozarquispira*) sp. y esponjas calcáreas del género *Archaeoscyphia* sp., entre otros.

La edad de la Formación San Juan, sobre la base del contenido fosilífero, abarca desde el Tremadociano superior, Zona de *Paltodus deltifler*, hasta el Arenigiano inferior, Zona de *Oepikodus eave* (Bordonaro, 1999). Sin embargo, en la región de Villicum alcanza hasta el Llanvirniano inferior, con la Zona de *Eoplacognatus suecicus* (Sarmiento, 1986) y *Annamitella forteyi* (Vaccari, 1993). Las edades indican una superficie diacrónica para la parte superior de la unidad en sentido norte-sur (Hünicken, 1985; Beresi, 1988).

De acuerdo a la actual denominación de pisos del Ordovícico la unidad abarcaría el lapso comprendido por los pisos Tremadociense, Floiense, Dapingiense y Darriwiliense. Es decir que su edad sería ordovícica inferior a media.

El miembro inferior de la Formación San Juan es correlacionable con parte de la secuencia que integra la Formación La Silla (Keller *et al.*, 1993).

Formación Portezuelo de las Minitas (9) Sistema del Famatina

Conglomerados, areniscas y pelitas con intercalaciones volcánicas

Antecedentes

Lavandaio (1971) mapeó los afloramientos de esta unidad, distinguiéndolos del resto de las formaciones ordovícicas a partir del contenido fosilífero, tarea que efectuó durante la realización del mosaico 40D, del Mapa Geológico Económico de la Provincia de La Rioja. Más tarde (Lavandaio, 1973) propuso la denominación de Formación Portezuelo de las Minitas para esta secuencia sedimentaria.

Investigaciones acerca de la sedimentología y del ambiente tectónico de depositación de la unidad fueron sintetizadas en el trabajo de Aceñolaza *et al.*, (1996).

Distribución areal

Los afloramientos de la unidad se distribuyen en el faldeo occidental de los Nevados del Famatina, en el extremo norte de la Hoja. Constituyen una franja norte-sur limitada por fallas en la Cuchilla Negra y

en el Filo de Las Minitas, y es la roca de caja de los granitos del cerro Tolar.

Lavandaio (1973) determinó, para esta unidad, un espesor de unos 1500 m en la quebrada de Las Ollas, área del cerro Tolar-Cuchilla Negra.

Litología

Esta secuencia sedimentaria de origen marino, con intercalaciones volcánicas mesosilícicas a básicas de coloración verde a gris oscuro, se caracteriza por presentar localmente un leve metamorfismo regional y de contacto.

Lavandaio (1973) describió, en el sector centro oriental del Filo de las Minitas, una potente secuencia conglomerádica muy compacta, de color pardo morado oscuro, con una potencia de 200 metros. Estas psefitas se intercalan con subgrauvacas de color gris oscuro, estratificadas en bancos de hasta 1 m de espesor. Por el contrario, en el borde occidental del citado filo los afloramientos están compuestos por limolitas finamente estratificadas, con intercalaciones de vulcanitas de composición andesítica. Estas últimas, en el sector central del filo y en la margen izquierda del río Guanacas Gordas, alcanzan 200 m de potencia.

En las inmediaciones de los ríos Tolar y Barrancas Blancas la formación está representada por rocas de granulometría más fina, lutitas de color castaño pardo a morado, con intercalaciones de arcosas de tono blanco grisáceo.

Estructura y ambiente tectónico-sedimentario

Las capas presentan por lo general un rumbo aproximadamente norte-sur, conformando en algunos sectores estructuras homoclinales, o fuertemente plegadas en otros; en muchos casos los estratos tienen inclinaciones superiores a 50° y algunos llegan a posición subvertical.

Esta unidad fue considerada por Lavandaio (1973) como hemipelágica a pelágica y la Formación Suri como más cercana al continente.

En distintas localidades del Sistema de Famatina, Clemens y Miller (1996) analizaron el contenido relativo de minerales pesados en sedimentitas del Precámbrico y Paleozoico inferior, con el objetivo de estudiar la proveniencia del material detrítico. Definieron cinco grupos, el Grupo III corresponde a muestras de las formaciones Suri y Portezuelo de las Minitas, con un contenido algo más alto en detritos volcanogénicos que el resto de los grupos. Los resultados de análisis químicos sobre rocas de la unidad fueron volcados en el diagrama de discriminación tectónico de Roser y Korsh (1986), en el

que las muestras cubren dos áreas, una equivalente al campo de márgenes continentales activos y al límite entre activos y pasivos, y una segunda correspondiente al campo de arco de islas oceánico, esta última con datos mayoritariamente provenientes de la Formación Suri.

Clemens y Miller (1996) sugirieron que la casi perfecta separación entre las rocas sedimentarias y volcánicas de edad ordovícica fue producto de un arco de islas pequeño y una cuenca de transarco angosta, entre el arco y el continente, evidenciada en la escasa mezcla de materiales.

Relaciones estratigráficas

Los límites de la Formación Portezuelo de las Minitas son de tipo tectónico y en algunos casos, como en los asomos de la Hoja, la unidad conforma la roca de caja de los granitos de la Formación Ñuñorco.

Contenido fosilífero, edad y correlaciones

En el Portezuelo de las Minitas, Lavandaio (1973) recolectó restos fósiles en limolitas oscuras con estratificación fina, material que fue estudiado por Aceñolaza.

Fauna graptolítica

- Tetragraptus cf. T. aproximatus Nicholson
- Didymograptus cf. T. hirundo Salter
- Didymograptus cf. T. v-deflexus Harris cf. Dichograptus sp.

El material fosilífero de graptolites entre el que se encuentra el Tetragraptus aproximatus identificado por Aceñolaza es característico del Arenigiano. Se correspondería por lo tanto con los actuales Pisos Foiense, Dapingiense y la parte inferior del Darriwilense; abarcaría por lo tanto parte del Ordovícico inferior y medio.

La unidad es correlacionable con la Formación La Alumbreira (Aceñolaza y Toselli, 1981) por presentar una fauna graptolítica semejante a la recolectada al oeste de Tinogasta, además de poseer intercalaciones volcánicas de composición riolítico-andesítica.

Formación Suri (10) Sistema del Famatina

Lutitas, areniscas, cuarcitas, margas, calizas, tobas y andesitas

Antecedentes

A fines del siglo XIX, Stelzner (1872), Kayser (1876) y Burmeister (1876) fueron algunos de los

primeros investigadores que reconocieron, sobre la base del contenido fósil, sedimentitas atribuidas al Paleozoico inferior, en particular al Ordovícico, en el Sistema del Famatina. Asimismo, Brackebusch (1891), en su "Mapa Geológico del Interior de la República Argentina", consideró estas rocas sedimentarias de edad Paleozoica inferior.

Posteriormente Penck (1920) destacó la presencia de fósiles en esta unidad; pero el nombre formal fue propuesto por Harrington y Leanza (1957) para las rocas de edad llanvirniana (actual Piso Darriwiliano) que afloran en las inmediaciones del río Cachiuyo, en la provincia de La Rioja.

Turner (1964, 1967) mapeó los afloramientos en la sierra de Famatina y en el área de Chaschuil, estos últimos denominados también Formación Suri por Maisonave (1973), al igual que los localizados en el extremo norte del Sistema del Famatina (Maisonave, 1979).

Mángano y Buatois (1996) estudiaron la estratigrafía, sedimentología y evolución paleoambiental de la unidad en la subcuenca de Chaschuil, al suroeste de la provincia de Catamarca, trabajo incluido en la Geología del Sistema de Famatina de Aceñolaza *et al.*, (1996).

Distribución areal

Esta unidad se distribuye en distintos sectores a lo largo del margen occidental del Sistema del Famatina, en las provincias de Catamarca y La Rioja. En el ámbito de la Hoja Villa Unión, los afloramientos constituyen una serie de fajas de rumbo norte-sur discontinuas, controladas en su mayoría por fallas. Los más australes corresponden a la zona norte de la Cuesta de Miranda y este del puesto Agua Colorada, desarrollándose hacia el norte con mayor representación.

En la Hoja Vinchina, Turner (1964) determinó un espesor aproximado de 500 m para la Formación Suri, e igual potencia estimó en el área de Chaschuil (Turner, 1967). Maisonave (1979) citó un espesor probable de entre 500 y 800 m en la Hoja Cerros Cuminchango, y Mángano y Buatois (1994a) una potencia superior a 750 m en la zona aledaña al río Chaschuil, al norte de la Hoja Villa Unión.

Litología

Fuera del área de estudio, Turner (1964) describió la unidad como integrada por areniscas, lutitas de coloración verdosa y limolitas, con intercalaciones de margas y tobas, en dos afloramientos principales, cerro Pintado y Agua Colorada. En la Hoja Cerros

Cuminchango, Maisonave (1979) caracterizó esta formación como integrada por psamitas, pelitas, letpometamorfitas y rocas metamórficas de contacto.

Aceñolaza y Toselli (1977) reconocieron pelitas verdosas y gris verdosas con intercalaciones de grauvacas, tobas y bancos de ftanitas en la región de Chaschuil. Con posterioridad, en la misma zona de trabajo Mángano y Buatois (1994b) dividieron la Formación Suri en tres miembros, de base a techo: Vuelta de Las Tolas, Loma del Kilómetro y Punta Pétreo.

Miembro Vuelta de Las Tolas

Este miembro está compuesto por fangolitas y limolitas, con intercalaciones locales de brechas y conglomerados volcánicos. El espesor de la secuencia alcanza unos 550 metros.

Miembro Loma del Kilómetro

La subunidad tiene una potencia aproximada de 150 m y está integrada por pelitas, areniscas y coquinas. El tramo superior, de litología arenosa, presenta un abundante contenido fosilífero representado especialmente por una rica fauna de trilobites.

Miembro Punta Pétreo

La sección de 50 m está representada principalmente por una cuña de material grueso, compuesto por brechas, areniscas y tobas.

Esta unidad se caracteriza por intercalaciones volcánicas dentro de la secuencia sedimentaria. El vulcanismo en concomitancia con la sedimentación de edad ordovícica fue tratado por Turner (1964, 1967), Aceñolaza y Toselli (1981, 1984, 1986), Toselli *et al.*, (1987, 1990), Toselli (1992), Cisterna (1992) y Mannhein (1993). Este último autor dividió al vulcanismo eopaleozoico del Sistema del Famatina en dos facies principales, una correspondiente a un vulcanismo sinsedimentario con presencia de material piroclástico de edad tremadociana - llanvirniana (actuales Pisos Tremadociense, Floiense, Dapingiense y Darriwiliense) y otra caracterizada por un vulcanismo sin y postplutónico.

Estructura, ambiente de sedimentación

Los afloramientos de la unidad, a lo largo de la Hoja Villa Unión, tienen control estructural; en general están limitados por fallas de rumbo norte-sur a noroeste y estructuras oblicuas de orientación noreste.

En numerosos artículos, Mángano y Buatois (1990, 1992a,b, 1994a,b y 1996) estudiaron aspectos sedimentológicos de la Formación Suri en la región de Chaschuil; a continuación se citan sintéticamente

los ambientes depositacionales reconocidos en cada uno de los tres miembros en que dividieron la unidad.

Miembro Vuelta de Las Tolas

El miembro fue interpretado como el producto de la sedimentación en un ambiente de talud vinculado a un arco volcánico (Mángano y Buatois 1990, 1992a). En consecuencia, estos investigadores hicieron referencia a un talud de margen activo formado en escarpas de fallas y emplazado a menores profundidades.

Miembro Loma del Kilómetro

El análisis de facies sedimentarias y el contenido paleontológico de la subunidad permitió a Mángano y Buatois (1990, 1992a, b) interpretar un ambiente de plataforma adyacente a centros volcánicos, con la característica de una interrelación del vulcanismo y la acción de tormentas sobreimpuestos a la sedimentación normal.

Miembro Punta Pétreo

Este miembro representaría el pie de un abanico deltaico que habría progradado sobre la plataforma, predominando los procesos de corrientes de turbidez de alta densidad y flujos de detritos.

Relaciones estratigráficas

En la Formación Suri no se puede observar la relación estratigráfica basal, debido a su vinculación por falla con otras unidades. Por el contrario hacia el techo presenta un contacto concordante con la Formación Molles (Turner, 1964) y es caja del granito Ñuñorco.

Contenido fosilífero

Numerosos investigadores han brindado un importante aporte acerca del conocimiento paleontológico de la Formación Suri, como Harrington y Leanza (1957), Aceñolaza y Toselli (1977), Vaccari *et al.*, (1993), Sánchez y Babin (1992, 1993, 1994), Vaccari y Waisfeld (1994), Benedetto (1994) y Albanesi y Vaccari (1994), entre otros. Casi la totalidad de estos estudios se basaron en material proveniente del Miembro Loma del Kilómetro, rico en fauna de trilobites.

Trilobites

Turner (1964) mencionó once localidades fosilíferas dentro de la Hoja Vinchina donde reconoció la fauna de trilobites descrita por Harrington y Leanza (1957).

- *Lonchodomas suriensis* Harr. et Leanza
- *Famatinolithus noticus* Harr. et Leanza
- *Pliomeratmetophrys* Harr. et Leanza
- *Asaphopsis intermedia* Harr. et Leanza
- *Hoekaspis megacantha* (Leanza)
- *Ogygitella australis* Harr. et Leanza

Vaccari y Waisfeld (1994) identificaron los siguientes trilobites en la zona de Chaschuil.

- *Merlinia megacantha*
- *Merlina zupaya*
- *Carolinites genacinaca*
- *Oposites* sp.
- *Ampyx tinogastaensis*
- *Annamitella longulosa*
- *Neseuretus chaschuilensis*

Braquiópodos articulados

Benedetto (1994), en una revisión de la fauna de braquiópodos articulados reconoció las siguientes formas.

- *Farmatinorthis turneri*
- *Paralenorthis riojanus*
- *Incorthis* sp.
- *Monorthis* aff. *M. menapiae*
- *Tritoechia* sp.
- *Skenidioides* sp.

Bivalvos

Sánchez y Babin (1994) documentaron la presencia de los bivalvos

- *Catamarcaia chaschuilensis*
- *Redonia suriensis*

Aceñolaza y Tosselli (1977) también citaron braquiópodos inarticulados, gastrópodos, cefalópodos y poríferos, entre otras faunas.

Braquiópodos inarticulados

- *Obulus* sp. Aceñolaza y Tosselli (1977)

Gastrópodos

- *Ophileta* sp.

Cefalópodos

- *Protocameroceras tolai*

Poríferos

- *Hexactinellida* indet.

Conodontes

Por último, Albanesi y Vaccari (1994) describieron la presencia de conodontes.

- *Baltoniodus navis*
- *Chionoconus avangna*
- *Erraticodon patu*
- *Jumudontus gananda*
- *Protopanderodus rectus*
- *Trigonodus brevibasis*
- *Tropodus australis*
- *Semiacontiodus* sp.

Edad y correlaciones

Harrington y Leanza (1957) sobre la determinación y análisis de la fauna de trilobites (zona de *Hoekaspis megacantha*) asignaron a estos estratos una edad llanvirniana media (actual Piso Darriwiliense). Con posterioridad, Aceñolaza y Tosselli (1977) le atribuyeron una posible edad arenigiana (Pisos Floiense, Dapingiense y Darriwiliense inferior), sobre la base de la asociación *Hoekaspis megacantha* (*Merlinia megacantha*) y *Proetiella tellecheai* (*Annamitella longulosa*) y la fauna de nautiloideos ortocónicos. Sin embargo, Aceñolaza y Rabano (1990), en la zona del río Cachiyuyo, sugirieron una edad llanvirniana (actual Piso Darriwiliense).

Vaccari y Waisfeld (1994) reconocieron dos asociaciones de trilobites en el perfil tipo de la Formación Suri (Miembro Loma del Kilómetro) en el área de Chaschuil, una inferior integrada por *Merlinia zupaya*, *Carolinites genacinaca*, *Oposites* sp. y *Ampyx tinogastaensis* de edad arenigiana media (Pisos Floiense y Dapingiense) y una asociación superior compuesta por *Annamitella longulosa*, *Neseuretus chaschuilensis* y *Merlinia megacantha*, asignada al Arenigiano (Pisos Floiense, Dapingiense y Darriwiliense inferior) por semejanzas morfológicas con la fauna de Gales.

En cuanto a otras asociaciones de fósiles, como braquiópodos y bivalvos, por si solas no proporcionan evidencias concluyentes en cuanto a su edad. Para la fauna de braquiópodos, *Monorthis* aff. *M. menapiae* e *Incorthis*, Benedetto (1994) señaló una posible edad arenigiana (Pisos Floiense, Dapingiense y Darriwiliense inferior). Asimismo, dentro de los bivalvos del género *Rodonia* estudiados por Sánchez y Babin (1992, 1993), de distribución arenigiana, destacaron que presentan una mejor representación en el Llanvirniano y Llandeiliano (Piso Darriwiliense) de Europa y norte de África (Babin y Gutiérrez Marco, 1991).

Finalmente, sobre la base de la abundante fauna presente en la Formación Suri, Mángano y Buatois (1994b) sugirieron una edad arenigiana (Pisos Floiense, Dapingiense y Darriwiliense inferior) para

el Miembro Loma del Kilómetro, en el área de Chaschuil, y más joven y presumiblemente no inferior al Llanvirniano temprano (Piso Darriwiliense) para el Miembro Punta Pétreo.

Estas sedimentitas son correlacionables, por su contenido fósil, con las formaciones llanvirnianas de Salta y Jujuy, según Aceñolaza (1969).

Formación Yerba Loca (11) Precordillera

Wackes, lutitas, areniscas feldespáticas, conglomerados y sabulitas leptometamórficas, diques y filones capa básicos.

Antecedentes

Furque (1963) denominó Formación Yerba Loca al conjunto de lutitas, grauvacas y en menor proporción conglomerados, que afloran en la sierra homónima.

Un estudio estratigráfico de la unidad fue realizado por Pereyra (1988), en la sierra de Los Túneles. En ese trabajo reconoció cinco facies sedimentarias, que interpretó como depósitos de corrientes de turbidez y de fondo oceánico, con manifestaciones magmáticas asociadas.

El contenido fósil hallado por Volkheimer (1962), Blasco y Ramos (1976), Astini (1988) y Ortega *et al.*, (1991), entre otros investigadores, permitió asignarle una edad desde el Llanvirniano hasta el Caradociano (actuales Pisos Darriwiliense, Sandbiense y Katiense inferior).

Distribución areal

Los afloramientos de la unidad se distribuyen constituyendo una faja de orientación norte-sur, en gran parte de la sierra Yerba Loca, en el ámbito precordillerano, en cuyo tramo central se ubican los cerros Yerba Loca, Vizcacha y Chepe.

Los espesores máximos se encuentran a la altura del cerro Chepe, que junto al cerro Vizcacha constituyen el grueso de los afloramientos (Furque, 1963). No ha sido estimado el espesor de la unidad en el área de la Hoja, pero hacia el sur Pereyra (1988), en la sierra de Los Túneles (Hoja San José de Jáchal), estima un espesor de 1.300 metros.

Litología

La unidad está integrada principalmente por lutitas sericíticas lajosas, grauvacas e intercalaciones de bancos conglomerádicos. Esta secuencia se encuentra afectada por metamorfismo de muy bajo grado y tiene intercalaciones de cuerpos de composición básica (Furque, 1963; Furque *et al.*, 1998).

Un perfil esquemático de la unidad fue realizado por Furque (1963) en la quebrada del arroyo Chepe. La secuencia se inicia con un conglomerado de 2 a 3 m de espesor, compuesto por clastos de cuarcitas en una matriz arenosa, en parte silicificada. El afloramiento de esta roca psefitica presenta una restringida expresión areal. Hacia arriba la secuencia pasa a areniscas cuarcíticas y lutitas sericíticas. Las lutitas se disponen con una clara estratificación, conformando delgadas láminas que dan un aspecto lajoso. En el tramo superior las lutitas pasan en forma gradual a bancos compactos de cuarcitas. La secuencia es coronada en el cerro Vizcacha por grauvacas de color gris verde oscuro. Tanto las lutitas como las grauvacas fueron ligeramente metamorizadas. El conjunto de rocas sedimentarias está afectado por diques, prevaleciendo los de porfirios y lamprófirios, en especial en la región de Tambillos. Las andesitas están intruidas como filones capa.

Astini (1994b) distinguió dos miembros, uno inferior de composición calcáreo-silicoclástica y otro superior integrado por turbiditas proximales y distales, correspondientes a un ambiente de talud profundo.

Estructura y ambiente de sedimentación

Los márgenes del afloramiento de la Formación Yerba Loca, principalmente en la sierra homónima, se hallan controlados por corrimientos de rumbo norte-sur y noroeste, e inclinaciones tanto al este como al oeste y suroeste. Asimismo, se observaron una serie de estructuras oblicuas, de orientación noroeste, al sur del cerro Chepe, en el interior serrano.

Pereyra (1988) reconoció cinco facies, en la sierra de Los Túneles ubicada al sur, en la Hoja San José de Jáchal. Dichas facies son:

- 1.- Facies de areniscas pardas y verdes
- 2.- Facies de areniscas verdes
- 3.- Facies de lutitas verdes filíticas
- 4.- Facies de lodolitas calcáreas
- 5.- Facies de diques y filones capa

Las tres primeras facies fueron interpretadas como depósitos de corrientes de turbidez de diferente densidad. La facies de lodolitas calcáreas corresponderían a depósitos hemipelágicos distales. En general, los depósitos turbidíticos representarían abanicos submarinos de ambiente de talud y las facies más finas un ambiente de fondo oceánico, asociado a manifestaciones magmáticas básicas.

Relaciones estratigráficas

En el perfil realizado en el río Jáchal, ubicado al sur fuera de la Hoja, (Benedetto y Vaccari, 1992) la

Formación Yerba Loca se halla sobrepuesta tectónicamente a la Formación Los Sombreros (Cuerda *et al.*, 1983).

Contenido fosilífero, edad y correlaciones

Uno de los primeros investigadores en encontrar restos fósiles en la unidad fue Volkheimer (1962), quien halló ejemplares de *Climacograptus* sp.

Años más tarde, Blasco y Ramos (1976) señalaron la presencia de *Nemagraptus gracilis yerbensis*, *Corynoides tricornis turnesi*, *Glyptograptus* sp., *Dicellograptus divaricatus* var *salopiensis*, *Protoniscus cuyanensis* y restos de un euriptérico. El conjunto fue atribuido a la Zona de *Nemagraptus gracilis* y permitió asignar una edad caradociana (actuales Pisos Sandbiense y Katiense inferior) a la Formación Yerba Loca.

La graptofauna reconocida en los niveles basales de la unidad posibilitó atribuirles una edad eollanvirniana (Astini, 1988).

Sobre la base de la fauna de graptolites estudiados por Ortega *et al.*, (1991), estos autores determinaron para la unidad una edad que comprende el lapso Llanvirnianio temprano hasta Caradociano tardío (Dariwiliense – Katiense inferior).

Al sur de la zona de estudio aflora la Formación Sierra de la Invernada (Furque, 1983; emend. Furque y Caballé, 1985); representada por una secuencia turbidítica a la que se asocian filones capa y coladas basálticas. En esta unidad se halló una importante fauna graptolítica cuya edad estaría comprendida entre el Llandeiliano tardío y el Caradociano (Furque y Caballé, 1990; Furque *et al.*, 1990), motivo por el cual la Formación Sierra de la Invernada es parcialmente equivalente a la Formación Yerba Loca (Furque *et al.*, 1998).

Formación Gualcamayo (12) Precordillera

Calizas, lutitas negras y areniscas finas

Antecedentes

Furque (1956) denominó Formación Gualcamayo al conjunto de lutitas negras, con abundante contenido de graptolites, e intercalaciones de areniscas finas. Estas rocas afloran en una estrecha faja que se extiende desde el suroeste de Guandacol, al norte, hasta el noroeste del cerro Viejo de Huaco, al sur. Los primeros trabajos sobre la unidad fueron realizados por Harrington y Leanza (1957) y Furque (1958, 1963).

La fauna de graptolites hallada en esta formación fue estudiada por Cuerda y Alfaro (1986), Ortega y

Cuerda (1987), Benedetto *et al.*, (1991) y Ortega *et al.*, (1993), entre otros autores.

Astini (1986), en los afloramientos de la Formación Gualcamayo ubicados al oeste y suroeste de Guandacol, reconoció tres miembros. Con posterioridad este autor (Astini, 1991) realizó un análisis e interpretación paleoambiental de la sucesión dominada por pelitas negras, donde estas rocas, que sobreyacen a las calizas de plataforma de la Formación San Juan, indican un episodio transgresivo, causado en parte por la presencia de un depocentro subsidente ubicado en el norte de la Precordillera (oeste de Guandacol).

Distribución areal

Los afloramientos se extienden en el ámbito precordillerano desde el río Barrancas, al oeste de la localidad de Guandacol, hasta el límite austral de la Hoja. El patrón de afloramiento está representado por tres fajas, una septentrional de rumbo noroeste y otras dos, central y austral, de orientación aproximada norte-sur.

El conjunto de pelitas negras con fauna graptolítica presenta un espesor máximo de 700 m (Harrington y Leanza, 1957; Furque, 1958, 1963).

Astini (1991) señaló espesores reales para la unidad que varían entre 28 m en la quebrada de Los Saltitos y 234 m en la quebrada de Las Plantas. La potencia máxima medida en el cordón de Perico-Potrerrillo es de 70 metros.

Litología

En general, la unidad está compuesta por bancos tabulares y delgados de pelitas negras y mudstones que se intercalan con niveles de areniscas finas.

La Formación Gualcamayo fue dividida por Astini (1986) en tres miembros. El inferior está constituido por ciclos rítmicos de margas y pelitas, el Miembro medio lo integran bancos de arcilitas negras y finalmente el Miembro superior está compuesto por fangolitas laminadas con bloques carbonáticos intercalados en su tramo superior.

Estructura y ambiente de sedimentación

Astini (1994b) analizó la evolución vertical y lateral del paleoambiente de la unidad, sobre la base del estudio de facies sedimentarias. Este autor reconoció e interpretó siete facies agrupadas en tres secuencias de facies.

Facies G1: Mudstones finamente estratificados.

Constituye depósitos hemipelágicos producidos

por decantación en ambientes deficitarios en oxígeno.

Facies G2: Brechas calcáreas. Fue interpretada como un depósito de flujo de detritos cohesivos.

Facies G3: Rudstones y floatstone bioclásticos. Corresponde a calizas bioclásticas resedimentadas con características tanto afines con flujos de gravedad como con depósitos de tormenta.

Facies G4: Turbiditas calcáreas. Estas turbiditas se incluirían dentro de la facies D de Mullins y Cook (1986).

Facies G5: Pelitas negras. Indica un origen depositacional vinculado a procesos de decantación pura, alternantes con otros de tracción suave en un ambiente de condiciones energéticas restringidas.

Facies G6: Paraconglomerados (de bloques). Representan en general depósitos de gravedad producidos por flujos de detritos cohesivos, con alta capacidad y competencia.

Facies G7: Areniscas líticas. Se distinguen capas con un origen turbidítico que desarrollan ciclos de Bouma (1962) incompletos y otras que son producto de flujos turbulentos tractivos con desarrollo de formas de lecho migratorias.

Estas facies se agrupan en tres secuencias

Secuencia A: Representa una secuencia de rampa distal, constituida por 82% de facies G1, 6% de G2, 3% de G3, 2% de G4 y 7% de G5.

Secuencia B: Interpretada como depósitos en una cuenca restringida, conformada por 100% de facies G5.

Secuencia C: Secuencia de pie de escarpas subáreas o base de talud, compuesta por 50% de facies G5, 25% de G6 y 25% de G7.

Relaciones estratigráficas

La unidad sobreyace en concordancia a la Formación San Juan, mediante un pasaje transicional, y está cubierta en discordancia angular por los depósitos carboníferos de la Formación Volcán.

Astini (1991) reconoció, al suroeste de Guandacol, un contacto neto erosivo o una transición alternante de los términos cuspidales de la Formación Gualcamayo con los conglomerados de la Formación Las Vacas. A diferencia, en la sierra de Perico-Potreriillo observó que la unidad está cubierta por brechas calcáreas y calcipelitas de la Formación Las Plantas.

Contenido fosilífero y edad

La Formación Gualcamayo presenta una abundante fauna de graptolites. Entre los primeros

hallazgos fósiles se encuentran *Amplexograptus confertus* var *guandacolensis*, *Trigonograptus ensiformis* y *Didymograptus aff leptograptoides*, que fueron asignados al intervalo Arenigiano superior-Llanvirniano superior (Furque, 1963); este intervalo se corresponde con los actuales Pisos Dapingiense y Darriwiliense inferior).

Benedetto *et al.*, (1991) reconocieron en la unidad una fauna de graptolites integrada por *Zygo-graptus* sp., *Isograptus victoriae* cf *I.v. divergens*, *Paraglossograptus tentaculatus* y *Paraglossograptus tricornis*, que pertenece a la Zona de *Paraglossograptus tentaculatus*. Al suroeste de la localidad de Guandacol, la Formación Gualcamayo posee en su base graptolites del género *Isograptus*, atribuidos al Arenigiano tardío (Ortega y Cuerda, 1987), Pisos Dapingiense y Darriwiliense inferior. En el resto de los sitios, el tramo inicial de la secuencia se ubica en el Llanvirniano temprano (Piso Darriwiliense), debido a la presencia de fauna correspondiente a la Zona de *Paraglossograptus tentaculatus*.

El techo de la unidad fue asignado por Benedetto *et al.*, (1991) al Llandeiliano inferior en el cerro Potrerillos y al Llanvirniano inferior en el SO de Guandacol, ambas edades ubicadas en el Piso Darriwiliense.

Correlaciones

Tanto los nombres formacionales Gualcamayo como Los Azules (Harrington y Leanza, 1957; emend. Cuerda y Furque, 1975) fueron empleados indistintamente en el sector central de la Precordillera, en la provincia de San Juan.

Cuerda y Furque (1975) consideraron a la Formación Los Azules como expresión de las formaciones Gualcamayo, Las Vacas y Las Plantas. Sobre la base de trabajos posteriores de Ortega (1987) y Astini (1991), Astini (1994c) determinó que sólo los tramos inferior y medio de la Formación Los Azules pertenecen a la aloformación Gualcamayo y que en paraconcordancia se apoya la aloformación Las Plantas (Astini 1991, 1993), que incluye el Miembro superior de la mencionada unidad.

La diferencia principal entre las formaciones Gualcamayo y Los Azules es la presencia, hacia la base de la primera, de una sucesión en donde se intercalan bancos de pelitas y calcipelitas negras (Astini, 1994c).

Grupo Trapiche indiferenciado (13) Precordillera

Conglomerados, lutitas, lutitas arcillosas, areniscas, grauvacas, cuarcitas y esquistos

Antecedentes

El Grupo Trapiche fue propuesto por Furque (1963) para reunir un conjunto sedimentario compuesto por conglomerados, areniscas y lutitas integrado, de base a techo, por las formaciones Las Vacas, Las Plantas y Trapiche.

Distribución areal

La secuencia silicoclástica que integra el Grupo aflora en la Precordillera entre Guandacol y Jáchal. En el área de la Hoja constituye fajas discontinuas, debido a que los corrimientos que levantaron la unidad fueron afectados por estructuras transversales que los desconectaron. La faja principal de afloramientos comienza por el norte en el cerro Bola y se extiende hacia el sur por el filo de Piedra Blanca, continuando en la misma dirección por los cerros Letrero, Aguada Negra y Morado. Hacia el naciente existe otra faja compuesta por dos asomos desconectados, el ubicado al norte es atravesado por los ríos Barrancas y de Los Piojos, mientras que el que se halla al sur es atravesado por el río Gualcamayo. La faja occidental es continua, la componen los cerros Negro y Colorado, que limitan por el poniente la Pampa de Panacán.

Litología, espesores y ambiente de sedimentación

Formación Las Vacas (Furque, 1963). Esta unidad está compuesta por conglomerados gruesos con clastos de cuarzo, caliza y lutitas (Figura 5). Estos últimos presentan a veces graptolitos. En los niveles superiores aparecen bloques de calizas de la Forma-

ción San Juan, que pueden llegar a 70 m de largo y 10 a 15 m de espesor (Furque y Cuerda, 1979). La potencia de esta secuencia ha sido estimada por los últimos autores citados en 300 metros.

Formación Las Plantas (Furque, 1963). Aflora en el extremo septentrional de la Precordillera, al sudoeste de Guandacol. Está compuesta por lutitas grises a grises oscuras que pasan a limolitas arcillosas muy fragmentosas. En la base hay niveles de caliza de 50 cm de espesor y concreciones elipsoidales portadoras de trilobites. El espesor estimado es de 300 metros.

Formación Trapiche (Furque, 1963). Es una secuencia de sedimentitas clásticas integrada por lutitas, areniscas, conglomerados, subgrauvacas y cornubianitas (Furque y Cuerda, 1979; Figura 6). Con una potencia máxima de 800 m, se extiende desde el norte de la Precordillera hasta el río Jáchal.

La Formación Trapiche fue atribuida a depósitos de talud profundo por Astini (1994a), por la presencia de turbiditas, megabrechas y debritas.

Relaciones estratigráficas

Las distintas unidades que integran el grupo se relacionan de la siguiente manera. En el caso de la Formación Las Vacas, si bien la relación de base parece concordante con la Formación Gualcamayo, infrayacente, la presencia de clastos de lutitas con fósiles de esta última indica un período de erosión entre ambas unidades. En el techo el pasaje es concordante y transicional a la Formación Las Plantas. Esta última pasa en concordancia a la suprayacente



Figura 5. Detalle de los conglomerados de la Formación Las Vacas aflorantes al sudoeste del cerro Urcuschun.



Figura 6. La Formación Trapiche en la quebrada del río de Los Piojos.

Formación Trapiche, la que está cubierta mediante discordancia angular por rocas del Paleozoico superior de las formaciones Volcán y Panacán.

Contenido fosilífero, edad y correlaciones

Originalmente, el Grupo Trapiche representaba una sucesión continua entre el Llanvirniano superior y el Caradociano, correspondiente a los actuales Pisos Darriwiliense, Sandbiense y Katiense inferior. La Formación Las Vacas fue asignada al lapso Llanvirniano superior-Llandeiliano, Piso Darriwiliense, por la presencia de graptolitos de la Zona de Hustedograptus teretiusculus.

En la Formación Las Plantas los fósiles descritos son los siguientes: Guandacolitus furquei Harrington y Leanza, Porterfieldia jachalensis Harrington y Leanza, Triarthrus sp., Dicranograptus Nicholson Hopkinson, Dicranograptus cf. Tardiusculus Lapworth y Nemagraptus gracilis Hall y por ello fue adjudicada al Caradociano (Pisos Sandbiense y Katiense inferior), al igual que la Formación Trapiche, portadora de restos de Dicellograptus divaricatus var. salopiensis que permitieron fijar la edad en el Caradociano (Furque y Cuerda, 1979).

Actualmente, de acuerdo con Benedetto *et al.*, (1991), abarca el lapso Llandeiliano superior-Cara-

dociano inferior (Pisos Darriwiliense y Sandbiense), presentando además una importante discontinuidad estratigráfica incluida en la Formación Trapiche cuya parte cuspidal fue fechada en el Ashgiliano superior (Piso Hirnantense), dentro de la Zona de Glyptograptus persculptus (Bordonaro, 1999).

Correlaciones

De acuerdo con Sánchez *et al.*, (1988), la sección superior de la Formación Trapiche es parcialmente coetánea con la Formación Don Braulio, aflorante en el flanco oriental de la sierra de Villicun, y de una unidad limo arenosa innominada situada en el cerro El Fuerte, ubicado en la Precordillera Central sanjuanina a unos 16 km al SE de San José de Jáchal.

Formación Paimán (15) Sierras Pampeanas Occidentales

Granodioritas, monzogranitos, tonalitas porfíroides, atravesados por diques pegmatíticos; gabros y dioritas subordinados.

Antecedentes

La denominación Formación Paimán fue propuesta por Turner (1962) para señalar un granito porfídico que constituye el flanco oriental de la sie-

rra de Velazco y gran parte de la sierra de Paimán. El mismo autor, dentro de la Hoja Geológica 15d Famatina (Turner, 1971) hace una detallada descripción de las diferentes litologías que constituyen esta última sierra.

Trabajos petrológicos y geoquímicos, llevados a cabo por Durand *et al.*, (1991), Lorenc y Pérez (1987), Lorenc (1990), Pérez (1991 y 1988), Pérez y Kawashita (1992) y Toselli *et al.*, (1993), cubren aspectos particulares de la geología de la sierra de Paimán. Recientemente, Candiani *et al.*, (2011) mencionan a las rocas de esta unidad como integrantes del Complejo magmático Paimán.

Distribución areal

Las rocas graníticas de esta unidad constituyen la mayor parte de las sierras de Paimán y Los Ramblones ubicadas al este del cordón de Famatina. Estas serranías, de disposición submeridiana, se extienden por aproximadamente 60 km desde el río de Las Campanas, al norte, hasta Nonogasta, al sur.

Dentro del ámbito de la Hoja, los afloramientos de esta formación integran una reducida faja ubicada en el ángulo NE de la misma, que se extiende por 14,5 km en dirección norte sur, con un ancho de poco más de un kilómetro. Estos afloramientos constituyen las estribaciones distales del borde occidental de la sierra de Paimán, limitados por el corrimiento homónimo de vergencia al oeste.

Litología

En la sierra de Paimán afloran predominantemente granodioritas y monzogranitos porfíroides de grano grueso y colores grises a rosados, con porcentajes de fenocristales que oscilan entre 4 y 26%, compuestos por microclino y plagioclasa, de hasta 5 cm de largo por 2 cm de ancho, en una masa constituida esencialmente por cuarzo y biotita, en cristales de hasta 1 centímetro. Las tonalitas, en proporción subordinada, son de grano medio, biotítico-hornblendíferas.

Los fenocristales de plagioclasa se observan en algunos casos homogéneos, y en otros con un núcleo alterado y zonación concéntrica, rodeado de un borde más sódico. El microclino suele presentarse rodeado de un borde de plagioclasa albitica. Son comunes los desarrollos de simplectitas de biotita-cuarzo, muscovita-cuarzo, y cuarzo-plagioclasa (mirmequitas), en los contactos entre granos de microclino y plagioclasa, con engolfamientos hacia el feldespato potásico.

Los diques pegmatíticos se componen de cuarzo, micas, feldespatos y turmalina.

Los gabros componen los núcleos de los plutones en la zona de Campanas (fuera de la Hoja, en dirección norte), rodeados por dioritas, con frecuente epidotización de opacos, como óxidos de Fe y Ti, que gradan hacia afuera a tonalitas, granodioritas y granitos. En el sector de cerro Anguinán (6 km al SSE de Chilecito, fuera del área de la Hoja), son comunes los diques compuestos, formados por aplitas granodioríticas y dioritas cuarcíferas. En el granito, los enclaves ígneos máficos son de morfología variable, con predominio de los de formas redondeadas y alargadas. Los enclaves dobles (aplíticos-granodioríticos) y los que presentan fenocristales, dispersos en el granito como los asociados a las rocas máficas, son frecuentes, lo mismo que la ocurrencia de bordes de enfriamiento.

Amplias fajas de deformación afectan a estos granitoides ordovícicos. En la sierra de Paimán hay fajas miloníticas tanto al este como al oeste de la sierra. Forman parte de la denominada faja TIPA (Tinogasta-Paimán) estudiada por Höckenreiner *et al.*, (2003) que afecta además a los granitoides ordovícicos de las sierras de Velasco y Tinogasta. La faja occidental asociada al corrimiento sierra de Paimán (Candiani *et al.*, 2011) constituye los asomos de la unidad en la presente Hoja, compuestos principalmente por granitoides milonitizados.

En el extremo occidental de la quebrada de Capayán, coincidente con el ángulo NE de la Hoja, se puede observar una faja milonítica de varias decenas de metros de potencia que afecta a los granitos porfíricos de Paimán. López y Toselli (1993) describen microscópicamente a estas rocas como integradas por fenoblastos de cuarzo muy deformados, con sombras de presión y fragmentación en los bordes; también se observa cuarzo sigmoidal, con texturas de tracción y desgarro y típicas bandas de deformación. Los porfiroclastos de plagioclasa se presentan con formas redondeadas y maclas deformadas y flexionadas. Las láminas de muscovita y biotita circundan a los feldespatos y al cuarzo, confiriéndole a la roca típica textura de fluxión.

Estructura y ambiente tectónico de emplazamiento

El emplazamiento del granito se produjo en niveles altos de la corteza, evidenciado por la existencia de texturas granofíricas o subvolcánicas en general, los vestigios de cubierta metamórfica de bajo grado y cornubianitas de andalucita y cordierita.

La proyección de los datos químicos de las rocas de la sierra de Paimán en el diagrama AFM cae en el campo calcoalcalino; asimismo, todos los

integrantes del complejo ígneo muestran caracteres meta a peraluminosos. Diversas evidencias geoquímicas indican que la cristalización fraccionada fue el proceso dominante durante la diferenciación. Los diagramas de interpretación tectónica de Pearce *et al.*, (1984), indican caracteres predominantemente de arco volcánico (VAG).

La foliación milonítica en las dos áreas consideradas tiene rumbo variable de NNO-SSE a NO-SE, con inclinaciones elevadas al NE o SO (70°). Los diversos indicadores señalarían un movimiento de cabalgamiento hacia el NO dominante. Se ha podido comprobar que existe una componente de rumbo, de menor importancia con respecto a la del cabalgamiento.

Interpretación genética de la milonitización

Según Durand y López (1996) la milonitización se habría producido en la zona de transición entre los regímenes elástico-friccional y cuasiplástico, con profundidades del orden de 10 a 15 km, en algunos casos mayores, lo que correspondería a la epizona inferior y la mesozona superior (facies de esquistos verdes).

Debido a la extensión regional de la milonitización, y considerando que en otros sectores de las Sierras Pampeanas se encuentran zonas similares tanto en edad como en comportamiento de indicadores cinemáticos, se interpreta el fenómeno como generado durante fenómenos colisionales relacionados con la Orogenia Chánica (Durand y López, 1996).

La deformación dúctil que se observa en el flanco oriental del Sistema de Famatina es sólo parte de un evento de magnitud regional que afecta, con características similares, a rocas de basamento desde el borde de la Puna y la Cordillera Oriental, pasando por gran parte de Sierras Pampeanas, a lo largo de una faja de 1.200 km de extensión. La deformación sería producto de la colisión entre el cratón gondwánico y un terreno alóctono acrecionado en el borde occidental de la plataforma sudamericana (Durand y López, 1996).

Relaciones estratigráficas

Los reducidos afloramientos de la Formación Paimán en la Hoja están limitados por coberturas cuaternarias. Por ello se mencionarán las relaciones estratigráficas descriptas en otros sectores para esta unidad.

La Formación Paimán está intruida en rocas metamórficas de bajo a muy bajo grado, asignadas a la Formación Negro Peinado. Sobre el granito se

asientan en discordancia sedimentitas continentales del Carbonífero, correspondientes a la Formación Agua Colorada que, al norte de la Hoja, afloran en la zona de cuesta de La Aguadita. También las milonitas se encuentran, por sectores, suprayacidas por las sedimentitas del Carbonífero, las cuales se hayan en todos los casos sin deformar.

En la vertiente occidental del Filo Ramblones (al norte de la Hoja), una falla limita al granito y coloca sobre él a sedimentos terciarios asignados a la Formación El Durazno.

Edad y correlación

Hasta el momento las edades K-Ar obtenidas para los granitoides de la sierra de Paimán han dado valores entre 470 ± 20 Ma y 430 ± 15 Ma (González *et al.*, 1971; 1985b). Perez y Kawashita (1992) obtuvieron una isocrona de referencia de Rb-Sr, de 450 Ma, para el Granito Paimán y para las rocas máficas del extremo norte de la sierra, de 459 ± 29 Ma.

Candiani *et al.*, (2011) destacan que los granitos porfíricos y megaporfíricos de la sierra de Paimán pueden ser correlacionados con los granitoides aflorantes en la sierra de Velazco denominados Complejo Huaco y Complejo Antinaco respectivamente (Aceñolaza *et al.*, 2000; Toselli *et al.*, 2002). Las rocas del Complejo Paimán tienen características geoquímicas similares a las rocas de la sierra de Velazco, por lo cual la datación SHRIMP U-Pb sobre circones de rocas monzograníticas porfiroides ubicadas en el flanco occidental de la sierra de Velazco que han dado edades de 481 ± 3 Ma (Pankhurst *et al.*, 2000), sugieren una edad ordovícica inferior para las rocas graníticas de la sierra de Paimán.

El principal control estratigráfico de la edad de la intrusión está dado por la flora westfaliana (Pensilvánico medio) de los sedimentos que suprayacen en discordancia al granito, y que se habría desarrollado entre los 315 y 296 Ma.

De acuerdo a Höckenreiner *et al.*, (2003) la milonitización ha sido datada en: 402 ± 2 Ma (Sm-Nd en granate); $342 \pm 1,8$ Ma (granodiorita); 328 ± 3 Ma (milonita, U-Pb en apatita), edades consistentes con los granitos carboníferos que intruyen los complejos magmáticos. Una actividad final es documentada por la edad 300 ± 4 Ma (edad Rb-Sr) sobre biotita.

Esta unidad se correlaciona además, con el Granito Copacabana, en base a lo expuesto en la descripción de dicha unidad a su vez, Turner (1971) agrupa dentro de la unidad Formación Paimán tanto a las rocas graníticas que afloran en la sierra de Paimán como a las que afloran en la sierra de Velasco.

2.3.3 ORDOVÍCICO - DEVÓNICO

Formación Ñuñorco (14) Sistema del Famatina

Granitos, granodioritas, aplitas, lamprófiro y pórfiros graníticos

La Formación Ñuñorco la integran dos subunidades compuestas por granitoides y rocas hipabisales, que serán descritas a continuación y que no fueron diferenciadas en el relevamiento cartográfico de la Hoja.

a. Granitoides

Granitos, granodioritas

Antecedentes

Stelzner (1885) fue uno de los primeros investigadores que realizó observaciones en las rocas graníticas del Sistema del Famatina, a las que asignó una edad post silúrica. Luego Bodenbender (1922a y b) describió las características litológicas de la unidad y la denominó Rocas Eruptivas, atribuyéndole una edad post ordovícica. La denominación formal de estas rocas fue propuesta por Turner (1962) quien definió una serie de rocas plutónicas aflorantes en el Sistema de Famatina, que corresponden a las Rocas Eruptivas, a la Formación Guacachico y a parte de la Formación Narvéez, nominaciones utilizadas por el mismo autor, como así también la Formación Sañogasta (Fidalgo, 1968).

En la obra Geología del Sistema de Famatina (Aceñolaza *et al.*, 1996) Toselli *et al.*, (1996a) y Loske y Miller (1996), entre otros, estudiaron la mineralogía, petrografía y quimismo del Granito Ñuñorco- Sañogasta.

Con el fin de establecer la edad de los granitos, fueron realizados estudios radimétricos por McBride (1972), Villar Fabre *et al.*, (1973), Toselli (1978) y González *et al.*, (1985a).

Distribución areal

La unidad posee una amplia distribución areal en el ámbito de la Hoja. Dispuesta con rumbo norte-sur a NNO-SSE, constituye el núcleo central y el sector más elevado del Sistema del Famatina, abarcando, de norte a sur, las sierras de Famatina, Sañogasta y Vilgo.

Litología

La unidad está representada por granitoides que varían su composición entre granodioritas y monzogranitos biotíticos, de grano medio a grueso, con extremos tonalíticos.

Dentro de las especies petrográficas dominantes, Toselli *et al.*, (1996a) distinguieron tres grupos sobre la base de sus características texturales. Uno de ellos tiene texturas poiquilíticas, donde el desarrollo del cuarzo engloba cristales de plagioclasa y biotita y presenta además feldespatos potásico, anfíbol, epidotos y opacos. En pasaje transicional, un segundo grupo es granular, de granulometría media a gruesa. Por último, un tercer grupo, que afecta indistintamente a los anteriores, posee caracteres cataclásticos, evidenciados en texturas mortero del cuarzo, con fuerte flujo plástico, rotación de feldespatos y biotitas fusiformes.

La deformación cataclástica se presenta en la mayoría de los afloramientos, como en la Cuesta de Miranda, en el Filo de Aicuña y en la quebrada de Santa Florentina, entre otros, con texturas y recristalización de orientación general nornoroeste (Toselli *et al.*, 1996a).

Geoquímica, génesis y ambiente de emplazamiento tectónico

Los granitoides, de características epizonales, presentan una fase de deformación tectónica que imprime al intrusivo un carácter cataclástico y posibilita la posterior intrusión de diques (Toselli *et al.*, 1996a).

Resultados de análisis químicos de muestras de granitoides realizados por Toselli *et al.*, (1996a), fueron proyectados en el diagrama AFM en el campo calcoalcalino. En cuanto al índice de Peacock (1931), los valores corresponden al límite calcoalcalino-cálcico y según el diagrama de Shand (1927) abarcan los campos meta a peraluminosos. Finalmente, los diagramas de Harker indicaron variaciones en el contenido de SiO₂ entre 62 y 77%, con correlaciones negativas para FeO, MgO, CaO, TiO₂ y Sr, y positivas en K₂O y Rb. El contenido total de álcalis Na O₂ y Ba se muestra errático.

Toselli *et al.*, (1996a), a partir de diagramas de discriminación tectónica y sobre la base de elementos traza LIL y HFS, establecieron que la mayoría de las rocas graníticas del Sistema del Famatina se ubican en el campo de los granitos de arco volcánico, con transición a granitos de intraplaca.

Relaciones estratigráficas

La unidad es intrusiva en las pizarras y filitas de la Formación Negro Peinado, presentando hacia sus márgenes metamorfismo de contacto con desarrollo de cornubianitas cordieríticas y esporádicamente granatíferas. Otro ejemplo, pero de menor extensión, se observó en los sedimentos levemente metamorfi-

zados de la Formación Volcancitos, aflorante al norte en la Hoja Tinogasta.

Los afloramientos de las formaciones Portezuelo de las Minutas y Suri, en general, están en contacto tectónico con los granitos del Cerro Toro y Ñuñorco, ubicados inmediatamente al norte del límite de la Hoja. Sin embargo, Lavandaio (1973) describió interdigitaciones del Granito Ñuñorco con las formaciones mencionadas.

La unidad está cubierta por las sedimentitas de las formaciones Agua Colorada y Patquía, de edades carbonífero-pérmicas.

Edad y correlación

A partir de las relaciones estratigráficas de los granitoides, en contacto intrusivo con la Formación Suri y cubiertos en discordancia por sedimentitas carbonífero – pérmicas de los antiguos "estratos de Paganzo", se desprende una edad mínima Ilanviriana (ordovícica media) y máxima pre-carbonífera para estas rocas.

Mc Bride (1972) realizó una datación K-Ar del granito, que arrojó una edad de 449 Ma; Toselli (1978) obtuvo para el metamorfismo de contacto representado por las filitas de la Formación Negro Peinado una edad de 425 ± 15 Ma. Nuevas edades K-Ar, entre 449 y 398 Ma, Ordovícico superior a Devónico inferior, fueron brindadas por González *et al.*, (1985a). Por su parte, Rapela *et al.*, (1992) indicaron edades entre 460 y 410 Ma, Ordovícico medio a Devónico inferior, para los granitoides predominantes en el Sistema del Famatina. En conclusión este magmatismo abarcaría el lapso Ordovícico medio a Devónico inferior.

b. Rocas hipabisales

Aplitas, lamprófiro y pórfiros graníticos

Antecedentes

Bodenbender (1916) fue el primero en citar diques de lamprófiro en distintas localidades del Sistema del Famatina, teniendo en cuenta aspectos petrológicos, mineralógicos y texturales. Posteriormente, De Alba (1954) trató estas rocas junto a otras de características filonianas que atraviesan el granito y las describió como espesartitas. Filardo (1958) y Miranda (1958), en sus respectivos trabajos de tesis doctorales, hicieron mención de las rocas lampróficas resaltando características estructurales, en especial la forma de intrusión.

Turner (1960, 1964, 1971) denominó a los granitoides como Formación Guacachico cortados

por diques de lamprófiro bajo el nombre de "roca de dique".

Trabajos de detalle sobre los diques fueron realizados por Villar Fabre *et al.*, (1973), en los que detallaron la petrografía y su posición, así como brindaron una datación K-Ar de 395 ± 20 Ma. Mannheim (1988, 1993) reunió estas rocas dentro del grupo que definió como apinitas y citó diques de lamprófiro de tipo espesartita, sobre los que realizó estudios petrográficos y geoquímicos.

Toselli *et al.*, (1996b) en su trabajo "Lamprófiro del Sistema de Famatina" analizaron la petrología, geoquímica, tectónica y petrogénesis de estas rocas.

Distribución areal

Las rocas hipabisales están ampliamente distribuidas en el ambiente de granitoides del Sistema del Famatina. La presencia de pórfiros graníticos y espesos enjambres de diques de lamprófiro (espesartitas y quersantitas), junto a la ausencia de pegmatitas, son rasgos sobresalientes de los granitoides (Villar Fabre *et al.*, 1973).

En la Cuesta de Miranda es notable la presencia de diques de lamprófiro que atraviesan los granitoides de la Formación Ñuñorco. Son de tonos oscuros y se orientan con rumbo preferencial NO y NE, con un espesor variable entre 0,25 m y 20 metros. Algunos milonitizados llegan a desarrollar filonitas con dirección N60° y N325°-335°, estos últimos equivalentes a la disposición regional de la deformación del granito y de la orientación de los diques aplíticos (Toselli *et al.*, 1996b).

Litología

Mannheim (1993) describió a estas rocas con características bimodales ácido-básico, pero con un neto predominio de las felsíticas. Esta asociación de magmas básicos y graníticos con contactos transicionales sugiere una intrusión simultánea de dos tipos de magma de diferente viscosidad.

Toselli *et al.*, (1996b), desde el punto de vista petrográfico, distinguieron dos grupos, A y B, que se describen a continuación.

Grupo A

Corresponde a diques equigranulares a porfíricos compuestos por anfíbol y plagioclasa, con poco cuarzo y biotita. Los diques están constituidos principalmente por espesartitas, donde la hornblenda se presenta tanto en fenocristales como en la pasta, representando entre 41 y 68% en volumen. Algunos ejemplares contienen doble generación de anfíboles.

La plagioclasa, de hábito subhedral a anhedral, presenta zonación y alteración variable más intensa hacia el núcleo, y fresca y más ácida en la periferia. Constituye entre 35 y 44%, con valores en composición que varían entre An53 a An56. Otros minerales presentes son biotita, clorita, epidoto, titanita, opacos y carbonatos.

La participación de una fase fluida en la intrusión reemplaza la mineralogía primaria de los lamprófiro, dando lugar a la generación de tremolita-actinolita, clorita y epidoto.

Grupo B

Está integrado por diques equigranulares de grano grueso a porfíricos, constituidos por anfíbol, biotita, plagioclasa y cuarzo. Las rocas características de este grupo son las quersantitas, donde los minerales de plagioclasa representan entre un 40 y 45% y cuya composición varía entre An30 a An35, además de presentar una débil zonación y alteración caolínico-sericítica. Otros minerales característicos son el cuarzo intersticial, entre un 5 y 10%, anfíbol y biotita, esta última parcialmente transformada a clorita y opacos.

Análisis geoquímicos realizados por Toselli *et al.*, (1996b) en muestras procedentes de la Cuesta de Miranda, al ser volcados en diagramas TAS (total de álcalis vs. SiO₂), se ubican en los campos correspondientes a basaltos, andesitas basálticas y andesitas.

Génesis y ambiente de emplazamiento

Según Mannheim (1993) del punto de vista petrogenético los contenidos promedio de 70 ppm de tierras raras (total) de los basaltos hornbléndicos y hornblendo-biotíticos (descritos como lamprófiro calcoalcalinos) contradicen la hipótesis de un magma lamprofírico primario (como son las kimberlitas), que tienen valores entre 250 a 1000 ppm de tierras raras totales. Estos equivalentes hidratados cogenéticos de rocas básicas anhidras se conocen con la denominación de apinitas e involucran a las espesartitas y a las quersantitas. Sin embargo, a partir de que Rock (1991) dedujo que el origen primario se infiere de los altos contenidos de Mg (Mg/Mg+Fe₂) y (Sc, Cr, Co y Ni), Toselli *et al.*, (1996b) sugiere que los valores de Mg entre 0,24 y 0,43 de los lamprófiro de la Cuesta de Miranda, y entre 0,34 y 0,58 los de la quebrada de Chuschín, no se contradicen con los contenidos de magmas lamprofíricos primarios.

Estas rocas presentan características geoquímicas que permitieron a Mannheim (1993) clasificarlas

como producto de magmas calcoalcalinos representados por las volcanitas de edad ordovícica, mientras que algunos diques básicos se caracterizan por una afinidad de intraplaca.

Todos los basaltos de edad ordovícica del Famatina tienen enriquecimiento en LILE (large ion lithophile elements), y tierras raras livianas respecto al MORB, que evidencia la presencia de fluidos hidratados por fusión parcial de la placa subductada hacia la cuña astenosférica. Asimismo, los basaltos más jóvenes presentan características semejantes, con la salvedad de que el enriquecimiento en tierras raras livianas es aún mayor, lo que indicaría caracteres de subducción e intraplaca sobrepuestos. Este conjunto de características señalan la generación de basaltos en un margen continental activo, con corteza más engrosada para aquellos de edad devónica (Mannheim, 1993).

Relaciones de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr elevadas, entre 0,707 y 0,7095 respecto al MORB de los basaltos ordovícicos, posiblemente se deba a la presencia de sedimentos subductados (Mannheim, 1993).

Relaciones estratigráficas

Los diques intruyen a las formaciones Negro Peinado y Ñuñorco (granitoides); sin embargo los diques basálticos atraviesan los plutones mediante contactos de tipo neto o transicional, lo cual indica que la intrusión se efectuó cuando el granito no se encontraba completamente consolidado.

Algunos diques se disponen en los bordes de las masas granitoides, rellenando fracturas marginales y otros cortan los sectores internos, como así también las rocas metamórficas encajantes.

Edad y correlación

Edades radimétricas en dos diques de lamprófiro, uno intrusivo en la Formación Negro Peinado (414 ±15 Ma) y otro en el Granito Ñuñorco (395 Ma) fueron obtenidas por Toselli (1978) y Villar Fabre *et al.*, (1973), respectivamente. Estos valores señalan dos épocas intrusivas, también puestas de manifiesto por Mannheim (1993) quien destaca un volcanismo sinsedimentario concordante del Ordovícico y otro discordante sin a post-plutónico más joven.

Mannheim (1993) propuso que el grupo de basaltos más jóvenes, de probable edad devónica, son correlacionables con el leucogranito de las Trancas, aflorante en la vertiente oriental de los Nevados del Famatina al este del cerro Ñuñorco, sobre la base de características geoquímicas.

2.3.4. DEVÓNICO MEDIO - CARBONÍFERO INFERIOR

Formación Punilla (16) Precordillera

Areniscas, pelitas, conglomerados y diamictitas

Antecedentes

Furque (1956, 1963, 1972) describió y definió como Formación Punilla a los afloramientos de rocas sedimentarias que componen casi la totalidad de sierra de La Punilla. Este autor atribuyó una edad devónica a la unidad, sobre la base de restos vegetales estudiados por Frenguelli (1954). Años más tarde, Cingolani *et al.*, (1990) al estudiar el sector septentrional de la sierra de La Punilla, describieron dos secuencias sedimentarias diferenciables bioestratigráficamente y las atribuyeron una al Devónico superior – Carbonífero inferior y otra al Carbonífero inferior.

Caminos *et al.*, (1993) asignaron la Formación Punilla al Devónico- Carbonífero Inferior, de acuerdo con los hallazgos paleontológicos y observaciones de campo.

Distribución areal y espesores

Los afloramientos de la unidad se distribuyen a lo largo de una faja de dirección aproximada norte-sur, en el sector oriental de la Precordillera riojana.

Dentro del ámbito de la Hoja, la Formación Punilla se localiza en el sector septentrional de la sierra homónima, al oeste de la cuenca del río de la Troya (Figura 7).

Caminos *et al.*, 1993 reconocieron dos miembros en la unidad. Las rocas del Miembro inferior afloran principalmente en la ladera oriental de la sierra, en el flanco este del cerro Tambillos. Otros afloramientos menores aparecen en la ladera occidental de la sierra, frente a los Llanos de Chaparro, en el núcleo del anticlinal del cerro Cebada y en los terrenos cortados por el tramo inferior de las quebradas de la Cebada y las Pirquitas. Las sedimentitas del Miembro superior componen el núcleo del sinclinal del cerro Tambillos, los flancos del cerro Cebada, afloran en la Ciénaga Alta y en el faldeo occidental de la sierra de La Punilla. Estos autores determinaron un espesor aproximado de 3500 m para el Miembro inferior, en la quebrada de la Jarrilla, fuera de la Hoja pero

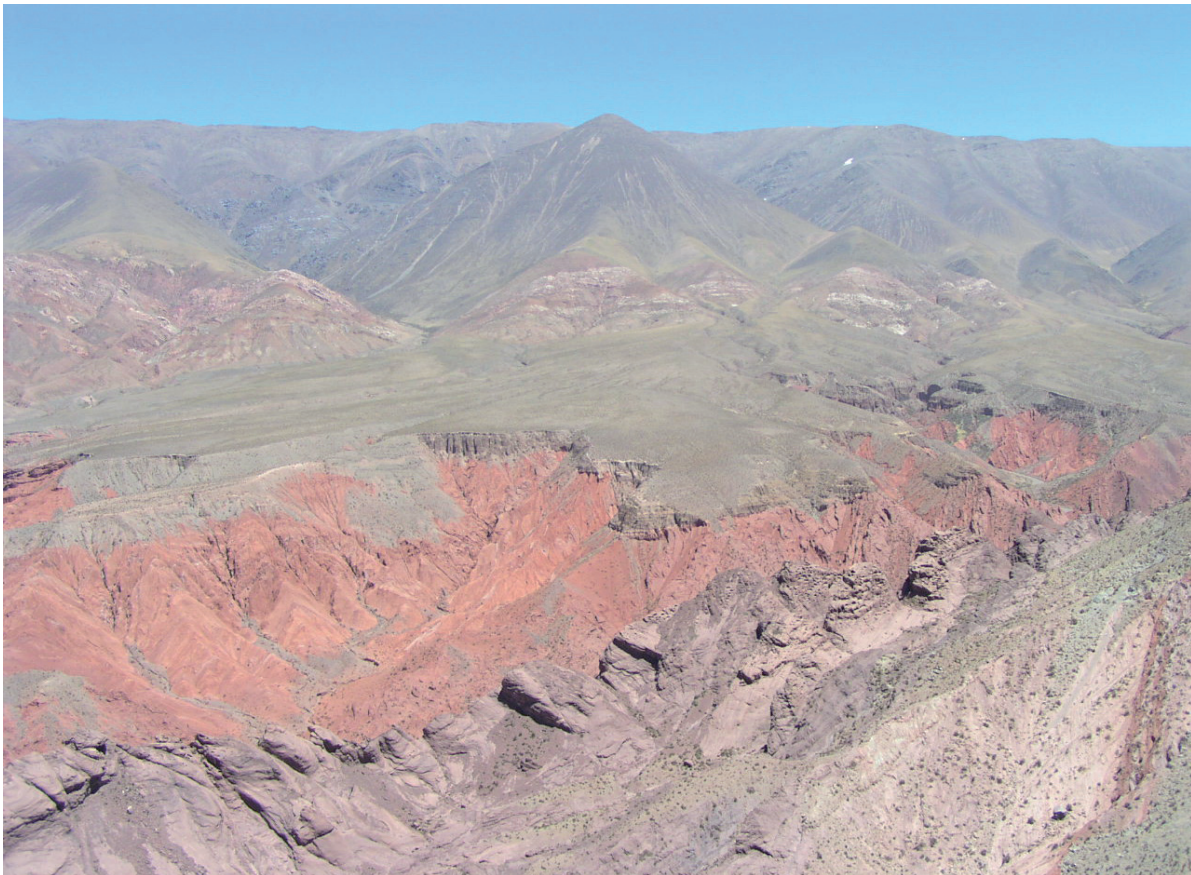


Figura 7. Vista hacia el oeste de la sierra de la Punilla (Formación Punilla) en las nacientes del río Guandacol. Obsérvese cómo la falla inversa que levanta la sierra ha posibilitado el cabalgamiento de la secuencia devónica sobre los bancos rojos pertenecientes a sucesiones mesozoicas.

inmediatamente adyacente a su límite norte. Si bien los bancos de la unidad presentan fracturas subparalelas a su rumbo, no se comprobó que produjeran aumentos aparentes en el espesor por repetición tectónica. Asimismo, la potencia establecida para el Miembro superior es de 4000 m en el área de Las Peladas, en el sector norte de la sierra de la Punilla (Hoja Tinogasta). Los espesores, de ambos miembros fueron apreciados sobre sectores del flanco este del sinclinal del cerro Tambillos.

Litología

Caminos *et al.*, (1993) distinguieron en la Formación Punilla dos miembros:

Miembro inferior

Predominan las sedimentitas de granulometría psamítica, con escasa participación de material fino, que probablemente no supere el 20% de la unidad. La secuencia, composicionalmente monótona, está conformada por bancos de grauvacas entre los que se intercalan orto y paraconglomerados. La coloración dominante es gris verdosa, en general con tonalidades oscuras. No obstante, se presentan bancos aislados de areniscas cuarzosas de colores claros.

Las grauvacas están dispuestas en bancos de 5 a 10 m de espesor; por lo general son rocas macizas y carecen de estructuras sedimentarias, salvo escasas ondulitas y turboglifos. La estratificación es de tipo plano paralela, aunque poco evidente debido a la escasa intercalación de material fino. Estas sedimentitas varían su composición entre cuarzosa y cuarzo feldespática. Las areniscas grauváquicas varían a areniscas guijarrosas y estas a orto y paraconglomerados. Los ortoconglomerados contienen clastos bien redondeados, entre los que se reconocieron rodados de cuarzo, gneises, milonitas, esquistos, filitas, mármoles, pegmatitas y granitoides. A diferencia de los paraconglomerados, que tienen, en su mayoría, rodados de cuarzo.

En el flanco oriental de la sierra de la Punilla, Cingolani *et al.*, (1990) describieron una secuencia de areniscas finas verdosas intercaladas con limolitas oscuras de unos 300 m de espesor. Hacia la parte superior continúan limolitas y arcilitas calcáreas oscuras.

Miembro superior

La secuencia está compuesta por conglomerados, areniscas, limolitas y pelitas, con buena estratificación, en donde se alternan depósitos de origen

marino, mayormente litorales, con otros continentales de sedimentación fluvial.

El color predominante de la unidad es gris verdoso, con tonos oscuros. Hacia los niveles superiores se observan bancos de areniscas cuarzosas de colores claros alternantes con areniscas finas a limolitas oscuras.

Se reconocieron tres megaciclos de sedimentación regresivos y transgresivos. La sucesión comienza con facies de psamitas finas de coloración verdosa y pelitas correspondientes a ambientes de offshore. Luego se pasa a facies de areniscas que representarían playas y barras arenosas, continuando con facies de limolitas y pelitas verdes con restos vegetales que indicarían una sedimentación en ambiente de albufera. El tercer megaciclo está compuesto por areniscas y conglomerados con matriz arenosa, que sugieren el comienzo de la progradación costera. Hacia el tope se reconocen depósitos macizos y pobremente seleccionados, que podrían interpretarse como diamictitas glacimarinadas resedimentadas. Los tres megaciclos terminan con alternancia de areniscas con laminación paralela y entrecruzada y pelitas con laminación paralela y ondúlita que podrían interpretarse como depósitos fluviales.

Estructura y ambiente de sedimentación

La Formación Punilla está afectada por estructuras gondwánicas, que principalmente consisten en grandes pliegues con sus ejes orientados norte-sur a noroeste. Esta variación en la actitud axial hace que las fallas ándicas se dispongan paralelas o bien trunquen al plegamiento. Entre los pliegues de primer orden se halla el sinclinal del cerro Tambillos y el anticlinal del cerro Cebada.

Caminos *et al.*, (1993) interpretaron para el Miembro inferior un ambiente de sedimentación marino próximo a la línea de costa, en donde los depósitos psamíticos y psefíticos habrían sido transportados por corrientes de turbidez. En algunos niveles de la secuencia reconocieron diamictitas lenticulares, consideradas como depósitos de canales submarinos, en tanto que las areniscas asociadas representarían los albardones de los mencionados canales. El material clástico indicaría un área de proveniencia correspondiente a un ambiente de rocas graníticas y metamórficas, semejante al de la sierra de Umango. En cambio, el Miembro superior lo atribuyeron a depósitos marinos litorales alternantes con otros continentales de sedimentación fluvial. Hacia la parte superior se reconoció la presencia de un conglomerado matriz-sostén con bloques que

alcanzan 40 cm de diámetro y olistolitos de hasta 80 centímetros. Estos depósitos, pobremente seleccionados, podrían interpretarse como diamictitas glaciáricas resedimentadas.

Relaciones estratigráficas

En el corte realizado por Caminos *et al.*, (1993) en la quebrada de la Jarilla la base de la secuencia no está expuesta. En la Hoja, todos los contactos de la unidad son tectónicos.

Contenido fosilífero y edad

Según el contenido de la flora, se atribuyó una edad devónica media a superior, a carbonífera inferior en los términos más altos para el Miembro inferior (Caminos *et al.*, 1993).

Este Miembro es portador de restos de las siguientes plantas fósiles (Morel *et al.*, 1993):

- Malanzania antigua Archangelsky, 1983
- Hyenia sp. Morel *et al.*, 1993.

El Miembro superior de la unidad contiene restos fósiles característicos de la Biozona Archeosigillaria-Lepidodendropsis, cuya edad es atribuible al Carbonífero inferior, Viseano (Sessarego y Césari, 1989).

Los ejemplares determinados son:

- Frenguella eximia (Frenguelli) Arrondo *et al.*, 1991
- Lepidodendropsis hirmeri Lutz, 1933
- Diplothmema bodenbenderi (Kurtz) Césari, 1987
- Eusphenopteris devonica (Frenguelli) Sessarego y Césari, 1989
- "Rhodea" Morel *et al.*, (1993)

Correlaciones

Los niveles más antiguos de la Formación Punilla, de edad devónica superior, tendrían correlación con los miembros Chavela y Ramadita de la Formación Chigua (Baldis *et al.*, 1982), que afloran en el suroeste de la sierra de La Punilla (Caminos *et al.*, 1993). Estos autores correlacionaron la secuencia eocarbonífera compuesta por el miembro superior de la unidad y el tramo cuspidal del miembro inferior, con la Formación Malimán (Scalabrini Ortiz, 1973) que aflora en el flanco occidental de la sierra de La Punilla. La equivalencia se realizó sobre la base del contenido fosilífero de las unidades. Las diamictitas localizadas en la parte superior del tercer megaciclo del miembro superior podrían constituir un nivel de correlación, con las reconocidas en el miembro

superior de la Formación Cortaderas (Limarino y Page, 1988) y con las de la Formación Jagüel que aflora al norte de la Hoja, en la región de Agua de Carlos (Fauqué y Limarino, 1991).

2.3.5. CARBONÍFERO

Formación Aguas Blancitas (17) Sierras Pampeanas Occidentales

Areniscas, pelitas y conglomerados

Antecedentes

Las primeras menciones de las rocas que integran la Formación Aguas Blancitas se deben a Bodenbender (1896), quien al referirse específicamente a la secuencia paleozoica aflorante en el cerro Negro (= cerro Guandacol) describió una secuencia basal integrada por grauvacas y conglomerados brechosos. Al considerar la edad de estas rocas, Bodenbender (1896) las asignó, con reservas, al Paleozoico inferior y sugirió la posibilidad de que fueran de edad devónica sobre la base de correlaciones regionales.

Este mismo intervalo estratigráfico fue años más tarde analizado por Bodenbender (1911) y Keidel (1922), este último autor asignó estas rocas a los Estratos de Paganzo de Bodenbender (1911). Este mismo criterio fue años más tarde seguido por Frenguelli (1944), de Alba (1954), Cuerda (1967), Teruggi *et al.*, (1969) y Andreis *et al.*, (1975), aunque es importante destacar que estos trabajos fueron de índole regional y no examinaron específicamente el área próxima a la quebrada de Aguas Blancitas.

Las exposiciones correspondientes a las rocas que integran actualmente la Formación Aguas Blancitas fueron originalmente incluidas en la Formación Guandacol por de Alba (1954). El nombre de Formación Aguas Blancitas se debe a Pazos (1993), quien elaboró un cuidadoso mapa geológico del área y agrupó bajo esa denominación un reducido grupo de diamictitas, conglomerados, areniscas y pelitas aforantes en el extremo sudoccidental de la sierra de Maz. Desde entonces, la distribución regional de la unidad ha quedado circunscripta a esta área, aunque algunas menciones de rocas equivalentes aparecen en el vecino cerro Bola (Césari y Limarino, 2002).

Recientemente, Valdez *et al.*, (2012) consideraron a la Formación Aguas Blancitas como formada por flujos de detritos masivos y propusieron su reincorporación en la parte basal de la Formación Guandacol.

Distribución areal

Como se ha dicho, la Formación Aguas Blancas presenta una distribución areal muy reducida y limitada al extremo sur del cerro Guandacol. Allí, remontando la quebrada de Los Blancos es posible observar un perfil continuo de la unidad hasta su contacto con las rocas del basamento. Es importante advertir que hacia el noreste la Formación Aguas Blancas disminuye considerablemente su espesor, hasta desaparecer en la vecina quebrada del Taco, en la vertiente sudoriental del cerro Guandacol (Pazos, 1993).

Litología

Pazos (1993) describió dos asociaciones lito-faciales dentro de la unidad, una correspondiente a brechas y conglomerados y otra a wackes y wackes guijarrosas.

La asociación de brechas y conglomerados corresponde principalmente a parabrechas, ortoconglomerados y una ortobrecha basal (Pazos, 1993). Es importante destacar que muchas de estas rocas, debido a su mala selección y diámetro máximo de clastos, pueden ser genéricamente consideradas diamictitas. El máximo espesor observado para este conjunto es de unos 35 m y forma principalmente la parte basal de la Formación Aguas Blancas. La composición de los clastos mayores incluye principalmente rocas del basamento local correspondientes a gneises, mármoles, esquistos micáceos, anfíbolitas, cuarzo y algunas filitas.

La asociación de wackes y wackes guijarrosas aparece intensamente deformada, ya sea formando plegamientos de distintos órdenes (desde métricos a centimétricos), fallas e incluso intenso diaclasamiento (Pazos, 1993). Corresponde a areniscas mayormente de grano fino hasta mediano y color gris verdoso intenso, que en muchos casos exhiben clastos aislados de hasta 50 cm de diámetro máximo. Las pelitas son muy escasas, de color gris verdoso y por lo general están laminadas; al igual que en las areniscas suelen incluir clastos aislados. En ocasiones estos últimos deforman la laminación, indicando claramente que corresponden a clastos caídos (dropstones) y por lo tanto transportados por balsaje.

Estructura y ambiente de sedimentación

La estructura de la Formación Aguas Blancas es compleja, pues tiene intensa deformación mayormente en forma de plegamientos disarmónicos. Hasta el presente no ha sido estudiado el origen de

este plegamiento, el que si bien en gran medida es de origen sedimentario, podría también tener sobrepuesto un evento de deformación tectónica. En este sentido, es importante destacar la presencia de intenso diaclasamiento en algunos niveles cuyos planos atraviesan en muchos casos los clastos de mayor tamaño.

En lo que corresponde al ambiente de sedimentación, la asociación de brechas y conglomerados, que conforma la parte inferior de la secuencia, parece haberse formado por el apilamiento de flujos de gravedad, muy probablemente ligados a la resedimentación de diamictitas glaciares. El tramo superior, correspondiente a la asociación de wackes y wackes guijarrosas, se sedimentó bajo condiciones subácueas e incluye desde facies de areniscas con estratificación hummocky, evidenciando muy probable acción de tormentas, hasta sedimentos de grano fino de decantación. Es importante destacar en este intervalo la presencia de dropstones que indican no sólo la influencia de procesos glaciares, sino también que las masas de hielo se encontraban en contacto con el cuerpo de agua.

Relaciones estratigráficas

Las sedimentitas de la Formación Aguas Blancas cubren en relación de no concordancia las rocas del basamento cristalino de la sierra de Maz. El contacto de techo es más complejo, ya que mientras Pazos (1993) consideró una discordancia angular con la suprayacente Formación Guandacol, Valdez *et al.*, (2012) estimaron que el pasaje es concordante y de hecho incluyeron a Aguas Blancas dentro de la Formación Guandacol.

La cartografía de la unidad y en particular su brusco acuñaamiento hacia el este, parecen sugerir la presencia de una importante superficie erosiva entre las formaciones Aguas Blancas y Guandacol.

Edad y correlaciones

La Formación Aguas Blancas es estéril y su edad puede ser establecida en función de sus relaciones estratigráficas y correlación regional. En este sentido, la unidad no puede ser más moderna que la Formación Guandacol, la que de acuerdo a dataciones radimétricas (Gulbranson *et al.*, 2010) y estudios palinológicos (Césari y Vázquez Nístico, 1988; Césari y Gutiérrez, 2001 y Pérez Loinaze *et al.*, 2010) fue sedimentada durante el Pensylvaniano temprano. De acuerdo a lo expuesto, la Formación Aguas Blancas habría sido depositada en el Missisipiano tardío o Pensylvaniano temprano.

Por sus características litológicas, y tal como lo señalara Pazos (1993), esta formación podría correlacionarse con el Miembro Superior de la Formación Cortaderas (Scalabrini Ortiz, 1973), que presenta depósitos diamictíticos similares a los aquí descritos.

2.3.6. CARBONÍFERO SUPERIOR

Las unidades del Carbonífero superior han recibido diferentes nombres dentro del ámbito de esta Hoja, que incluyen las formaciones Guandacol, Tupe, Panacán, Volcán, Quebrada Larga y Agua Colorada. Esta profusa nomenclatura no sólo resulta de diferentes criterios litoestratigráficos, sino también de los entornos geográficos donde han sido estudiadas y principalmente de las importantes diferencias faciales que las unidades carboníferas exhiben.

En esta Hoja se ha preferido mantener los nombres propuestos por autores anteriores, cuando las diferencias faciales así lo justifican.

Formación Quebrada Larga (18) Precordillera

Areniscas, diamictitas, conglomerados, fangolitas, lutitas

Antecedentes

Scalabrini Ortiz (1973) denominó Formación Quebrada Larga a la faja de sedimentitas neocarbo-níferas que afloran en el faldeo occidental de la sierra de La Punilla, en el área de Carrizalito. Estas rocas habían sido mapeadas con anterioridad por Furque (1956, 1972) como formaciones Volcán y Panacán.

Caminos *et al.*, (1993) describieron depósitos de litología comparable en la parte alta de la sierra de La Punilla, que fueron mapeados inicialmente por Furque (1963) como devónicos e incluidos en la Formación Punilla.

Recientemente, Limarino *et al.*, (2014) describieron en la zona del cerro Veladero, ubicado en el sector noroccidental de la Hoja (norte de la Precordillera) afloramientos de la Formación Quebrada Larga, que caracterizaron como diamictitas glaciares carboníferas confinadas en paleovalles.

Distribución areal y espesores

En la localidad tipo, Quebrada Larga, la unidad alcanza un espesor de 1270 m y suprayace en discordancia angular a las sedimentitas devónicas de la Formación Chigua, mientras que su parte superior fue eliminada por erosión (Scalabrini Ortiz, 1972).

Los depósitos descritos por Caminos *et al.*, (1993) en lo alto de la sierra de La Punilla se ubican

al oeste del cerro Cebada, cortados por el curso superior de la quebrada de Pirquitas. Es una secuencia de unos 1000 metros de espesor mínimo, sin base visible, de rumbo norte sur e inclinación al oeste, cuyos afloramientos están limitados por fallas inversas. En el mismo trabajo se citan afloramientos de esta unidad en el sector noroeste de la misma sierra y en una faja delgada que se extiende con rumbo N-S desde la pampa del Conejo hasta más al sur de la laguna del Cuerno en lo alto de La Punilla.

Los afloramientos descritos por Limarino *et al.*, (2014) en el área del cerro Veladero, se ubican entre la sierra de La Punilla y la sierra de Umango. Apoyados discordantemente sobre el basamento de esta última y sobre los granitos del cerro Veladero, forman una faja de más de 10 km con un ancho variable de aproximadamente 3 kilómetros. La secuencia plegada y fallada tiene, según los autores, un espesor de más de 250 metros.

Litología

En su localidad tipo la unidad se inicia con areniscas blanquecinas y gris verdosas con escasos niveles de conglomerados finos y lutitas carbonosas con flora de la fitozona de NBG (Arrondo, en Scalabrini Ortiz, 1972). La secuencia continúa con una litología similar, aunque con predominio de las areniscas verdes, cuyos niveles son portadores de fauna marina. Se intercalan en este paquete sedimentario delgados bancos de calizas macizas grises. La parte superior de la secuencia termina con areniscas grises y limolitas oscuras con alternancia de psamitas más gruesas y de colores claros.

En los afloramientos de la sierra de La Punilla, Caminos *et al.*, (1993) describieron la Formación Quebrada Larga como compuesta por areniscas de grano mediano a grueso, cuarzosas o cuarzo feldespáticas, a menudo micáceas, de colores claros, blanquecinos, que alternan con areniscas gris verdosas de grano fino, lutitas de color gris oscuro y escasos conglomerados finos.

Los depósitos glaciares carboníferos descritos recientemente en el área de Veladero (Limarino *et al.*, 2014) muestran una distribución irregular fuertemente controlada por la paleotopografía labrada en el basamento y en las rocas graníticas. El relleno del paleovalle ha sido dividido en tres intervalos estratigráficos:

La sección inferior (Figura 8) está compuesta por diferentes tipos de diamictitas macizas y estratificadas y menores proporciones de areniscas de grano grueso y guijas y escasas fangolitas y lutitas.



Figura 8. Vista del granito Cerro Veladero y de la Formación Quebrada Larga que lo sobreyace discordantemente, en el cerro Veladero.

De acuerdo con la posición paleogeográfica dentro del paleovalle, la sección varía de 80 a 2 metros.

La sección media descansa sobre una superficie de incisión labrada en la sección inferior y sus afloramientos están confinados a la topografía del paleovalle. Comúnmente la superficie de incisión está cubierta por areniscas de grano grueso con estratificación entrecruzada mediana y conglomerados polimícticos estratificados en bancos lenticulares y menos comúnmente por lutitas transgresivas o diamictitas retrabajadas. Básicamente la sección media está compuesta por areniscas y conglomerados con estratificación entrecruzada de gran escala, bancos tabulares de lutitas interestratificados con areniscas y fangolitas y capas lenticulares de diamictitas estratificadas.

La sección superior es diferente de las anteriores debido a la desaparición de las diamictitas, dropstones y estructuras de deformación sinsedimentaria y a la escasez de rocas de grano fino. Básicamente la sección superior está casi enteramente compuesta por areniscas de grano grueso y conglomerados con estratificación entrecruzada que descansan sobre una superficie de incisión de escaso relieve labrada en los bancos de la sección media.

Esta sección está ampliamente dominada por el apilamiento de capas lenticulares de areniscas de grano grueso blancas o blanco grisáceas y conglomerados granulares que incluyen algunos con estratificación entrecruzada, con estratificación horizontal y otros macizos.

Estructura y ambiente de sedimentación

La estructura de los depósitos neocarboníferos que afloran en la parte alta de la sierra de La Punilla (Camino *et al.*, 1993), está compuesta por grandes homoclinales limitados por fallas inversas. Los afloramientos de la ladera occidental de la sierra de La Punilla conforman un sinclinal ya descrito por Scalabrini Ortiz (1973) en la Quebrada Larga, que al norte de la quebrada de los Acerillos aparece con sus flancos muy apretados. Si bien en la zona no hay evidencias de esta deformación, por correlación con los movimientos que plegaron las secuencias del Carbonífero superior del sur de la Precordillera y Cordillera Frontal, podríamos atribuir esta estructura a la fase diastrófica San Rafael, ocurrida en el Pérmico inferior. Esto es particularmente válido para el mencionado sinclinal, fuertemente apretado contra la Formación Punilla, y levantado conjuntamente con ésta por una falla inversa andina, sobre los depósitos terciarios del valle del río Blanco.

La descripción más detallada de los ambientes de sedimentación de la Formación Quebrada Larga se debe a Limarino *et al.*, (2014). Según estos autores, la mayor parte de la sección inferior es interpretada como el resultado de diferentes tipos de debris-flow combinados con la caída de clastos a partir de icebergs y en menor proporción compuesto por rocas de grano fino depositadas a partir de suspensiones y corrientes profundas de baja velocidad. El predominio de debris flow durante la deglaciación es probablemente el rasgo más importante de los

ambientes paraglaciales. Los debris flow deben haber sido favorecidos por la alta disponibilidad de detritos acumulados sobre pendientes inestables. En resumen, serían depósitos retrabajados de sedimentos glaciares pobremente seleccionados.

La sección media parece representar un estado más avanzado de deglaciación, caracterizado en primer lugar por erosión fluvial (superficies de incisión), más tarde por sedimentación fluvial (areniscas y conglomerados con estratificación entrecruzada) y finalmente por la formación de cuerpos de agua que indican la inundación de los paleovalles (sistema de fiordos). La menor influencia glacial es indicada por la pérdida de diamictitas macizas que podrían ser interpretadas como tillitas, la abundancia de rocas clásticas de grano fino y una progradación tardía de deltas de tipo Gilbert.

La sección superior es genéticamente muy diferente de las anteriores, consideradas como depósitos retrabajados de sedimentos glaciares pobremente seleccionados y como rocas clásticas de grano fino depositadas durante la transgresión post-glacial. En cambio, la sección superior está principalmente formada por areniscas y conglomerados con estratificación entrecruzada depositados en planicies aluviales de hábito anastomosado.

Relaciones estratigráficas

En la localidad tipo, Scalabrini Ortiz (1972) mencionó una relación de discordancia angular sobre sedimentitas devónicas de la Formación Chigua, mientras que la parte superior fue eliminada por erosión.

Según Caminos *et al.*, (1993) en dos lugares, por lo menos, se comprueba que los bancos neocarboníferos de la Formación Quebrada Larga descansan en discordancia angular sobre la Formación Punilla: en los nacimientos de la quebrada del Descubrimiento Viejo, al este de la laguna del Cuerno, y en los cortes de la ladera occidental de la sierra de La Punilla, al norte de la quebrada de Acerillos. Fuera del área mapeada en la Hoja, estas mismas relaciones han sido observadas al oeste y noroeste de Jagüé (Caminos *et al.*, 1990). Los movimientos que generaron los plegamientos y la consecuente discordancia corresponden así a un episodio diastrófico intracarbonífero, denominado por Fauqué y Limarino (1991) fase Río Blanco. Es posible que se trate de un evento correlativo de la fase San Eduárdica, propuesta por Furque y Cuerda (1984) según observaciones en el área de Barreal, y de los movimientos intracarboníferos postulados por Polanski (1958) en la Cordillera Frontal.

En el área del cerro Veladero (Limarino *et al.*, 2014) la Formación Quebrada Larga cubre en discordancia al basamento mesoproterozoico y a los granitoides del cerro Veladero (Carbonífero; Figura 8) y está cubierta por estratos rojos asignados a la Formación Patquía.

Contenido fosilífero y edad

En la localidad tipo, los niveles iniciales de la secuencia poseen lutitas carbonosas con restos plantíferos de la Fitozona de NBG (Arrondo, en Scalabrini Ortiz, 1972). Hacia arriba la secuencia posee niveles de areniscas verdes portadoras de fauna marina correspondiente a la zona de Tivertonia jachalensis-Streptorhynchus inaequioratus Sabattini *et al.*, (1991), atribuida al Carbonífero tardío tardío.

Los fósiles hallados en los afloramientos de la sierra de La Punilla son los siguientes, de acuerdo con Cingolani *et al.*, (1992): Malanzania nana Archangelsky *et al.* 1981 y Botrichyopsis weissiana Kurtz emend. Archangelsky y Arrondo, 1971, a los que se agregan formas fragmentarias de Notorhacopteris, Paracalamites y Cordaites.

De acuerdo con el esquema bioestratigráfico propuesto por Archangelsky y Cúneo (1991), estos taxa están registrados en asociaciones paleoflorísticas pertenecientes a la Zona NBG, Edad Tupeano y Piso Tupense del Carbonífero tardío (Westfalio tardío-Stephaniano), actualmente Moscoviense, Kasimoviense y Gzheliense.

Si bien en el trabajo de Limarino *et al.*, (2014) la Formación Quebrada Larga es asignada al Carbonífero tardío, el análisis cuantitativo del contenido palinológico de la secuencia, permite a los autores la reconstrucción de la dinámica de la vegetación desarrollada durante el relleno del paleovalle. La presencia de granos de polen monosacados indica una edad no más vieja que Serpukhoviano y el reconocimiento de las especies características de la Biozona de Raistrickia densa-Convolutispora muriornata refuerza una edad Serpukhoviano-Bashkiriano para la asociación palinológica.

Formación Guandacol (19) Sierras Pampeanas Occidentales

Conglomerados, areniscas, arcilitas y lutitas

Antecedentes

Desde fines del siglo XIX, los Estratos de Paganzo fueron objeto de numerosos trabajos de índole estratigráfica, estructural y sedimentológica. Brackebush

(1891) asignó a sedimentitas apoyadas discordantemente sobre basamento del Precámbrico-Paleozoico inferior una edad "rética". Luego Bodenbender (1896), debido al hallazgo de Flora de Glossopteris en esas rocas, les dio edad carbonífera. Finalmente, Bodenbender (1911, 1912) denominó a esta sucesión como Estratos de Paganzo, reconociendo en ellos tres partes: Pisos I, II y III. Frenguelli (1944), al describir el perfil del cerro Guandacol, dividió al Piso I en dos secciones, a las que denominó Estratos de Guandacol a la inferior y Estratos de Tupe a la superior. Al Piso II lo designó como Estratos de Patquía (Frenguelli, 1946a). En ese trabajo usó la misma nomenclatura para la secuencia neopaleozoica aflorante en la parte inferior del perfil de la quebrada de La Herradura, correlacionando así los afloramientos de Sierras Pampeanas y Precordillera Central. De la Mota (1946) efectuó el estudio geológico del cerro Bola, estableciendo los espesores y distribución de las unidades neopaleozoicas en la región y en particular de los estratos actualmente incluidos en la Formación Guandacol. Cuerda (1965) adecuó estos nombres al Código de Nomenclatura Estratigráfica como formaciones Guandacol, Tupe y Patquía.

En la zona precordillerana, fuera del área de la Hoja, Limarino *et al.*, (1986) propusieron al perfil de la cuesta de Huaco como estratotipo de referencia del Grupo Paganzo en la Precordillera Central. En él, reconocieron tres unidades litoestratigráficas, que asignaron a las formaciones Guandacol, Tupe y Patquía. En esta zona, la Formación Guandacol es discordante sobre las formaciones San Juan y Los Azules.

En la sierra de Maz y en el vecino cerro Bola, son numerosos los trabajos que han aportado datos sedimentológicos y paleontológicos (Frenguelli, 1943, 1944, 1946a y b; De la Mota, 1946; De Alba, 1954; Cuerda, 1965; Cuerda *et al.*, 1968; Teruggi *et al.*, 1969; Spalletti, 1968, 1973; Andreis *et al.*, 1975; Césari, 1985a, 1985b; Césari y Limarino, 2002). El estratotipo de la Formación Guandacol ha sido definido en el cerro Guandacol, ubicado en el extremo sur de la sierra de Maz (Cuerda, 1965; Andreis *et al.*, 1975). En esa localidad Andreis *et al.*, (1975), interpretaron a la unidad como una diamictita de ambiente continental, depositada en cuerpos de agua y zonas de pendiente considerable y reconocieron en ella tres miembros.

Regionalmente, la Formación Guandacol ha sido considerada como producto de un evento transgresivo postglacial que inundó la mayor parte de las cuencas neopaleozoicas andinas (Limarino *et al.*, 2006) y por lo tanto representa un horizonte

clave para la correlación cronoestratigráfica. En este sentido, dataciones radimétricas para la unidad han sido brindadas por Gulbranson *et al.*, (2010).

Distribución areal y espesores

La secuencia paleozoica de la que forma parte la Formación Guandacol integra una faja de afloramientos más o menos continuos de sedimentitas clásticas que, dispuestos homoclinalmente hacia el este-sudeste, se apoyan discordantemente sobre el basamento cristalino del borde oriental de las sierras de Maz y de Las Ramaditas. En la primera, los afloramientos se extienden por aproximadamente 30 km, desde la latitud del cerro Víbora hasta el extremo sur de la sierra de Maz. En la segunda, la secuencia paleozoica abarca aproximadamente 10 km de largo. Ambos afloramientos cubren aproximadamente unos 250 km² (Andreis *et al.*, 1975).

Unos 7,5 km al sudeste de la sierra de Maz, se halla el Monumento Natural Cerro Bola (Figura 9), anticlinal fallado que expone en su núcleo, por aproximadamente 10 km a la Formación Guandacol, sobre la que continúa el resto de la secuencia paleozoica (formaciones Tupe y Patquía) y de la mesozoica, integrada por secuencias clásticas y volcánicas triásicas y cretácicas.

El paleorelieve prepaleozoico descrito por Cuerda (1965) influyó en el espesor de la secuencia paleozoica. Según este autor, la paleotopografía del basamento incluía la Depresión Septentrional, la Dorsal El Vallecito, la Depresión Central, la Dorsal Mina La Victoria y la Depresión Austral

Andreis *et al.*, (1975) levantaron once perfiles estratigráficos de la secuencia paleozoica allí aflorante, a la que propusieron denominar Subgrupo Sierra de Maz, integrado por las formaciones Guandacol, Tupe y Patquía. La Formación Guandacol presenta su mayor espesor en el perfil del cerro Guandacol (ubicado en la Depresión Austral) donde alcanza 1059 m (Teruggi *et al.*, 1969). De allí que Cuerda (1965) consideró a ésta, como localidad tipo de la formación. En la Dorsal Mina La Victoria la potencia de la unidad es de 206 metros. En la Depresión Central los espesores medidos fueron: 327 m, 308 m y 198 metros. En la Dorsal El Vallecito la unidad apenas tiene 22 m y en la Depresión Septentrional se midieron 59 m y 80 m en distintos perfiles (Andreis *et al.*, 1975).

Otro importante grupo de afloramientos, aunque de extensión areal más reducida, aparece en el área de cerro Bola, allí Césari y Limarino (2002) reportaron un espesor máximo de 120 m y señalaron que la

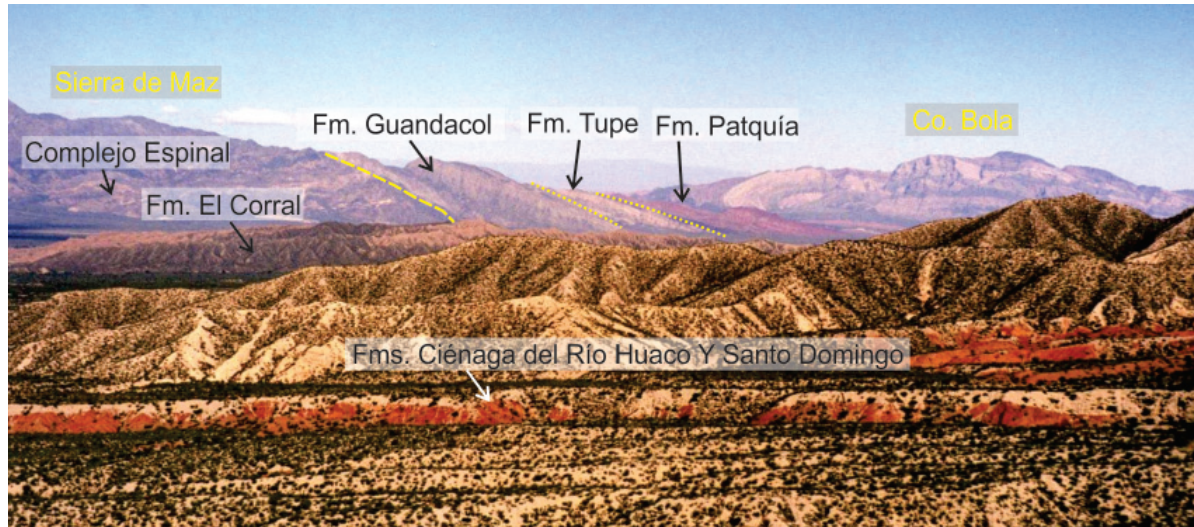


Figura 9. Vista desde el puesto La Flecha del IV Nivel de agradación pedemontana dispuesto sobre una superficie de planación desarrollada sobre estratos rojos mesozoicos (formaciones Santo Domingo y Ciénaga del Río Huaco). Por detrás, en gris claro, se observa la Formación El Corral con su relieve característico y al fondo los afloramientos del Grupo Paganzo al sur de la sierra de Maz y en el cerro Bola.

base de la Formación Guandacol descansa sobre una secuencia de características similares a la Formación Aguas Blancas.

Litología

La Formación Guandacol se identifica en los afloramientos por su coloración verdosa y por la abundancia de areniscas que superan el 60% en todos los perfiles, pudiendo llegar al 100% (Andreis *et al.*, 1975).

Teruggi *et al.*, (1969) definieron tres miembros informales, identificados luego por Andreis *et al.*, (1975) del siguiente modo:

Miembro inferior

Se caracteriza por la abundancia de psamitas verdosas, la presencia de un conglomerado polimíctico basal de 0,40 m a 1 m, su aspecto diamictítico debido a guijas dispersas en wackes y la presencia de concreciones calcáreas esferoidales epigenéticas, que han servido como rasgo diagnóstico. Este miembro posee escasas variaciones faciales y falta de ritmos sedimentarios, si bien en los perfiles meridionales hay reducidos espesores (10 cm a 60 cm) con ritmos bandeados psamo-pelíticos. En la quebrada de La Espuela afloran psamitas que incluyen importante cantidad de material psefítico. Hacia el este pasan a una secuencia bandeadada de conglomerados con base erosiva y psamitas finas a medianas laminadas.

Miembro medio

Se halla expuesto en la faja de afloramientos ubicada al naciente de la sierra de Maz, entre el

cerro Bola y el puesto El Vallecito, donde ya no hay asomos de este miembro. Se caracteriza por una coloración gris verdosa y verde. Las psamitas medianas son abundantes, constituyendo entre el 50% y el 70%, le siguen en abundancia las pelitas y las psefitas son escasas.

Teruggi *et al.*, (1969) y Spalletti (1968) destacaron en este miembro la abundancia de lineaciones subestratales pre y postdeposicionales. Predomina la laminación ondulítica linguoide hacia la base y la de ondulitas de cresta recta simétricas y asimétricas hacia el techo.

El Miembro medio se destaca por el bandeamiento causado por la alternancia regular de psamitas y pelitas, en estratos delgados que varían entre 10 y 60 centímetros. Hacia el norte el bandeamiento es más heterogéneo por la alternancia de estratos psamíticos de hasta 6 m de potencia que alternan con otros pelíticos de no más de 80 centímetros. Menos frecuentemente se presentan ritmos de psamitas y limolitas de 4 a 5 m de potencia.

Miembro superior

Según Spalletti (1968) se caracteriza por su coloración más clara (gris verdoso pálido), conspicua tabularidad de los estratos y presencia de concreciones calcáreas tipo marlekor.

Está compuesto principalmente por psamitas medianas a finas y pelitas, con psefitas subordinadas. El ritmo bandeadado psamita-pelita no está bien definido. En dirección al cerro Bola la ritmicidad se pierde gradualmente debido al predominio de psamitas que aparecen en estratos de hasta 2 metros.

En el área del cerro Bola la unidad presenta características semejantes a las descritas, aunque incluye un mayor número de diamictitas y es más importante la deformación sinsedimentaria. Césari y Limarino (2002) dividieron la unidad en cuatro secciones. La inferior, compuesta por diamictitas, brechas y areniscas guijarrosas, presenta un espesor de 55 metros. Se trata principalmente de paraconglomerados matriz-soportados, mayormente macizos o desarrollando una imperfecta laminación, que portan clastos desde angulosos a subredondeados de hasta 40 cm de diámetro. Por encima una nueva sección, con un espesor aproximado de 60 m, incluye areniscas y fangolitas interestratificadas. Las areniscas, mayormente de tamaño de grano fino y mediano, exhiben bancos macizos, con laminación horizontal o diferentes tipos de laminación ondulítica, que en la base muestran con cierta frecuencia calcos de deformación por carga, turboglifos y diferentes tipos de lineaciones subestratales. Una característica destacable de esta sección es la presencia de dropstones de hasta 15 cm de diámetro máximo compuestos por fragmentos de granitos, gneises y esquistos de alto grado. Hacia la parte media de la Formación Guandacol se pasa a la sección de lutitas y fangolitas macizas, que alcanzan un espesor de 50 metros. Se caracterizan por su color gris oscuro y en algunos casos son carbonosas. Finalmente, el tramo superior de la unidad (90 m de espesor) comprende una secuencia grano y estratocreciente compuesta por pelitas y areniscas finamente estratificadas en la base, que pasan verticalmente a areniscas medianas y eventualmente gruesas.

Ambiente de sedimentación

Referencias sobre la génesis del Miembro inferior fueron realizadas por Spalletti (1968) y Teruggi *et al.*, (1969), quienes concordaron en que los caracteres litológicos de esta unidad se asemejan a los de diamictitas.

Según Andreis *et al.*, (1975), el Miembro inferior se habría depositado mediante corrientes de turbidez en la cuenca proximal. Éstas se habrían originado en movimientos de remoción en masa subácueos, que removilizaron depósitos detríticos originados en zonas positivas cercanas, probablemente englazadas. Esta interpretación se basa, en parte, en la presencia de pelitas laminadas con rodados o bloques dispersos, que según los autores citados indicarían sedimentación en cuerpos de agua estancados, con aporte esporádico de materiales exóticos.

El ambiente de sedimentación hasta aquí descrito corresponde a la parte austral de la faja de

afloramientos. En la zona central, de acuerdo con las estructuras sedimentarias, habría existido una depositación preferentemente tractiva en ambiente aluvial.

Con respecto al Miembro medio, para Teruggi *et al.*, (1969) y Spalletti (1968; 1973) se habría depositado en un cuerpo de agua a partir de corrientes viscosas de variable energía. Esta variación se refleja, en la zona del cerro Guandacol, por la presencia de lineaciones subestratales que indican flujos laminares lentos. En la zona del cerro Bola la secuencia indica un ambiente subácueo menos profundo y de mayor energía cinética, mientras que hacia el norte de la sierra de Maz, se habría pasado a un medio de sedimentación subaéreo, por la presencia de ondulitas, rill marks, marcas de gotas de lluvia y escasos calcos.

Según Andreis *et al.*, (1975), las estructuras sedimentarias del Miembro superior indican una sedimentación a partir de corrientes más fluidas y lentas que las del Miembro medio. La combinación de rasgos litológicos, estructurales y de vectores de paleocorrientes encontradas indicarían, según los autores citados, una sedimentación en una planicie aluvial extendida y de bajo gradiente.

Finalmente la depositación del Miembro superior sobre el basamento cristalino, en el sector norte de la sierra de Maz, demuestra el carácter transgresivo de la secuencia (Andreis *et al.*, 1975).

En lo que respecta a los afloramientos del cerro Bola, Césari y Limarino (2002) consideraron a las diamictitas de la sección inferior como producto de resedimentación por flujos de gravedad y propusieron su vinculación con el evento glacial gondwánico de edad serpukhoviana. La sección suprayacente, compuesta por areniscas y fangolitas interestratificadas, indicaría la transgresión postglacial y la depositación a partir de diferentes tipos de turbiditas (facies arenosas) o por decantación o turbiditas muy diluidas (facies fangosas). Estas rocas portan además dropstones que revelarían que el cuerpo de agua se encontraba distalmente en contacto con las masas de hielo. Es importante destacar que en estos niveles de la Formación Guandacol, aunque fuera del área que ocupa la Hoja, han sido reportados restos de braquiópodos, escamas de peces y algas (Ottone, 1991; Martínez, 1993) que sugieren la conexión del cuerpo de agua con el mar. La sección de lutitas y fangolitas indicaría el período transgresivo y de máxima inundación en la cuenca durante el cual predominó la sedimentación por decantación y corrientes de fondo diluidas

(underflows). Finalmente, la sección superior, por su arquitectura y ordenamiento vertical señala claramente la progradación de sistemas deltaicos y fluviales dentro del cuerpo de agua.

Relaciones estratigráficas

La Formación Guandacol yace en contacto no concordante sobre rocas del basamento cristalino o en discordancia angular sobre sedimentitas pertenecientes a la Formación Aguas Blancas o del Paleozoico inferior y medio. Está cubierta en forma concordante y transicional por las secuencias fluviales de la Formación Tupe, aunque discordancias locales fueron señaladas por Andreis y Arrondo (1974) en la parte norte de la sierra de Maz.

Contenido fosilífero, edad y correlaciones

La Formación Guandacol ha brindado muy escasos restos de invertebrados marinos, un ejemplar de insecto alado, algunos restos vegetales y un discreto número de asociaciones palinológicas.

Con respecto a los invertebrados, el único hallazgo reportado hasta el presente se debe a Martínez (1993) quien señaló la presencia de valvas aisladas de braquiópodos inarticulados (cf. *Oehlertella* sp), valvas de bivalvos pectináceos, gastrópodos indeterminables y restos óseos correspondientes a mandíbulas de peces, todos ellos provenientes de la parte basal de la Formación Guandacol en el anticlinal de Agua Hedionda. Además, Gutiérrez *et al.*, (2000) dieron a conocer el hallazgo de un insecto alado, muy probablemente correspondiente a la familia Eugeopteridae Riek, en los afloramientos del cerro Guandacol, una de las menciones más antiguas a nivel mundial de este tipo de insectos.

En lo que se refiere a los restos vegetales, aunque escasos y fragmentarios, han sido citados restos de *Malanzania nana* (Césari *et al.*, 1989) y *Lepidodendropsis sekondiensis* (Archangelsky *et al.*, 1987).

Sin lugar a dudas, la información paleontológica más importante proviene de estudios palinológicos efectuados en la unidad. Específicamente en el área del cerro Bola se ha estudiado una interesante palinoflora compuesta por abundantes granos de polen monosacados y esporas (Césari y Limarino, 2002). Entre las principales especies se destacan *Caheniasaccites ovatus*, *Cannanoropollis densus*, *Circumplicatipollis plicatus*, *Cristatisporites stellatus*, *Cyclogranisporites microgranulatus*, *Cyclogranisporites microgranus*, *Cyclogranisporites rinconadensis*, *Divarisaccus stringoplicatus*, *Gondwanapollis*, *Limitisporites rectus*, *Plicatipollenites*

densus, *Plicatipollenites malabarensis*, *Plicatipollenites trigonalis*, *Potonieisporites magnus*, *Punctatisporites* sp., *Raistrickia* sp. cf. *R. accinta*, *Reticulatisporites passaspectus*, *Tricidarisporites gutii* sp. nov., *Vallatisporites ciliaris* y *Waltzisorapolita*. Otras asociaciones palinológicas descritas para la Formación Guandacol incluyen las reportadas por Césari y Vázquez-Nístico (1988), Ottone (1991) y Pérez Loinaze *et al.*, (2010). Toda esta información permite asignar la Formación Guandacol a la Subzona A de la Biozona *Raistrickia densa*–*Convolutispora muriornata* del Pennsylvaniano temprano (Césari y Gutiérrez, 2001). La antigüedad señalada es consistente con las edades radimétricas obtenidas por Gulbranson *et al.*, (2010) que indican que la Formación Guandacol se habría depositado entre el Serpukhoviano y el Moscoviano tardío (véase también Césari *et al.*, 2011).

Finalmente, es importante destacar la presencia de material icnológico en la unidad, tales como *Orcheteropus atavus* (Frenguelli, 1950) y *Diploplodichnus biformis* y *Cruziana diplopoda* (Schatz *et al.*, 2011).

Esta unidad es correlacionada con la parte inferior de las formaciones Volcán y Quebrada Larga y resulta en un todo equivalente a la Formación Agua Colorada del Sistema del Famatina.

Formación Tupe (20) Sierras Pampeanas

Conglomerados y areniscas gris blanquecinas, con intercalaciones de bancos carbonosos

Antecedentes

Estas sedimentitas fueron originalmente incluidas por Bodenbender (1911) en los Estratos de Paganzo. Posteriormente, en la sierra de Maz y en el cerro Guandacol, Frenguelli (1944, 1946a) propuso los términos Estratos de Guandacol y Estratos de Tupe para reemplazar el Piso I de Bodenbender (1911). Años más tarde, Cuerda (1965) asignó categoría formacional para estas unidades. Azcuy *et al.*, (1979) redefinieron luego al Grupo Paganzo y lo subdividieron en dos secciones nominadas I (la inferior) y II (la superior), donde la Formación Tupe es el techo del Paganzo I.

Andreis *et al.*, (1975) reconocieron la sección inferior del Grupo Paganzo (formaciones Guandacol, Tupe y Patquía) en la sierra de Maz y, para separarla de la sección superior, la denominaron Subgrupo Sierra de Maz. La sección tipo de este subgrupo, según Andreis *et al.*, (1975), se encuentra en el cerro Guandacol.

Distribución areal y espesor

La Formación Tupe aflora en el centro de la Hoja en el faldeo oriental del sur de la sierra de Maz, al este del cerro Punta Colorada y en el cerro Bola.

Cuerda (1965) y Andreis *et al.*, (1975) definieron tres depocentros principales para la faja que aflora al este de la sierra de Maz y en el cerro Bola: la Depresión Septentrional (en la sierra de las Ramaditas), la Depresión Central (en la quebrada de La Espuela) y la Depresión Austral (en los cerros Guandacol y Bola). Ambos trabajos coinciden en que la unidad alcanza su máxima potencia en la Depresión Central, pero en el primero se le asigna un espesor de 650 m y en el segundo 695 metros. El espesor mínimo se presenta al este del Cerro Guandacol y es de 170 m (Cuerda, 1965).

Litología

El perfil de mayor espesor de la Formación Tupe, dentro del área de la Hoja, se encuentra en la quebrada de La Espuela, donde la unidad fue separada en tres secciones por Cuerda (1965) quién, de base a techo, las describió de la siguiente manera:

- a: 160 m. Areniscas de grano fino a medio, muscovíticas y feldespáticas, de color gris claro hasta verdoso, y bancos de arcillo-esquistos intercalados, de hasta 2 m de espesor.
- b: 160 m. Areniscas de grano medio con abundantes hojuelas de muscovita y fragmentos de feldespato; lutitas laminadas en parte arenosas con abundantes concreciones de tipo marlekor; areniscas de grano medio a grueso con estratificación cruzada y finalmente bancos conglomerádicos lenticulares de 1-2 m de espesor. Los clastos están compuestos por rocas de basamento, pero hacia el sur del cerro Guandacol se observan rodados de lutitas y areniscas. En los niveles inferiores de esta sección se intercalan tres bancos de arcilitas carbonosas y un manto de carbón con restos de plantas.
- c: 330 m. Conjunto integrado por areniscas de grano medio a grueso, color gris pálido hasta rosado, con estratificación cruzada; hacia el tramo superior se acentúa el color rojo de las areniscas, con intensa tonalidad en las proximidades del contacto con la Formación Patquía, a la vez que aparecen bancos de gravillas lenticulares. En estos niveles se intercala un banco de lutitas de 1 m de espesor con improntas de plantas.

Por su parte, Andreis *et al.*, (1975) distinguieron cuatro litofacies en la sierra de Maz y en el cerro Bola: 1) litofacies de psamitas rosado amarillentas, pelitas verdes y mantos de carbón, 2) litofacies de

psamitas gruesas y sabulitas borravino, 3) litofacies de psefitas y psamitas morado-verdosas y 4) litofacies de psefitas aglomerádicas rosadas.

Ambiente de sedimentación

La Formación Tupe ha sido interpretada de manera clásica como propia de un ambiente fluvial con zonas pantanosas asociadas, en las que se formaron carbones y pelitas laminadas (Teruggi *et al.*, 1969; Tedesco *et al.*, 2010, entre otros). Entre estos depósitos fluviales se intercalan, en algunos perfiles, sedimentitas generadas por dos ingresiones marinas (namuriana y sakmariana, Tedesco *et al.*, 2010). Dentro del área de la sierra de Maz y del cerro Bola, la sedimentación parece haber estado controlada por el paleorelieve circundante, que causó tanto cambios faciales laterales como numerosas variaciones locales en las paleocorrientes asociadas a las paleopendientes (Andreis *et al.*, 1975).

Relaciones estratigráficas

En el cerro Punta Colorada, en las nacientes del río Suri, Andreis y Arrondo (1974) describieron una discordancia angular entre las sedimentitas de la Formación Tupe y las de la Formación Guandacol. Sin embargo, los mismos autores mencionaron que esta discordancia está restringida a un sector muy pequeño de la cuenca. En la mina La Negra, estos autores determinaron que las formaciones Tupe y Guandacol están en contacto por medio de una discordancia erosiva, mientras que al sur del cerro Guandacol la similitud composicional y granulométrica entre ambas unidades hace difícil el reconocimiento de dicha discordancia. Sin embargo, en este último caso, se mantienen las diferencias cromáticas entre ambas unidades, la Formación Guandacol de color verdoso y gris verdoso y los estratos tupenses rosados y rosado amarillentos.

La Formación Patquía sobreyace concordantemente a la Formación Tupe. Según Cuerda (1965), que describió esta transición en la mina La Negra, no existe un límite definido entre ambas unidades, pues la Formación Tupe, en su sección superior, contiene areniscas rosadas y rojas que marcan un límite transicional hacia la Formación Patquía.

Contenido fosilífero y edad

Las pelitas con carbón de la sección inferior de la Formación Tupe contienen elementos de la megaflores de la Biozona NBG (*Nothorhacopteris argentinica*-*Botrychiopsis weissiana*-*Gynkgophyllum diazii*) referida en numerosos trabajos (Ottone y

Azcuy, 1986; Azcuy *et al.*, 1987; Coturel y Gutiérrez, 2005) y de la Biozona de Intervalo, características del Pennsylvaniano del oeste argentino (Archangelsky *et al.*, 1987).

Por otra parte, se han encontrado invertebrados marinos (braquiópodos, bivalvos, gastrópodos y crinoideos) a los que se refirieron diversos autores como Sabattini *et al.*, (1991), Cisterna *et al.*, (2002 y 2006) y Archbold y Simanuskas (2001) y que pertenecen a la Biozona Tivertonia-Streptorhynchus (TS) del Cisuraliano de Argentina (Archangelsky *et al.*, 1996).

Los palinomorfos son muy abundantes (Césari, 1985a; Ottone y Azcuy, 1986, 1988, 1990, 1991; Césari y Vázquez Nístico, 1988; Ottone, 1991; Vergel, 2008; Carrevedo, 2010) y se encuentran referidos a las asociaciones de la Biozona Raistrickia densa-Convolutispora muriornata (DM) del Pennsylvaniano y de la Biozona Pakhapites fusus-Vittatina subsaccata (FS) del Cisuraliano (Césari y Gutiérrez, 2001; Vergel, 2008). Diversos autores han encontrado nuevas asociaciones palinológicas (Vergel y Fasolo, 1999a, 1999b; Vergel y Cisterna, 2001) por lo que algunos autores, como Archbold *et al.*, (2004), plantearon la presencia de la Biozona Granulatisporites confluens (del oeste de Australia), aunque Carrevedo (2010) creyó que probablemente corresponde a la Formación Patquía y no a la Formación Tupe.

Formación Agua Colorada (21) Sistema del Famatina

Areniscas y lutitas carbonosas

Antecedentes

La sucesión sedimentaria compuesta por depósitos fluviales, glaciarios y lacustres de edad carbonífera media-superior, fue definida por Turner (1960) como Formación Agua Colorada. Esta secuencia es equivalente al Piso I de los Estratos de Paganzo (Bodenbender, 1911), a los Estratos de Guandacol y de Tupe (Frenguelli, 1946a) y a la Formación Lagares (Azcuy y Morelli, 1970).

La unidad fue identificada por Turner (1964) en el sector centro-oeste de la sierra de Famatina. Con posterioridad, el mismo autor (1967, 1971) y De Alba (1979) utilizaron la denominación de Formación Agua Colorada para los afloramientos carboníferos de las regiones de Chaschuil, Famatina y Chilecito. Asimismo, Limarino (1985, 1987) estudió el paleoambiente de sedimentación en el sector central de la sierra de Famatina y en la región ubicada al sur de la cuesta de Miranda. En este último

sitio reconoció la unidad como Formación Lagares, secuencia sedimentaria analizada por Azcuy *et al.*, (1987) en la región de Paganzo-Amaná y definida formalmente por Azcuy y Morelli (1970).

Características sedimentológicas y paleoambientales de la unidad están analizadas en la Geología del Sistema de Famatina, editada por Aceñolaza *et al.*, (1996), en particular en los artículos de Durand *et al.*, (1996), Aceñolaza y Lech (1996) y Buatois y Mángano (1996).

Distribución areal y espesor

En general los mayores afloramientos de estas rocas sedimentarias, en el ámbito del Sistema del Famatina, se ubican en la región de Chaschuil, en el flanco suroccidental del cerro Negro de Rodríguez, en la región de los nevados de Famatina, al oeste de la loma Colorada en las proximidades de Famatina, en la fosa tectónica de Paimán, en sectores cercanos a la cuesta de Miranda y al sur de las sierras de Paganzo, Vilgo y Sañogasta (Durand *et al.*, 1996).

En el dominio de la Hoja, la Formación Agua Colorada aflora en dos áreas principales, una ubicada en el sector central-norte y otra en el margen sureste de la zona de trabajo. La primera presenta un diseño en planta en forma de fajas, más o menos definidas, de orientación NO-SE, controladas por fallas, además de algunos afloramientos menores en el área de Puerto Alegre. En el área suroriental las sedimentitas se distribuyen, de norte a sur, en la vertiente oriental de la sierra de Talampaya y en ambos flancos de la sierra Baja de los Portezuelos, en especial en la región este.

Fuera del ámbito de la Hoja, Turner (1964) determinó para la unidad un espesor total aproximado de 800 m en la región central de la sierra de Famatina, entre el cerro Portezuelo y Casa Blanca. Otros espesores fueron establecidos por Maisonave (1979) al sudoeste del cerro Negro de Rodríguez y al oeste del extremo septentrional de la sierra del Toro Negro y del cerro de La Ollita, que oscilarían en los 750 metros. Al poniente de estos, el mismo autor describió una secuencia que dividió en cuatro secciones con una potencia de 1460 metros. Los afloramientos de la Formación Lagares (Azcuy y Morelli, 1970), equivalente de esta unidad al sur de las sierras de Paganzo, Sañogasta y Vilgo, presentan una potencia no superior a 500 m (Azcuy *et al.*, 1987).

Litología

Las secciones o perfiles tipo que se citan a continuación, describen las areniscas y lutitas carbonosas

de la Formación Agua Colorada fuera del área de estudio. En el ámbito de la Hoja Geológica Vinchina, Turner (1964) reconoció tres secciones para la unidad en el sector central de la sierra de Famatina, entre el cerro Portezuelo y Casa Blanca.

Sección basal

La secuencia está compuesta por areniscas y conglomerados de color gris blanquecino, con intercalaciones de lutitas. Tiene un espesor de 300 metros. En la zona de Volcancito se observó un conglomerado basal de 10 m de potencia.

Sección media

Integrada por unos 50 a 60 m de areniscas de color amarillo claro, conglomerados y lutitas de varios colores. Además, presenta intercalaciones de carbón de 1 m de espesor.

Sección superior

Compuesta por areniscas rojizas claras, conglomerados, arcosas rojizas y blanquecinas y areniscas de colores claros.

Al sudoeste del cerro Negro de Rodríguez, Maisonave (1979) caracterizó la secuencia sedimentaria en tres secciones.

Sección inferior

Está compuesta por lutitas negras, areniscas y areniscas limosas verdosas y amarillo verdosas, que alcanzan un espesor que oscila entre 800 y 100 metros.

Sección intermedia

De 350 m de potencia, está conformada por areniscas amarillentas con tintes morados e intercalaciones de capas limolíticas.

Sección superior

Integrada por 330 m de sabulitas blanquecinas que se intercalan con areniscas rojizas, que pasan en forma transicional a las psamitas rojas de edad pérmica.

Maisonave (1979) asignó a la Formación Agua Colorada los depósitos de edad carbonífera situados al oeste de la secuencia descrita con anterioridad, en los que reconoció semejanzas litológicas con el Carbonífero de la Precordillera. A diferencia del perfil tipo anterior, aquí caracterizó cuatro secciones.

Sección inferior

Integrada por unos 100 m de conglomerados de coloración gris oscura a gris verdosa, que hacia la base poseen bloques de migmatitas de hasta 1,20

metros. Aflora en la quebrada de la Yegua Pircada y en el margen sur del cerro de la Escarcha, donde el conglomerado es intruido por un dique de composición andesítica.

Sección intermedia inferior

La componen 60 m de areniscas y pelitas de color verdoso y tono negruzco. En las inmediaciones del puesto del río Frío, Aceñolaza (1970) caracterizó el perfil tipo equivalente a esta sección. Se inicia con un banco de lutitas verde oscuras de 20 m portador de *Orchosteropus atavus* Freng. y de flora de *Rhacopteris*, seguido por areniscas finas verdosas (30 m) con intercalación de lutitas verdes (10 m) y culmina con dos bancos de lutitas de color verde oscuro.

Sección intermedia superior

Esta subunidad presenta la mayor potencia, alcanzando 1000 metros. Está integrada por areniscas arcósicas de tamaño de grano medio a grueso y colores blanquecinos, grises y amarillentos con intercalaciones de material fino, limolitas verdosas y lutitas negras de 2 a 3 m de espesor. Hacia la parte superior de la secuencia las areniscas disminuyen la granulometría y presentan una mayor compactación, con predominio de cuarcitas grises a rosadas y capas de pelitas oscuras. Aflora en las cercanías de los cerros Champs y Fortuna.

Sección superior

Aflora en las quebradas de La Sepultura y de Los Arcos. Se inicia con un conglomerado basal que pasa a areniscas, ambos de color morado, con intercalaciones de limolitas verdosas y rojizas, sobre las que se disponen sabulitas amarillentas y areniscas claras. El espesor es de 300 metros.

Dentro de la Hoja en la unidad predominan las areniscas gruesas y sabulitas blanco amarillentas y rosadas. En menor cantidad tiene conglomerados, pelitas verdes carbonosas y ritmitas. La sucesión es grano y estrato decreciente. Los espesores son variables disminuyendo hacia ambos flancos de la sierra del Famatina.

Ambiente de sedimentación

Limarino (1987) confirmó el ambiente de deposición continental para las sedimentitas de la sección inferior del Grupo Paganzo (Formación Agua Colorada), en el sector central del Sistema de Famatina. Sobre la base del análisis de perfiles detallados realizados en estos depósitos, reconoció y describió cinco facies sedimentarias, a saber:

Facies A

Integrada por conglomerados y brechas de estratificación grosera. Esta facies originada por la depositación de abanicos aluviales, aflora en la sierra de Sañogasta.

Facies B

Constituida por sabulitas, conglomerados y areniscas gruesas, con una potencia entre 143 a 160 metros. La unidad fue depositada en sistemas fluviales entrelazados de baja sinuosidad. En la misma se reconocen dos subunidades, subfacies B1 y B2.

La subfacies B1, de sabulitas y conglomerados con areniscas finas subordinadas, fue depositada en ambiente de canal, en cursos próximos a las zonas de aporte.

La subfacies B2 está compuesta por areniscas gruesas y sabulitas con algunas intercalaciones de pelitas, y de psefitas. Las areniscas finas y limolitas pueden ser atribuidas a facies de planicie de inundación o términos superiores de barras de canal. En general predominan los depósitos de canal.

Facies C

La facies C está compuesta por areniscas y pelitas con marcas subestratales. Los afloramientos se registran en las sierras de Famatina y de Sañogasta. Estas litologías se hallan en la parte basal a media de la Formación Agua Colorada. Se depositó en un ambiente lacustre, caracterizado por extensos lagos relacionados con la fase final de la glaciación carbonífera, en esta parte del Gondwana (López Gamundi *et al.*, 1986). Fue dividida en cinco subfacies:

Subfacies C1: representada por pelitas y areniscas finamente estratificadas, en capas delgadas de forma tabular. Estas rocas se habrían depositado en sectores interiores de la cuenca lacustre.

Subfacies C2: constituida por areniscas y pelitas, con mayor participación de material psamítico que la subfacies anterior. La sedimentación se caracteriza por condiciones de bajo régimen de flujo.

Subfacies C3: compuesta por intercalaciones de delgadas diamictitas finas no estratificadas y areniscas guijarrosas. Representan pequeños canales alimentadores de las turbiditas.

Subfacies C4: conformada por ortoconglomerados polimícticos que alternan, rítmicamente, con areniscas muy finas y pelitas carbonosas. Las psefitas corresponderían a los depósitos de barra de línea de costa y las psamitas finas laminadas a breves períodos de expansión del cuerpo lacustre.

Subfacies C5: integrada por secuencias de varves alternantes con areniscas finas a pelitas. La sucesión de varves glaciarios reflejan diferencias significativas en la energía del medio depositacional.

Facies D

La componen diamictitas y areniscas guijarrosas. Las primeras presentan coloración clara, tienen aspecto caótico, son macizas y sin estratificación. Los clastos son redondeados a angulosos. Las areniscas guijarrosas también tienen colores claros e integran estratos lenticulares macizos. El conjunto, desde el punto de vista ambiental, representa un sistema fluvio-glaciar.

Facies E

Compuesta por material clástico de granulometría variada, conglomerados, arenisca y pelitas. Caracterizan un ambiente de sedimentación fluvial, probablemente de ríos de tipo anastomosado con buen desarrollo de depósitos de llanura de inundación.

En resumen, los términos fluviales estarían representados por las secuencias fanglomerádicas (Facies A), las fluviales entrelazadas (Facies B y parcialmente D) y las fluviales anastomosadas (Facies E); los términos lacustres corresponderían a la Facies C y los glaciarios a las diamictitas de la Facies D.

Buatois y Mangano (1994) reconocieron tres asociaciones de facies, delta, lacustre somero y lacustre profundo, en el área depositacional de Narvéez, en las provincias de La Rioja y Catamarca. Si bien en esta región no se han encontrado tilitas ni cadilitos, se han detectado niveles margosos y ritmitas (Buatois y Mangano, 1995).

Relaciones estratigráficas

Al norte de la cuesta de Miranda, De Alba (1954) citó pequeños afloramientos de conglomerados, areniscas y limolitas arcillosas de coloración rosada clara a violácea que sobreyacen a los granitoides de la Formación Ñuñorco y a las rocas metamórficas de la Formación Negro Peinado.

Al sur del área de estudio su equivalente, la Formación Lagares, se apoya en discordancia sobre los granitoides y está cubierta mediante una discordancia erosiva por sedimentitas rojizas de la Formación La Colina (= Patquía) según Azcuy *et al.*, 1987.

Contenido fosilífero y edad

La unidad contiene una rica megafloora que permite referirla a la Zona NGB (Frenguelli, 1944; Limarino

et al., 1984; Gutiérrez *et al.*, 1986, 1992; Gutiérrez, 1987, 1988, 1994, 1995). Además de asociaciones palinológicas, aquellas provenientes de los depósitos diamictíticos, de la parte basal de la formación (Gutiérrez, 1988; Limarino y Gutiérrez, 1990), indicarían que la sedimentación de esta unidad habría comenzado a principios del Carbonífero tardío.

La microflora encontrada en los depósitos fluviales y lacustres (Menéndez, 1965; Menéndez y González Amicón, 1979; Azcuy *et al.*, 1982; Limarino *et al.*, 1984; Azcuy y Gutiérrez, 1984; Gutiérrez, 1988, 1993) permite referirla a la biozona Raistrickia densa-Convoltispora muriornata (DM) del Carbonífero tardío del noroeste argentino.

Los depósitos lacustres han brindado restos de megaesporas (Gutiérrez, 1987, 1988).

Megaflora de la sección inferior y media de la unidad

- Fedekurtzia argentina
- Botrychiopsis weissiana
- Eusphenopteris sanjuanina
- Bumbudendron versiforme
- cf. Malanzania sp.
- Ginkgophyllum diazii
- Cordaites riojanus
- Cordaites sp. A
- Paracalamites australis
- Dichophyllum? Flabellifera

Megaflora de la sección superior de la unidad

- Nothorhacopteris argentina
- Fedekurtzia argentina
- B. weissiana
- E. sanjuanina
- Paracalamites australis
- B. versiforme
- Cordaites sp. A

Correlaciones

La Formación Agua Colorada es correlacionada con las formaciones Guandacol y Tupe de la región occidental de la Cuenca de Paganzo (Frenguelli, 1944; Cuerda, 1965; Andreis *et al.*, 1975; Salfity y Gorustovich, 1983). Asimismo, es equivalente a la Formación Lagares (Azcuy y Morelli, 1970) que aflora en la zona sur del Sistema de Famatina (Área de Paganzo y Amaná).

Además, es homologable a unidades equivalentes de la cuenca Río Blanco (formaciones Quebrada Larga y Río del Peñón) y de la cuenca Calingasta-Uspallata (Formación Ranchillos).

Granitoides del Cerro Veladero (22) Precordillera

Granitos, monzonitas cuarzosas, monzodioritas y sienitas cuarzosas

Antecedentes

Los granitoides del cerro Veladero son citados en los trabajos que Hausen (1921) realizó en la zona de la sierra de Umango. Posteriormente Furque (1956, 1963 y 1972) señaló a las rocas graníticas del cerro Veladero como parte del basamento cristalino asignado al Precámbrico.

Scalabrini Ortiz y Arrondo (1973) estudiaron el perfil del cerro Veladero, ocupándose principalmente de las sedimentitas carboníferas que cubren discordantemente a los granitoides que ellos denominan Granito La Troya y asignan tentativamente al ciclo silúrico-devónico.

En la síntesis realizada por Caminos (1979) sobre las Sierras Pampeanas Noroccidentales, se destaca que el cuerpo granítico del cerro Veladero intruye a las metamorfitas del borde occidental de la sierra de Umango.

Finalmente, Cingolani *et al.*, (1993) hicieron estudios petrológicos y geocronológicos de las rocas graníticas del cerro Veladero y destacaron sus implicancias tectónicas.

Distribución areal

El cerro Veladero se halla en el extremo sur de la sierra de Umango-Cacho. En él se destaca la presencia de un stock granítico de pequeñas dimensiones (1,2 km²) que intruye rocas metamórficas de bajo grado del basamento cristalino y está cubierto por sedimentitas neopaleozoicas de la Formación Quebrada Larga (Figura 8).

Litología

Furque (1972) mencionó que el granito aflorante en el cerro Veladero es gris claro ligeramente rosado, equigranular; por sectores sobresalen ligeramente granos de feldespato potásico. La mica negra se halla en escasa proporción.

Cingolani *et al.*, (1993) realizaron un estudio detallado de las rocas eruptivas del cerro Veladero, distinguiendo tres grupos de granitoides: a) monzonitas cuarzosas y monzodioritas, b) granitos y c) sienitas cuarzosas.

Las monzonitas cuarzosas son de color gris rosado, grano medio, algo porfiroides y con autolitos de composición más básica (diorita-gabro).

Las monzodioritas son de color rojizo oscuro y grano más grueso.

Los granitos son de tendencia alcalina, colores rosados a rojizos, grano uniforme de tamaño mediano a grueso, o son de tipo monzonítico o adamellítico, de colores grises de grano grueso y porfiroides, con fenocristales de feldespato potásico de hasta 3 cm, incluyendo biotita y hornblenda; la pasta es granuda con un tamaño de grano cercano al centímetro. Son rocas leucocráticas con escasa proporción de biotita castaña y hornblenda verde.

Las sienitas cuarzosas son de color rojizo y grano mediano a grueso, leucocráticas, ricas en feldespatos rojizos y con escasos mafitos. Hay variedades porfiroides con abundantes fenocristales de feldespato potásico en una pasta de grano medio a grueso, algo más rica en mafitos. El índice de color es bajo, tratándose en general de rocas leucocráticas.

Implicancias tectónicas de los granitoides

Según Cingolani *et al.*, (1993), los granitoides del cerro Veladero podrían ser interpretados como un cuerpo final de intraplaca asociado a las Sierras Pampeanas o como un intrusivo carbonífero de subducción pacífica relacionado con el importante magmatismo aflorante especialmente en la Cordillera Frontal.

En el primer caso, la intrusión de los granitoides en metamorfitas de bajo grado del basamento y su emplazamiento en el lineamiento Valle Fértil, hacen pensar que se relacionan con la evolución final del ciclo granítico de las Sierras Pampeanas.

La otra alternativa planteada por Cingolani *et al.*, (1993) es que los granitoides del cerro Veladero se vinculen con los granitos posttectónicos (c. 330 Ma) que Caminos (1972) describió un poco más al norte, en el cerro de Las Tunas y en el stock de Potrerillos. Estos granitoides posttectónicos se relacionarían con la tectónica intracarbonífera, definida como Fase Río Blanco (Fauqué y Limarino, 1991); se habrían emplazado por lo tanto en un arco magmático durante el proceso gondwánico de subducción pacífica. A esta segunda alternativa adhirieron los autores citados, idea que es mantenida en la Hoja.

Relaciones estratigráficas

En el cerro Veladero el granito está intruido en rocas metamórficas de bajo grado asignadas al basamento cristalino. Cingolani *et al.*, (1993) citaron que la caja está compuesta por esquistos micáceos y cuarzosos de colores grises y verdosos oscuros, transformados en el contacto en hornfels

grises oscuros de grano fino, macizos, parcialmente silicificados.

Sobre el complejo ígneo-metamórfico se apoya en discordancia una secuencia de 142 m de conglomerados polimícticos, areniscas grises y limolitas verdosas del Carbonífero superior, a las que continúan en concordancia 230 m de areniscas rojizas y rosadas de la Formación Patquía, de acuerdo con datos de Scalabrini Ortiz y Arrondo (1973)

Edad

Cingolani *et al.*, (1993) realizaron un estudio geocronológico por el método rubidio-estroncio a partir de siete muestras de los granitoides del cerro Veladero.

La interpretación de los resultados fue efectuada a través de la representación en diagrama isocrónico. El cálculo de edad y de la relación inicial Sr87/Sr86 corresponde al modelo de Williamson (1968). Las constantes utilizadas son las propuestas por Steiger y Jäger (1977). La edad obtenida es de 311 ± 15 Ma (2 sigma) y un MSWD de 1,74.

Los autores citados asignan estas rocas al Carbonífero superior, parte baja (Namuriano).

Correlaciones

Estas rocas ígneas carboníferas se correlacionan con otros intrusivos asignados por dataciones radiométricas al Carbonífero y englobados por lo tanto en el magmatismo del Ciclo Gondwánico (Llambías, 1999). Ellos son los stocks de los cerros Las Tunas y Potrerillos (Precordillera riojana), datados por Caminos (1972) en 330 ± 6 Ma y 313 ± 17 Ma, respectivamente, la Granodiorita Tabaquitos (326-329 Ma), la Granodiorita del Cerro Punta Blanca (327 ± 15 Ma) y la Granodiorita Cerro Carrizalito (341 ± 17 Ma), las tres en Cordillera Frontal.

Formación Volcán (23) Precordillera

Conglomerados, areniscas, lutitas, calizas y bancos carbonosos

Antecedentes

Furque (1963) denominó Formación Volcán al conjunto de depósitos continentales y marinos atribuidos al Carbonífero, cuyos afloramientos se distribuyen a lo largo de la Precordillera Central.

Distribución areal y espesores

Las rocas de la unidad afloran a lo largo de todo el margen oriental de la Precordillera Central, desde Jáchal al sur hasta el área de Guandacol al norte.

La Formación Volcán se distribuye principalmente a lo largo del flanco occidental de la sierra Yerba Loca, en las inmediaciones de las pampas de Panacán y del Chañar y en ambas vertientes de la sierra de La Batea, en el sector suroccidental de la Hoja.

En el perfil de la quebrada Chavela Furque (1956) estima un espesor de aproximadamente 1.000 m para esta unidad. Para los afloramientos correlacionables, ubicados en el sector occidental de las sierras de La Punilla y del Volcán, Scalabrini Ortiz (1972) estimó un espesor de 1.160 metros.

Litología

La unidad se inicia con conglomerados, que pasan a areniscas conglomerádicas, areniscas, lutitas, sabulitas y limolitas, con ocasionales intercalaciones de niveles de carbón.

Furque (1963), para realizar la descripción litológica y faunística de la unidad, consideró cada una de las cuencas, debido a las diferencias reconocidas entre ellas, entre las cuales mencionó las cuencas del Volcán, Oriental y de Talcanco, dentro de la región de estudio.

La cuenca del Volcán se localiza entre las sierras de la Punilla y Yerba Loca. La unidad está compuesta en su base por conglomerados amarillentos con clastos de areniscas, cuarcitas y rocas procedentes de las serranías adyacentes. Continúa la secuencia con areniscas conglomerádicas, pardo amarillentas, que al norte pasan lateralmente a lutitas negras muy fragmentadas. Sobre estas se disponen capas delgadas de areniscas conglomerádicas, con intercalaciones de bancos duros de areniscas finas, y conglomerados de coloración verde oscura, en donde predominan rodados de areniscas cuarcíticas. Hacia el oeste la secuencia presenta lutitas fosilíferas de diferentes coloraciones, amarillentas, verdosas y hacia la parte superior son cada vez más oscuras, continuando con areniscas blancas de una tonalidad negruzca. Hacia el norte se distinguen una serie de lutitas negras marinas, que hacia el oeste son acompañadas por areniscas blancas arcósicas. En el sector norte de la cuenca predominan exclusivamente los depósitos continentales.

La cuenca Oriental se extiende al norte de la pampa del Chañar hasta el sector oriental de la pampa de Panacán. En el conjunto de rocas sedimentarias se distinguen claramente dos coloraciones, una correspondiente a la unidad inferior arcillosa de color gris verdoso y oscuro y una superior de tonalidades claras y rojizas que equivalen a la Formación Panacán.

En la cuenca de Talcanco (extremo sur de la sierra Yerba Loca) los afloramientos de la unidad representan una angosta faja, controlada por fallas. En el tramo sur la secuencia de areniscas blancas arcósicas presenta intercalaciones de lutitas verde oscuras de características semejantes a las capas marinas, pero ausentes de contenido fósil. En cambio, los afloramientos del sector norte se caracterizan por ser similares a los de la cuenca del Volcán, principalmente en los términos inferiores, ya que los superiores, areniscas rosadas y blancas, son generales de toda la región.

Los sedimentos marinos constituyen el pasaje de la Formación Volcán a la Formación Panacán y los espesores no superan los 50 metros.

Estructura y ambiente de sedimentación

En la quebrada de Talacanco las capas de lutitas se disponen con rumbo N180° e inclinación 64° al oeste, formando pliegues muy cerrados (Furque, 1963).

La unidad comprende tanto depósitos continentales como marinos. Las secuencias inferior y media de la unidad se caracterizan por presentar facies de ambiente continental, representadas por depósitos fluviales, lagunares y palustres, como también aquellos asociados a procesos glaciales. En cambio, la sección superior registra un evento marino transgresivo, en facies de plataforma somera (Furque *et al.*, 1998).

Relaciones estratigráficas

Las sedimentitas de la unidad yacen en discordancia angular sobre rocas del Paleozoico inferior y pasan en relación concordante y transicional a la Formación Panacán (Figura 10). Este último pasaje se realiza por medio de sedimentos marinos.

Contenido fosilífero y edad

El contenido fosilífero es rico, tanto en formas vegetales como en invertebrados marinos.

a) Niveles continentales

Frenguelli (1944) reconoció ejemplares de:

- *Eremopteris whitei*
- *Adiantites peruvianus*
- *Rhacopteris septentrionalis*
- *Lepidodendron peruvianus*

Volkheimer (1962) mencionó la presencia de:

- *Rhacopteris ovata*
- *Calamites peruvianus*



Figura 10. Contacto entre las Formaciones Volcán y Panacán en la cuesta de Panacán (Precordillera Central).

- *Eremopteris whitei*
- *Sphenopteris*

Arrondo y Petriella (1979) reconocieron la presencia de palinomorfos y Azcuy y Ottone (1983) destacaron el hallazgo de microesporas.

b) Niveles marinos:

Leanza (1945) halló los siguientes fósiles:

- *Syringothyris keideli*
- *Streptorhynchus inaequioratus*
- *Lissochonetes jachalensis*
- *Spirifer pericoensis*

A partir del contenido fósil hallado en la Formación Volcán se le atribuye una edad carbonífera media a superior. No obstante, no se debe descartar una edad carbonífera inferior para los niveles de granulometría gruesa de la parte basal de la secuencia continental (Furque *et al.*, 1998).

Correlaciones

Furque (1963) comparó los perfiles descriptos en la región oriental con los realizados en las quebradas de Huaco y de la Herradura, ubicadas al sur del área de trabajo, por Frenguelli (1946a) y Braccacini (1946a). Esto le permitió al autor homologar los sedimentos como integrantes del relleno de una misma cuenca alargada en sentido norte-sur.

2.3.7. PÉRMICO

Formación Patquía (24) Sierras Pampeanas Occidentales – Sistema del Famatina

Limolitas, arcosas, areniscas, tobas y arcilitas

Antecedentes

Bodenbender (1911) atribuyó los depósitos pérmicos continentales del centro-oeste argentino al Piso II de la serie que denominó Estratos del Paganzo. Frenguelli (1944) los redefinió como Estratos de Patquía, en la localidad tipo de Los Colorados de Patquía, en el sur de la sierra de Velasco. Esta nominación se extendió al resto de los afloramientos de las Sierras Pampeanas y de la Precordillera. Con posterioridad, Cuerda (1965) les asignó el nombre de Formación Patquía.

En la región de Jáchal, Huaco y Guandacol, Furque (1963) denominó a los bancos rojos como formaciones Ojo de Agua y Vallecito.

Turner (1964) propuso otro término, Formación de la Cuesta, para los niveles equivalentes distribuidos en el ámbito del Sistema del Famatina. En la región de Paganzo, Amaná y Talampaya, Azcuy y Morelli (1970) designaron como Formación La Colina a la sucesión equivalente a la sección superior del Grupo Paganzo por ellos definido.

Estudios detallados acerca de los procesos y ambientes sedimentarios de esta unidad fueron realizados

por Andreis *et al.*, (1975), Spalletti (1979), Limarino (1984 y 1985), Limarino y Spalletti (1986), Andreis (1988) y Limarino *et al.*, (1987; 1991 a y b; 1993), entre otros. Caselli (1998), en su trabajo de tesis doctoral, estudió la estratigrafía y la sedimentología de la Formación Patquía en las Sierras Pampeanas Noroccidentales y en la Precordillera Central.

Distribución areal y espesor

En la zona de trabajo, la Formación Patquía se distribuye tanto en las Sierras Pampeanas Occidentales como en el Sistema del Famatina.

Los afloramientos en las Sierras Pampeanas se disponen a lo largo del margen sur de la sierra de Maz, como una delgada faja en el flanco noroeste del cerro Punta Colorada y la sierra Colorada, y en la vertiente nororiental del cerro Bola.

En el Sistema del Famatina, las rocas de la unidad afloran en el extremo sur de la sierra de Famatina y en la cuesta de Miranda, noroeste de la sierra de Sañogasta. Asimismo, en una serie de afloramientos a lo largo de la sierra de Sañogasta, que se prolongan hacia el sur fuera del área de trabajo.

Maisonave (1973) determinó un espesor mínimo para la unidad de 2000 m y Spalletti (1979) reconoció una potencia en 1117 metros. En los perfiles realizados por Caselli (1998) se registraron los siguientes espesores: cerro Guandacol (1090 m), quebrada del Taco (345 m), cerro Noqués (220 m), cerro Bola (180 m), quebrada Las Cuchillas (215 m) y cuesta de Miranda (60 m).

Litología

La unidad está representada por un conjunto de bancos rojos compuestos por limolitas, arcosas, areniscas, tobas, arcilitas, conglomerados y aglomerados.

En la sierra de Maz, en el cerro Bola y en el Sistema del Famatina, Caselli (1998) reconoció para la Formación Patquía las siguientes asociaciones de facies:

Facies Pa: aglomerados, conglomerados y areniscas.

Facies Pb: areniscas con intercalaciones conglomerádicas.

Facies Pc: pelitas y areniscas rojas con intercalaciones lentiformes de conglomerados y sabulitas rosadas.

Facies Pd: areniscas y pelitas finamente estratificadas.

Facies Pe: areniscas con estratificación entrecruzada de gran escala.

Facies Pf: pelitas con intercalaciones lenticulares de areniscas.

Ambiente de sedimentación

En la región de la sierra de Sañogasta, Limarino (1985) estudió los paleoambientes depositacionales de la Formación La Colina y distinguió tres asociaciones de facies:

Basal, integrada por depósitos fanglomerádicos de sistemas fluviales entrelazados y meandriformes. Media, compuesta por sistemas fluviales de baja energía y lacustres.

Superior, comprende un conjunto de areniscas eólicas, facies lacustres evaporíticas y depósitos de flujos no encauzados.

Caselli (1998) realizó una síntesis de la evolución paleoambiental de la Formación Patquía, sobre la base de las características de facies, su encadenamiento y distribución regional. Reconoció un relleno inicial representado por depósitos fluviales, a los que dividió en dos tipos. Unos asociados a bordes de cuenca o altos intracuencales y otros a depósitos intracuencales de gran extensión regional. Estos últimos corresponden a las facies producto de sistemas fluviales anastomosados, en clima semiárido a árido, con características grano y estratodecreciente. Hacia la culminación es evidente una progresiva aridización del ambiente interpretada por la precipitación de carbonatos en los cuerpos de agua y las aisladas formas eólicas. En el cerro Guandacol se intercalan en este ambiente, depósitos correspondientes a un cuerpo de agua somero, el cual recibió una importante lluvia de cenizas.

En el área de Jáchal-Huaco Milana (1993) distinguió cuatro intervalos eólicos; el más antiguo de ellos está intercalado en las capas rojas de la Formación Patquía. Las eolianitas presentan una evolución en dos etapas, la primera con dunas grandes, tipo barján, originadas por vientos del suroeste, y una segunda etapa en la que alternan dunas tipo barján, con depósitos fluviales (en este último caso los vientos rotaron ligeramente).

Relaciones estratigráficas

La Formación Patquía se dispone por medio de una discordancia erosiva sobre rocas de la Formación Tupe, tal como se puede apreciar en el cerro Guandacol, en la quebrada del Taco y en el cerro Noqués, entre otros sitios. Sin embargo, en algunas regiones el pasaje entre ambas unidades es de tipo transicional (Caselli, 1998). En las inmediaciones de la cuesta de Miranda, en el Sistema del Famatina, la base de la unidad no está visible.

El conjunto de bancos rojos está cubierto en discordancia angular por sedimentitas de la Formación

Talampaya (Triásico). En las cercanías de la quebrada de la Cruz (SE del cerro Noqués) una conspicua discordancia angular, anteriormente incluida dentro de la Formación Patquía (Andreis *et al.*, 1975), separa la unidad de otra superior correlacionada con la Formación Talampaya (Caselli y Limarino, 1993).

En la sierra de Sañogasta las sedimentitas correspondientes a la Formación Patquía cubren mediante discordancia erosiva a las rocas graníticas de la Formación Ñuñorco y a las sedimentitas carboníferas de la Formación Agua Colorada y son cubiertas en discordancia angular por las sedimentitas triásicas.

Contenido fosilífero

La Formación Patquía y sus equivalentes, las formaciones La Colina y de la Cuesta, son portadoras de escasos pero representativos registros fosilíferos.

Dentro de facies lacustres efímeras de la unidad, Limarino y Cesari (1987) han encontrado una microflora representada por la siguiente asociación: Equisetoporites cf. barghoornii Pocock, E. patquiensis Limarino y Césari, Cristatisporites sp., Maculatasporites cf. indicus Tiwari y Haplocystia sp.

Limarino y Césari (1985) describieron, en el miembro inferior de la Formación La Colina, una asociación de megaflores que contiene elementos de la zona de Glossopteris, tales como Glossopteris occidentalis White, G. wilssonii (Seward) Archangelsky y Cúneo, Gangamopteris sp. y Euryphyllum withianum Feistmantel.

Aceñolaza y Vergel (1987) hallaron en las facies lacustres de la Formación de la Cuesta una rica asociación de microflora que incluye granos de polen estriados monosacados (85%) y esporas (15%).

Restos de reptil fueron mencionados por Bonaparte (1990), dentro de los depósitos de sistemas efímeros en la Formación la Colina.

Correlaciones y edad

La Formación Patquía se correlaciona lateralmente con la Formación La Colina, definida por Azcuy y Morelli (1970) en el sur del Sistema del Famatina y con la Formación de la Cuesta (Turner, 1964).

Tanto la edad radimétrica de 295 ± 5 Ma obtenida en rocas basálticas intercaladas en la base de la Formación La Colina como los elementos de la flora de Glossopteris, permiten asignar el inicio de la depositación de la unidad al Pérmico temprano.

Las asociaciones de la microflora halladas en los tramos superiores de la secuencia posibilitan ubicar a la unidad, y sus equivalentes, en el Pérmico superior bajo.

Formación Panacán (25) Precordillera

Arcosas, arcilitas, arcilitas carbonosas, lutitas y areniscas

Antecedentes

En ocasión del relevamiento de la Hoja 17b, Guandacol, Furque (1963) analizó secuencias devónicas y carboníferas aflorantes en las sierras de La Punilla y Volcán y en la vecina comarca de Panacán. Subdividió la secuencia carbonífera local en las formaciones Volcán y Panacán, a las que correlacionó con las formaciones Tupe y Patquía (Freguelli, 1944; Cuerda, 1965) aflorantes en el ámbito de la cuenca de Paganzo. La fauna de invertebrados marinos de la secuencia carbonífera fue estudiada por Leanza (1948) y Amos (1958).

La secuencia devónico carbonífera propuesta por Furque (1963) fue posteriormente modificada por la reinterpretación de la edad de la paleoflora contenida en la Formación Chavela (Furque, 1956), que permitió reubicar esas sedimentitas en el Carbonífero inferior (Cuerda *et al.*, 1968). Trabajos complementarios en esta comarca fueron realizados por Scalabrini Ortiz (1972) y Scalabrini Ortiz y Arrondo (1973), quienes identificaron dos nuevas formaciones, Malimán y Cortaderas, discordantes entre sí y parcialmente equivalentes a las formaciones Volcán y Panacán. El miembro continental Chavela (Furque y Baldis, 1973) pasó a integrar la Formación Malimán, discordante sobre las sedimentitas devónicas (Scalabrini Ortiz, 1972).

Durante el trabajo de campo de esta Hoja, en el área de Gualcamayo, en las cercanías del puesto El Trapiche se realizó un perfil de la potente secuencia paleozoica superior integrada por las formaciones Volcán y Panacán. En el techo de la primera de estas unidades, Césari *et al.*, (1999) describieron una microflora que brindó nuevos datos acerca de la edad de estas unidades.

Distribución areal y espesores

Los afloramientos de la unidad están representados a lo largo de todo el margen oriental de la Precordillera Central, desde Jáchal al sur hasta el área de Guandacol al norte. Estos presentan una Distribución areal similar a la de la Formación Volcán, principalmente a lo largo del flanco occidental de la sierra Yerba Loca y en las inmediaciones de la pampa de Panacán, en el sector suroccidental de la Hoja. Las secuencias clásticas en la cuenca de Malimán totalizan 2242 m (López Gamundi *et al.*, 1987).

Litología

La Formación Panacán está constituida, en la base, por arcosas y areniscas arcósicas blancas con intercalaciones de lentes de arcilitas carbonosas. Estas rocas, hacia el oeste de la cuenca del Volcán, están cubiertas por otras más compactas, en parte cuarcíticas y de coloraciones oscuras. La secuencia continúa hacia el techo con bancos de lutitas rojizas que alternan con areniscas gruesas y sabulitas, que están en contacto tectónico con rocas de la Formación Punilla.

Toda la secuencia fue intruida por potentes filones capa de andesitas de color claro.

Al este de la pampa de Panacán, los depósitos carboníferos están atravesados por el río Gualcamayo, exponiéndose en las cercanías del paraje conocido como El Trapiche, una potente secuencia epiclástica integrada por las formaciones Volcán y Panacán; que representan en la zona el Grupo Paganzo, que puede ser dividido en cuatro secciones (Césari *et al.*, 1999), las que de base a techo son:

Sección diamictítica (Formación Volcán): Compuesta por diamictitas, areniscas muy finas y capas de carbón, esta sección, con un espesor de 80 m, corresponde a la base de la Formación Volcán.

Sección arcósica (Formación Volcán): Conformada la parte media de la Formación y se encuentra integrada por sabulitas gris blanquecinas, areniscas gruesas y conglomerados. Tiene una potencia de 190 metros. Esporádicamente aparecen en este intervalo intercalaciones de volcanitas de composición andesítica.

Sección de areniscas muy finas y pelitas (Formación Volcán): Esta sección de 70 m de espesor, está formada casi exclusivamente por lutitas, areniscas finas y delgadas intercalaciones de calizas negras. Desde el punto de vista paleoambiental, representa depósitos marinos transgresivos apoyados en forma neta sobre las areniscas fluviales de la parte media de la Formación Volcán. La microflora descrita por Césari *et al.*, (1999) fue obtenida a unos 10 m de su base.

Sección de areniscas gris amarillentas (Formación Panacán): En pasaje transicional con la sección anterior se dispone un espeso conjunto de areniscas gris blanquecinas, estratificadas en bancos delgados y medianos. Esta sección tiene un espesor mínimo de 100 m, con su techo erodado.

Estructura y ambiente de sedimentación

Las facies representadas por ciclos granocrecientes de areniscas y areniscas pelíticas fueron

interpretadas como depósitos de barras en espolón y canales anastomosados, que hacia los términos superiores pasan a depósitos de planicie de inundación. No se descarta la presencia de sedimentos de probable origen eólico (Furque *et al.*, 1998).

Según Furque (1963), la estructura de esta unidad sigue las líneas de la Formación Volcán. Está plegada y fracturada; sus pliegues tienen una orientación general N-S con inclinaciones variables al oeste. A menudo los flancos orientales están fracturados.

Relaciones estratigráficas

La unidad se apoya en concordancia sobre depósitos de la Formación Volcán (Figura 10), que culmina con una transgresión marina. Según Furque (1963) es concordante con la Formación Ojo de Agua a la que pasa en forma gradual y transicional.

Contenido fosilífero y edad

Cuerda *et al.*, (1968) identificaron la presencia de Gondwanidium nov. sp. y Kegelidium sp. en los afloramientos de esta unidad, ubicados un poco al sur de la Ciénaga del Vallecito de Huaco, en la mina Los Azules. Estos géneros, en otros sectores de la Precordillera, se encuentran asociados a Cancrinella y Lissochonetes, a los que se les atribuye una edad carbonífera superior.

A partir de la posición estratigráfica de la unidad sobre capas marinas portadoras de fósiles pertenecientes al Turnesiano-Viseano, Furque (1963) consideró que la unidad puede ser ubicada en la sección media a tardía del Carbonífero superior.

Las asociaciones palinológicas descritas por Césari *et al.*, (1999) en el perfil de El Trapiche, se caracterizan por un predominio de hasta un 60-70% de granos de polen sobre las esporas (principalmente cingulizadas). El polen está representado por formas monosacadas y bisacadas y los estriados son los elementos más conspicuos de la asociación. Se ha podido identificar la presencia de los géneros Vittatina, Fusacolpites, Striatoabietites, Protohaploxypinus y Weylandites.

La comparación de esta microflora con otras de la Argentina permite encontrar similitudes con las descritas para las formaciones Bajo de Véliz, Tasa Cuna y los niveles superiores de las formaciones Santa Máxima y El Imperial. Todas ellas se caracterizan por los primeros registros de los géneros Vittatina, Weylandites y Fusacolpites. La presencia de una megafloora asociada portadora de las primeras glossopterídeas en Bajo de Véliz y Tasa Cuna permite referirlas al Pérmico más temprano. Por correlación, esa antigüedad puede ser también

propuesta para los niveles fosilíferos de la Formación Panacán, pues coincide con el registro mundial de los palinomorfos hasta ahora identificados. Además, la aparente ausencia de géneros como *Lueckisporites* o *Lunatisporites* permite descartar su ubicación en el Pérmico inferior más alto.

Por todo ello, y de acuerdo con los datos de microfioras (Césari *et al.*, 1999) obtenidos durante el relevamiento de la Hoja en el perfil de El Trapiche, se asigna la unidad al Pérmico inferior temprano.

Correlaciones

La secuencia neopaleozoicos de la subcuenca Río Blanco integrada por las formaciones Volcán y Panacán (Furque, 1956; 1958; 1963) es correlacionable con la secuencia de igual edad, aflorante en la cuenca de Paganzo compuesta por las formaciones Tupe y Patquía (Frenguelli, 1944; Cuerda, 1965). Posteriormente Scalabrini Ortiz (1972) identificó en la misma subcuenca a las Formaciones Malimán y Cortaderas, parcialmente equivalentes a las Formaciones Volcán y Panacán.

Granitoides Cerro Imán y Cerro Madril (26) Precordillera

Granitos y granodioritas

Antecedentes y Distribución areal

En el ámbito de la Precordillera, en el sector occidental de la Hoja afloran pequeños cuerpos

intrusivos de contactos irregulares, descritos por Furque (1963). Se asocian a la época eruptiva más importante representada en la zona y ubicada en el Pérmico-Triásico

Al naciente del extremo norte de la elevada pampa de Panacán, aflora en la cúspide del cerro Imán y entre éste y los cerros Pajonal y de la Aguada Negra (Figura 11) un pequeño cuerpo de composición granítica alargado en sentido NO-SE. Un poco al sudeste, en la cima del cerro Madril asoma otro cuerpo de dimensiones reducidas y composición granodiorítica.

Litología

Según Furque (1963), en el cerro Imán aflora un granito holocristalino con cristales de buen desarrollo y predominio de colores claros. En algunos sectores hay un pasaje gradual a un granito de grano más fino.

Los cristales de ortosa, de buen desarrollo, son tabulares y están maclados. El cuarzo es intersticial y de menor tamaño. El color de la roca es pardo claro con tintes rosados. También Furque (1963) mencionó que el stock del cerro Madril es de coloración más clara que el anterior, debido a la abundancia de plagioclasa. La textura es hipidiomorfa granular con concentraciones de hojuelas de biotita. La ortosa, en cristales equigranulares maclados, da un tinte rosado a la roca. En el borde oriental del cuerpo hay



Figura 11. Vista general del Grupo Trapiche intruido por el Granitoide Cerro Imán en el cerro Aguada Negra. También se pueden observar los bancos rojos y la facies sedimentaria de la Formación Cerro Morado.

abundantes xenolitos de roca de caja y segregaciones laterales de la granodiorita ricas en anfíbol y biotita.

Estructura

El stock granítico del cerro Imán muestra intenso diaclasamiento y numerosos filones de pórfido. El contacto con la caja tiene una intensa silicificación.

Por su parte, el stock del cerro Madril también está muy diaclasado y con profunda alteración en sus bordes. Esto origina un residuo tipo grus y bochas que corresponden a núcleos sueltos no meteorizados.

Según Furque (1963), el granito y la granodiorita de los cerros Imán, Pajonal y Madril deben tener una misma raíz en profundidad. Es decir que serían las cúpulas descubiertas por erosión, subsiguiente a la intrusión, de un cuerpo mayor probablemente batolítico. Apoya este argumento la conservación de rocas de caja intruidas en la cúpula de estos cerros.

Relaciones estratigráficas, edad y correlaciones

Los pequeños cuerpos graníticos aquí mencionados intruyen las sedimentitas ordovícicas del Grupo Trapiche (Figura 11).

Se realizó una datación radimétrica Potasio-Argón sobre el granito del cerro Imán, que dio una edad de 276 ± 17 Ma asignándose por lo tanto la unidad al Pérmico inferior.

La edad pérmica inferior de estos cuerpos graníticos, los vincula con las rocas ígneas asociadas con la intensa actividad magmática ocurrida durante el Pérmico y el Triásico inferior, que dio lugar a la denominada Provincia Mágica Choiyoi. Esta tiene su mejor desarrollo, dentro de la Cordillera Frontal, en el batolito de Colangüil, ubicado inmediatamente al poniente del límite occidental de la Hoja.

2.4. MESOZOICO

2.4.1. TRIÁSICO INFERIOR

Formación Talampaya Sierras Pampeanas Occidentales

Facies volcánica (27a)

Basaltos, aglomerados volcánicos y conglomerados epiclásticos

Facies sedimentaria (27b)

Conglomerados, areniscas, limolitas y brechas intraformacionales

Antecedentes

Romer y Jensen (1966) denominaron Formación Talampaya a las capas que afloran en el cañón del río homónimo, a las que consideraron que forman parte del complejo denominado Estratos de Paganzo por Bodenbender (1911). Este autor fue uno de los primeros en estudiar esta secuencia sedimentaria y asignó el conjunto de bancos de material clástico grueso que se apoyan en discordancia sobre el Piso II, como Piso III de los Estratos de Paganzo; con posterioridad (Bodenbender 1922, a y b), los describió como Estratos Famatinenses y luego (Bodenbender, 1924) los correlacionó con los Estratos Calchaqueños (Penck, 1920).

Diversos autores trabajaron en esta unidad en aspectos estratigráficos y sedimentológicos. Si se considera la relación estratigráfica entre los Pisos II y III, Braccacini (1946a y b) fue quien sugirió que el Piso III debe ser separado de los Estratos de Paganzo por mediar una relación discordante. Luego, Tineo (1962) reconoció entre estos una discordancia de tipo angular, en las cercanías de Amaná.

En cuanto a la denominación de esta secuencia, hubo variadas propuestas. Fidalgo (1963) definió como Formación El Chacho a los Pisos II y III de los Estratos de Paganzo, Bossi y Herbst (1968) asignaron a la Formación La Torre las capas cercanas a la localidad homónima y equivalentes al Famatinense, y Azcuy y Morelli (1970) nominaron Formación Amaná a los depósitos semejantes que afloran en la región de Paganzo- Amaná.

Con posterioridad, Lopéz Gamundí *et al.*, (1989) consideraron a la Formación Talampaya como parte del relleno inicial de la cuenca Ischigualasto-Villa Unión y describieron tres secuencias depositacionales para la unidad.

Caselli (1998), en su trabajo de tesis doctoral, realizó un detallado estudio estratigráfico y sedimentológico de la Formación Talampaya en las provincias de San Juan y La Rioja.

Distribución areal y espesor

En el ámbito de las Sierras Pampeanas Occidentales, la unidad aflora en dos regiones principales, al sur y sureste de la sierra de Maz y en el cerro Bola.

Al sur y sureste de la sierra de Maz los afloramientos conforman gran parte de la sierra Colorada y de los cerros Punta Colorada y Quillay, constituidos en su mayoría por rocas de la facies sedimentaria de La Formación Talampaya. La facies volcánica está expuesta mediante pequeños asomos aislados al suroeste del cerro Quillay. Caselli (1998) determinó

un espesor de más de 800 m para la unidad en el cerro Punta Colorada; en el cerro Guandacol y en la quebrada del Taco, 360 m; en la quebrada de La Cortadera 201 m, y en el cerro Noqués, 170 metros.

En la segunda región, inmediatamente al sur de la sierra de Maz, la unidad ocupa la culminación del cerro Bola y sus laderas norte y este, con potencias de 250 a 300 m (Caselli, 1998), donde están representadas tanto la facies sedimentaria como la volcánica.

Litología

Sobre la base del estudio de secciones verticales en distintas localidades de la unidad, Caselli (1998) diferenció diez facies:

- Facies Ta Areniscas y pelitas rojas con intercalaciones de tobas blancas.
- Facies Tb Areniscas medianas con conglomerados intraformacionales basales y escasas pelitas.
- Facies Tc Areniscas y areniscas conglomerádicas rosadas.
- Facies Td Areniscas en bancos tabulares con intercalaciones pelíticas.
- Facies Te Areniscas y pelitas finamente estratificadas.
- Facies Tf Conglomerados y brechas con clastos de volcanitas e intercalaciones de derrames lávicos.
- Facies Tg Brechas y conglomerados.
- Facies Th Conglomerados y areniscas conglomerádicas en bancos tabulares.
- Facies Ti Areniscas con estratificación entrecruzada de gran porte.
- Facies Tj Conglomerados, areniscas y pelitas rojas con intercalaciones tobáceas blancas.

Estructura,

En el sector noroeste del cerro Bola hay una estructura anticlinal de orientación axial noreste-suroeste, con escasa representación areal del flanco noroccidental. A lo largo de la vertiente oriental de dicha elevación la unidad está desplazada por tres fallas, de norte a sur, que pasan de tener rumbo aproximado oeste-este a nornoroeste-sursureste; esta última estructura presenta el bloque occidental hundido.

Caselli (1998) describió un braquianticlinal con el flanco occidental truncado por falla inversa e indicó en el mapa un anticlinal buzante al noreste y falla inferida, de rumbo norte-sur.

Ambiente de sedimentación

López Gamundí *et al.*, (1989) reconocieron tres secuencias depositacionales en la Formación Talampaya que constituye, junto con la Formación

Tarjados, el relleno inicial de la Cuenca Ischigualasto-Villa Unión.

Primera secuencia depositacional

Conforma la base de la sucesión y fue interpretada como depósitos de abanicos medios a distales, que pasan a depósitos de barreal con delgados niveles de toba. En el tramo medio y superior predominan los sedimentos de planicie de ríos entrelazados, en los que aumenta la participación de material psefítico hacia la culminación de la secuencia. El espesor es de 180 metros.

Segunda secuencia depositacional

Se encuentra constituida por facies conglomerádicas y arenosas de planicies de ríos entrelazados, cuyo espesor aproximado es de 75 metros.

Tercera secuencia depositacional

Está formada por basaltos, aglomerados volcánicos y conglomerados. En algunos sitios se observaron facies eólicas y depósitos de conglomerados correspondientes a ríos entrelazados.

Las diez facies que distinguió Caselli (1998) para la Formación Talampaya, en la zona sur y sureste de la sierra de Maz fueron agrupadas en dos asociaciones de facies. La primera, integrada por las facies Tf y Tj, fue interpretada como abanicos aluviales y sistemas fluviales efímeros proximales, con eventos efusivos localizados. La segunda, que involucra al resto de las facies e incluye también a Tf, se encuentra compuesta por rocas sedimentarias de grano fino correspondiente a barreales (Facies Te), seguidas por depósitos de sistemas fluviales efímeros distales (Facies Td), medios (Facies Tb) y proximales (Facies Tc).

En el cerro Bola, Caselli (1998) observó también dos asociaciones de facies. La primera, Facies Tf y Ta, equivale a derrames basálticos, representados por dos coladas que alcanzan una potencia de 105 m, y depósitos de sistemas fluviales efímeros proximales. La segunda asociación de facies corresponde a ríos efímeros de moderada energía (Facies Tb) y proximales o de alta energía (Facies Tc), con ausencia de facies finas.

Relaciones estratigráficas,

En el cerro de La Cruz, extremo noreste de la sierra Colorada, Caselli (1998) identificó una conspicua discordancia angular entre las sedimentitas de la Formación Patquía y las de la sobreyacente Formación Talampaya. Esta angularidad no se

presenta en el área del cerro Bola, donde la Formación Talampaya, representada por basaltos y rocas sedimentarias, se apoya por medio de un contacto discordante erosivo sobre rocas de la Formación Patquía. En el paraje Zanja de la Viuda, en los cerros Quillay y Agua de los Burros observó los mantos de basaltos y conglomerados que componen la Formación Tarjados, cubriendo la unidad por medio de una discordancia erosiva.

Edad y correlaciones

Por ubicación en la secuencia estratigráfica, Azcuy y Morelli (1979) y Martínez (1994) le asignaron a la formación una edad triásica inferior.

Esta unidad fue correlacionada por Mozetic (1974) con la Formación Amaná (Azcuy y Morelli, 1970) y con la Formación El Túnel (Mozetic, 1974).

Formación Tarjados Sierras Pampeanas Occidentales

Facies volcánicas (28a)

Basaltos y conglomerados epiclásticos

Facies sedimentarias (28b)

Conglomerados, areniscas y lutitas

Antecedentes

Romer y Jensen (1966) denominaron Formación Tarjados, en la que se reconocen dos miembros, a las rocas sedimentarias que cubren a la Formación Talampaya, descritas en la región de los campos de Gualo. Estas rocas fueron consideradas parte del Paganzo III de Bodenberder (1911).

La factibilidad del levantamiento cartográfico de las unidades llevó a Mozetic (1974) a proponer aumentar el rango de los miembros inferior y superior a la categoría de formación y denominarlos formaciones Tuscal y Agua Escondida respectivamente, e integrarlos dentro del Grupo Tarjados. Criterio que no es seguido en este trabajo, porque debido a la estrecha relación genética de ambos miembros, que forman parte de un sistema fluvial entrelazado (Martínez, 1994), se prefiere mantenerlos en una misma formación.

Distribución areal y espesor

Los afloramientos en las Sierras Pampeanas Occidentales están representados tanto por las facies volcánicas como sedimentarias. Se distribuyen al este de la localidad de Guandacol en dos sectores principales, al sur y sureste de la sierra de Maz y en el flanco oriental del cerro Bola. En estos sitios el

patrón de afloramiento es semejante al correspondiente a la Formación Talampaya.

Al sur y sureste de la sierra de Maz la facies volcánica forma una pequeña faja orientada noreste-suroeste, segmentada en tres tramos. La facies sedimentaria, de mayor distribución areal, aflora en el cerro Quillay, al sureste del cerro Punta Colorada en pequeños asomos aislados, entre otros sitios.

El espesor total de las dos secuencias deposicionales reconocidas en la unidad es de 290 m (López Gamundí *et al.*, 1989).

Litología

Romer y Jensen (1966) reconocieron dos miembros en la región de los campos de Gualo:

Miembro inferior

La secuencia, de coloración rojiza, está constituida por un conglomerado basal polimíctico que pasa a material clástico más fino, areniscas gruesas con laminación cruzada e intercalaciones de bancos de lutitas.

Miembro superior

Compuesto en su mayoría por areniscas de tonalidades blanquecinas a rosadas, hacia el techo presenta la secuencia un nivel silicificado, interpretado por Alcober (1993) como un silcrete correspondiente a un extenso período de no deposición.

Estructura y ambiente de sedimentación

López Gamundí *et al.*, (1989) indicaron dos secuencias deposicionales en la Formación Tarjados que equivalen a los dos miembros propuestos por Romer y Jensen (1966).

Primera secuencia deposicional

Está conformada por un conglomerado basal y areniscas eólicas que continúan hacia el techo con sedimentos de origen fluvial. El espesor es de 160 m y las sedimentitas tienen coloración rojiza.

Segunda secuencia deposicional

La integran 130 m de areniscas y conglomerados fluviales, de mayor desarrollo areal que la primera secuencia.

Martínez (1994) consideró que la unidad se depositó como un sistema fluvial de cursos entrelazados, con abundante carga de arena y reducida representación de las facies finas de la planicie de inundación.

Las formaciones Talampaya y Tarjados fueron interpretadas como una secuencia de primer sinrift

correspondiente a los estadios iniciales de un hemigraben (Milana y Alcober, 1994).

Relaciones estratigráficas

Stipanovic y Bonaparte (1979) identificaron una superficie de discordancia entre las formaciones Talampaya y Tarjados. Luego, Milana y Alcober (1994) reinterpretaron que la relación estratigráfica entre las unidades era mediante una superficie de erosión, al igual que postuló Caselli (1998). Por el contrario en la descripción de la Hoja Geológica Jáchal (Furque *et al.*, 1998), se expresó que la unidad cubre por medio de un contacto concordante de tipo gradual y transicional a la Formación Talampaya.

La secuencia sedimentaria subyace en discordancia erosiva a las pelitas, areniscas y niveles de paleosuelos de la Formación Chañares (Furque *et al.*, 1998; Caselli, 1998).

Contenido fosilífero, edad y correlaciones

En el tramo de transición entre los dos miembros se encontraron restos de vertebrados dicinodontes (Romer y Jensen, 1966; Sill, 1969), interpretados como del tipo Kannemeyeriidae por Bonaparte (1969), que permiten asignar una edad triásica inferior a la unidad.

Las secuencias sedimentarias de coloración rojiza y blanquecina, según Romer y Jensen (1966), son equivalentes a parte del Piso III de los Estratos de Paganzo de Bodenbender (1911).

Formación Talampaya y Formación Tarjados indiferenciadas (29) Sistema del Famatina

Conglomerados, areniscas y lutitas. Basaltos y conglomerados epiclásticos. Conglomerados, areniscas, limolitas y brechas intraformacionales. Basaltos, aglomerados volcánicos y conglomerados epiclásticos.

Antecedentes

Las formaciones Talampaya y Tarjados fueron propuestas y descritas por Romer y Jensen (1966) en el cañón del río Talampaya y en la región de los campos de Gualo.

Distribución areal y espesor

Los afloramientos de las unidades indiferenciadas se distribuyen ampliamente en el ámbito del Sistema del Famatina, al sur de la sierra homónima y en la sierra de los Tarjados, en el Parque Nacional de Talampaya, en la provincia de La Rioja (Figura 12).

Caselli (1998) determinó la potencia de la secuencia estratigráfica que reconoció como Formación Talampaya en las inmediaciones de la ruta nacional 40, donde midió más de 330 m de espesor en la quebrada Las Cuchillas, y 123 m en la cuesta de Miranda, ambas secuencias sedimentarias sin techo visible. Asimismo, al sur, en el cañón del río Talampaya, estableció aproximadamente 180 m de espesor sin base visible y cubierta por la Formación Tarjados.



Figura 12. La Formación Talampaya en el Parque Nacional Talampaya, en el sistema de Famatina.

Litología

Caselli (1998) distinguió la Formación Talampaya compuesta por areniscas conglomerádicas de color rosado y conglomerados intercalados, que aumentan la granulometría en los afloramientos ubicados en el arroyo Agua Escondida, en las proximidades del puesto Ciudad Perdida. El conjunto sedimentario, en discordancia erosiva, está cubierto por areniscas y pelitas rojas de la Formación Tarjados. Este autor realizó otros perfiles en la quebrada Las Cuchillas y en la cuesta de Miranda, de características litológicas semejantes, donde distinguió, hacia la base, niveles tobáceos y conglomerados finos respectivamente, pasando luego a areniscas y pelitas.

Estructura

Gran parte del margen oriental de las unidades está controlado por falla, de rumbo nornoroeste-sureste y bloque bajo occidental, que pone contacto estas rocas con granitos y granodioritas de la Formación Ñuñorco de edad ordovícica. Al este, dentro de la unidad se observa otra falla con traza y patrón geométrico similar. Entre otras estructuras mayores se infiere una falla que afecta el borde occidental de la unidad, de orientación aproximada norte-sur. Hacia el interior de la sierra de Tarjados, paralelamente a la falla se dispone una estructura anticlinal. En la región de la loma del Diablo hay dos fallas supuestas de rumbo noroeste-sureste.

Ambiente de sedimentación

A lo largo del cañón del río Talampaya, la unidad formacional homónima fue interpretada por Caselli (1998) como depósitos tractivos de alta energía correspondientes a sistemas efímeros proximales. En los perfiles realizados en la cuesta de Miranda y en la quebrada Las Cuchillas, reconoció dos asociaciones de facies, una grano y estratodecreciente interpretada como sistemas fluviales efímeros medios a depósitos de barreal, evidenciando una brusca disminución de energía, y una segunda asociación de características grano y estratocreciente, que pasa de las sedimentitas finas de barreal a sistemas fluviales efímeros distales a medios.

Relaciones estratigráficas

La unidad se apoya en discordancia sobre sedimentitas de la Formación Patquía o por contacto de falla con rocas del basamento, y está cubierta en discordancia por rocas de edad triásica media superior de las formaciones Chañares, Los Rastros, Ischigualasto y Los Colorados.

Entre las formaciones Talampaya y Tarjados, indicadas en el ámbito del Sistema del Famatina como unidad indiferenciada, Caselli (1998) señaló la existencia de una discordancia erosiva entre ambas, en los afloramientos ubicados a lo largo del río Talampaya.

Contenido fosilífero, edad y correlaciones

Como se mencionó con anterioridad, las unidades son atribuidas al Triásico inferior; la Formación Talampaya, por su posición en la secuencia estratigráfica (Azcu y Morelli, 1979; Martínez, 1994) y la Formación Tarjados por los restos de vertebrados dicinodontes encontrados (Romer y Jensen, 1966; Sill, 1969; Bonaparte, 1969).

Azcu y Morelli (1970) denominaron Formación Amaná a una serie de depósitos cercanos a la localidad homónima, al sureste de la zona de estudio, que pocos años más tarde Mozetic (1974) y Azcu *et al.*, (1979) correlacionaron con la Formación Talampaya.

2.4.2. TRIÁSICO

Formación Chañares (30) Sierras Pampeanas Occidentales

Pelitas, areniscas y niveles de paleosuelos

Antecedentes

Romer y Jensen (1966) denominaron Formación Chañares a un conjunto de areniscas finas limosas. Bonaparte (1967) señaló que la Formación Chañares era un término equivalente a la Formación Ischichuca, pero aceptó que era conveniente mantener la diferenciación de este intervalo que contenía una fauna fósil muy característica. Posteriormente, Stipanovic y Bonaparte (1979) rechazaron el status de formación a este conjunto rocoso, aludiendo que la sucesión que había sido incluida en la Formación Chañares constituía un miembro basal de la Formación Ischichuca (de la Mota, 1946).

Más tarde, Bossi (1971) definió el Grupo Agua de La Peña constituido por cuatro formaciones: Ischichuca, Los Rastros, Ischigualasto (Freguelli, 1944) y Los Colorados (Groeber y Stipanovic, 1953). La base del grupo, Formación Ischichuca, fue interpretada por Milana y Alcober (1994) como parte de una única secuencia junto con la Formación Chañares. Estos autores consideraron acertada la subdivisión entre las formaciones Ischichuca y Chañares, ya que, aunque forman parte de un mismo sistema depositacional, son litológicamente bien diferenciables y representan posiciones muy diferentes dentro de ese sistema.

La unidad presenta restos de reptiles fósiles que fueron estudiados por Romer (1966, 1967, 1969) y Bonaparte (1966a y b, 1967).

Estudios sedimentológicos y tectónicos en la cuenca triásica de Ischigualasto-Villa Unión fueron realizados por Legarreta y Kokogian (1986) y Milana y Alcober (1994).

Distribución areal y espesor

La unidad conforma una faja de rumbo noroeste-sureste en el sector oeste de la cuenca de Ischigualasto. En el área de estudio aflora en el extremo sur de la sierra Morada, dentro del ámbito de las Sierras Pampeanas Occidentales (centro sur de la Hoja). Los afloramientos típicos se ubican al norte del río Chañares en el Sistema del Famatina, indicados en este trabajo como Grupo Agua de la Peña (unidad 33) indiferenciado.

El espesor máximo de la unidad en su localidad tipo de aproximadamente 60 m (Rogers *et al.*, 2001).

Litología

La secuencia sedimentaria, de coloración gris blanquecina, está compuesta por areniscas limosas y tobas arcillosas, con escasos rellenos de canales arenosos y material fino correspondiente a depósitos lacustres con desarrollo de paleosuelos (Milana y Alcober, 1994; Caselli, 1998).

Romer y Jensen (1966) distinguieron dos unidades litológicas informales, sobre la base del color y el contenido fosilífero. Estas unidades fueron descritas en detalle por Rogers *et al.*, (2001). La unidad inferior, tobácea, se caracteriza por poseer concreciones de color azulado y abundantes fósiles de tetrápodos. Tiene un espesor que varía entre 20 y 35 metros. Cubre el nivel silicificado de la Formación Tarjados con areniscas medianas a gruesas, poco consolidadas y muy calcáreas, con laminación de bajo ángulo a horizontal con marcas de raíces y bioturbación. Sobre las areniscas yacen capas pelíticas ricas en arcillas, sobre las que se disponen tres cuerpos arenosos lenticulares con espesor de 0,7 a 2 m, con base erosiva, cubiertos por delgados conglomerados con numerosos intraclastos pelíticos y clastos de chert redondeados a angulares. Estos conglomerados basales pasan hacia arriba a areniscas finas a gruesas, calcáreas, con estratificación entrecruzada o laminación ondulítica. Toda esta sección presenta abundantes concreciones.

La unidad superior es de color gris claro a blanquecino y carece de fósiles (Rogers *et al.*, 2001). Su espesor varía de 10 a 30 metros. El metro basal está

intensamente bioturbado con trazas subverticales que, en algunos casos, presentan rellenos meñiscados. Los bancos que sobreyacen a este nivel bioturbado son por lo general macizos y portan concreciones. Dentro de esta sucesión se intercalan delgados niveles tobáceos alterados a arcillas. Esta unidad pasa transicionalmente a la Formación Los Rastros.

Estructura y ambiente de sedimentación

La estratificación presenta una actitud aproximada de rumbo nornoroeste-sursureste e inclinación al este.

Estos depósitos fueron generados en avenidas mantiformes (sheet floods) tufáceas según Legarreta y Kokogian (1986).

Milana y Alcober (1994) interpretaron que las formaciones Ischichuca y Chañares constituyen variaciones laterales de una única sucesión con diferente posición en la cuenca, reconocidas como una segunda secuencia de la primera etapa de sinrift en la cuenca de Ischichuca-Ichigualasto.

Relaciones estratigráficas

Las rocas de la unidad cubren en discordancia erosiva a la Formación Tarjados y subyacen con un contacto transicional a las lutitas negras carbonosas y areniscas de la Formación Los Rastros.

Contenido fosilífero

Dentro de la Formación Chañares se han encontrado numerosos restos fósiles muy característicos que han sido denominados "Fauna de tetrápodos de Chañares". Esta fauna contiene el mejor registro de tetrápodos previos a la diversificación del Triásico tardío de dinosaurios, cinodontes avanzados y mamíferos (Rogers *et al.*, 2001).

Fueron encontrados y estudiados restos de reptiles por Romer (1966, 1967, 1969) y Bonaparte (1966a y b, 1967), los que permiten ubicar a la Formación Chañares en el intervalo Triásico medio bajo a alto. Las formas más importantes se detallan a continuación:

Restos de reptiles

- Probelesodon lewisi
- Chañaresuchus bonapartii
- Lagosuchus talampayensis
- Marasuchus lilloensis

Edad y correlaciones

La edad fue asignada al Triásico medio bajo alto, sobre la base de restos fósiles de flora, reptiles e icnitas (Martínez, 1994; Bonaparte, 1969).

La Formación Chañares pasa lateralmente a la Formación Ischichuca (Frenguelli, 1944; Milana y Alcober, 1994); esta última, hacia el techo, presenta engranajes laterales con la Formación Los Rastros, aunque en general la cubre por medio de un contacto transicional (Milana y Alcober, 1994; Furque *et al.*, 1998).

La Formación Ischichuca, en su parte basal, tiene intercalaciones de basaltos en almohadilla correlacionados por Furque *et al.*, (1998) con la Formación Baldecitos (Mozetic, 1974), de edad triásica superior (González y Toselli, 1971; Mozetic, 1974).

Formación Ischigualasto y Formación Los Rastros indiferenciadas (31) Sierras Pampeanas Occidentales

Formación Los Rastros

Lutitas negras carbonosas, mantos de carbón y areniscas finas a medianas

Antecedentes

La unidad fue propuesta por Frenguelli (1944) para una serie de ciclos rítmicos y con tendencia granocreciente, compuestos por lutitas carbonosas, mantos de carbón y areniscas de granulometría fina a media.

Años más tarde, Bossi (1971) consideró a la Formación Los Rastros, junto con las formaciones Ischichuca, Ischigualasto (Frenguelli, 1944) y Los Colorados (Groeber y Stipanovic, 1953), parte del Grupo Agua de La Peña.

Estudios sedimentológicos y paleoambientales fueron realizados por Legarreta y Kokogian (1986), Milana y Alcober (1994) y Martínez (1994). Este último autor reconoció y estudió en la unidad restos de vegetales y polen, además de algunas huellas, restos de invertebrados y peces, que permitieron asignarle a la Formación Los Rastros una edad triásica media alta.

Distribución areal

Las secuencias sedimentarias de las formaciones Los Rastros e Ischigualasto indiferenciadas, afloran en el ámbito de las Sierras Pampeanas Occidentales al este de la Cuenca del Bermejo. Constituyen una faja de orientación noroeste-sureste, en la que se reconocieron tres sectores, uno norte en las inmediaciones del cerro Bola, uno central en la sierra Morada y finalmente uno austral, equivalente a la zona norte de la sierra de Valle Fértil.

En el cañón del Gualo, pocos kilómetros al sur de la Hoja, Rogers *et al.*, (2001) registraron en la Formación Los Rastros un espesor de 280 metros.

Litología

La secuencia sedimentaria está compuesta por depósitos de características cíclicas progradantes y granocrecientes con un espesor medio de 15 m (Milana y Alcober, 1994). Una típica sucesión, según Rogers *et al.*, (2001) y Milana y Alcober (1994), consiste en una capa basal de arcilitas negras carbonosas con conchostracos, escasos peces fósiles, restos de plantas e impresiones de insectos. En estas capas se intercalan delgados niveles de bentonitas amarillas y capas ricas en hierro de color anaranjado y castaño oscuro. A esta facies basal la sobreyacen, en contacto neto, arcilitas limosas y limolitas gris claro. Estas limolitas tienen laminación horizontal, ondulítica y flaser, y aumentan su espesor y abundancia hacia el tope. Hacia arriba siguen areniscas finas con laminación de bajo ángulo que se intercalan con pelitas que preservan marcas de raíces silicificadas y slickensides.

Estructura

A lo largo del sector pedemontano adyacente al borde occidental de la sierra Morada, se infiere una falla de rumbo noroeste-sureste con bloque bajo al suroeste y componente de rumbo lateral izquierdo. En las inmediaciones del cerro Bola la unidad está afectada por una serie de fallas con trazas de similar disposición pero de menor expresión areal. El afloramiento del tramo central, en la sierra Morada, conforma un braquianticlinal con eje de rumbo noroeste-sureste.

Ambiente de sedimentación

Legarreta y Kokogian (1986), Martínez (1994) y Milana y Alcober (1994) consideraron estos depósitos como correspondientes a un paleoambiente de tipo lacustre-deltaico. Según Milana y Alcober (1994), la progradación deltaica fue hacia el oeste. Rogers *et al.*, (2001) estimaron que estos deltas serían de tipo Gylbert.

Milana y Alcober (1994) vincularon las secuencias sedimentarias de la unidad a la primera fase de post-rift asociado al desarrollo del hemigraben de la cuenca Ischichuca-Ischigualasto.

Relaciones estratigráficas

Las rocas de la Formación Los Rastros tienen pasajes laterales con las formaciones Chañares e

Ischichuca, y están cubiertas mediante un contacto transicional por la Formación Ischigualasto (Furque et al., 1998). Por el contrario, Martínez (1994) y Rogers *et al.*, (2001) observaron entre ambas formaciones un contacto de tipo neto.

Contenido fosilífero y edad

Martínez (1994) encontró en la Formación Los Rastros abundantes restos fósiles, plantas, peces, invertebrados y algunas huellas que permiten atribuirle una edad triásica media alta. Algunos de los fósiles más importantes se citan a continuación.

Géneros de plantas

- Equisetites, Phillotheca, Neocalamites, Cladophlebis, Dicroidium, Xylopteris, Yabeiella, Thinnfeldia, Podozamites, Baiera y Cycadocarpidium.
- Restos de vertebrados, peces
- Myrilepis elongatus
- Restos de invertebrados
- Estheria
- Palacomutela.
- Icnitas
- Rigalites ischigualastianus y huellas tridáctilas no determinadas.

Correlaciones

El sector basal de la secuencia sedimentaria presenta pasajes laterales con las formaciones Chañares e Ischichuca (Milana y Alcober, 1994), aunque generalmente las cubre mediante un pasaje transicional.

Azcuy y Morelli (1979) correlacionaron la unidad con la Formación Lomas Blancas (Bossi y Herbst, 1968) compuesta por areniscas, limolitas, arcilitas, tobas y conglomerados que afloran en la zona de Baldecitos, al sur del área de estudio.

Formación Ischigualasto

Conglomerados, areniscas, tobas arcillosas, sabulitas, limonitas, bancos carbonosos, paleosuelos y basaltos

Antecedentes

Frenguelli (1944) denominó Formación Ischigualasto al conjunto de areniscas y pelitas tobáceas que sobreyacen a la Formación Los Rastros, en el área de la Hoyada de Ischigualasto o Valle de La Luna, al sur de la zona de estudio.

Bossi (1971) reunió en el Grupo Agua de La Peña las secuencias sedimentarias correspondientes a las formaciones Ischichuca, Los Rastros, Ischigualasto (Frenguelli, 1944) y Los Colorados (Groeber y Stipanovic, 1953).

Estudios estratigráficos y sedimentológicos fueron llevados a cabo por Alcober (1993), Martínez (1994) y Milana y Alcober (1994). Numerosos son los autores que trabajaron en el reconocimiento y descripción del contenido fosilífero de la unidad, como Frenguelli (1948, 1950), Groeber y Stipanovic (1953), Archangelsky y Brett (1960), Romer (1962), Romer y Jensen (1966), Bonetti (1966) y Bonaparte (1966a y b, 1973, 1975, 1978), entre otros.

Currie *et al.*, (2009) propusieron la división de la Formación Ischigualasto en cuatro miembros que son, de base a techo, los siguientes: Miembro La Peña, Miembro Cancha de Bochas, Miembro Valle de La Luna y Miembro quebrada de la Sal.

Distribución areal

Las rocas que constituyen las formaciones Los Rastros e Ischigualasto, indiferenciadas, afloran a lo largo de una faja de rumbo noroeste-sureste en el ámbito de las Sierras Pampeanas Occidentales, al este de la Cuenca del Bermejo. Se extienden los afloramientos desde el cerro Bola hasta el sector norte de la sierra de Valle Fértil.

Espesor

La Formación Ischigualasto, según Milana y Alcober, (1994) tiene un espesor variable de 600 a 900 m en la faja cerro Bola- Ischigualasto que se reduce a 175 m en el área de Talampaya (Stipanovic y Bonaparte, 1979). Currie *et al.*, (2009) citaron un espesor que varía (de oeste a este) entre 700 y 300 m en el río de La Peña (pocos kilómetros al sur de la Hoja), cuyo perfil es similar al del río de la Chilca.

Litología

La mayor representación de los afloramientos de la unidad se encuentra en la Hoyada de Ischigualasto o Valle de la Luna, al sur del área de la Hoja.

La Formación Ischigualasto se encuentra compuesta principalmente por tobas, tufitas, pelitas, areniscas, conglomerados y basaltos. Se caracteriza por presentar importantes variaciones tanto laterales como verticales (Alcober, 1993). La secuencia sedimentaria se inicia con rocas pefíticas polimícticas que componen el denominado Conglomerado Agua de La Peña y continúa hacia el techo con una serie de ciclos granocrecientes. Cada uno de ellos comienza con areniscas de granulometría media a gruesa y pasa a areniscas finas y limolitas que en algunos casos están intercaladas con bancos carbonosos o calcáreos (Martínez, 1994). Bossi (1970) reconoció

intercalaciones de bancos de tobas montmorilloníticas, de poca potencia.

Estructura

Las estructuras principales son las ya citadas para la Formación Los Rastros ya que ambas constituyen una sola unidad cartográfica en el ámbito de las Sierras Pampeanas Occidentales.

Ambiente de sedimentación

Todo el conjunto sedimentario de la Formación Ischigualasto caracteriza la segunda etapa de un período de sinrift (Milana y Alcober, 1994). El conglomerado basal representa un depósito aluvial producto de la reactivación tectónica de la estructura del hemigraben (Martínez, 1994; Milana y Alcober, 1994), coincidente con la efusión de basaltos. El resto de la sucesión es interpretada como depósitos de ríos entrelazados y planicies de inundación (Martínez, 1994), en las cuales, debido al mediano o mal drenaje, se generaron bancos carbonosos y paleosuelos (Milana y Alcober, 1994).

Relaciones estratigráficas

La Formación Ischigualasto yace en contacto concordante y neto con pelitas y areniscas finas de la Formación los Rastros, aunque Furque *et al.*, (1998) determinaron la existencia de un pasaje transicional entre ambas unidades. La cubren, en discordancia erosiva, las sedimentitas de la Formación Los Colorados (Groeber y Stipanovic, 1953).

Contenido fosilífero y edad

La unidad contiene gran variedad de restos fósiles de vertebrados, estudiados y descriptos por Bonaparte (1966a y b, 1973, 1975, 1978), Romer (1962) y Romer y Jensen (1966) y géneros de paleoflora identificados por Frenguelli (1948, 1950), Groeber y Stipanovic (1953), Archangelsky y Brett (1960) y Bonetti (1966). Los más importantes se detallan a continuación:

Restos de vertebrados

- *Herrerasaurus ischigualastensis*, *Frenguellsaurus ischigualastensis*, *Eoraptor lunensis*, *Pisanosaurus mertii*, *Ischigualastia jenseni*, entre otros.

Géneros de plantas

- *Neocalamites*, *Cladophlebis*, *Dicroidium*, *Xylopteris*, *Podozamites*, *Phyllotea*, *Araucarites*, *Yabeiella*, *Pterophyllum*, *Rhexoxylon*, entre otros.

La Formación Ischigualasto fue asignada al Triásico superior al considerar el contenido fosilífero y dos edades radiométricas obtenidas por el método Ar40/ Ar39, en tobas intercaladas, que arrojaron valores de $227,8 \pm 0,3$ Ma (Rogers *et al.*, 1993) y $217 \pm 1,7$ Ma (Shipman, 2004).

Correlaciones

Fuera de la zona de estudio, la parte basal de la secuencia contiene intercalaciones de basaltos correlacionados con los basaltos olivínicos alcalinos (Furque *et al.*, 1998) de la Formación Baldecitos (Mozetic, 1974) con edades atribuidas al Triásico superior (González y Toselli, 1971; Mozetic, 1974). Estos cuerpos basálticos fueron interpretados por Stipanovic y Bonaparte (1979) como filones capa, posteriormente reinterpretados como coladas de lava derramadas en una superficie húmeda o efusiones subacuáticas en lagos (Milana y Alcober, 1994).

Si bien Azcuy y Morelli (1979) correlacionaron la Formación Los Rastros con la Formación Lomas Blancas (Bossi y Herbst, 1968), Furque *et al.*, (1998) no descartaron la posible correlación del conglomerado basal de la Formación Lomas Blancas con el Conglomerado Agua de La Peña de esta unidad.

Formación Los Colorados (32) Sierras Pampeanas Occidentales

Areniscas, limolitas, sabulitas, conglomerados finos y arcilitas

Antecedentes

Estas sedimentitas fueron originalmente incluidas por Frenguelli (1948) en lo que denominó Estratos de Gualo. Posteriormente, Groeber y Stipanovic (1953) las denominaron Estratos de Los Colorados, a los que finalmente Ortiz (1968) dio jerarquía formacional.

La interpretación paleoambiental de la unidad fue realizada en el estudio tectosedimentario de la cuenca triásica de Ichigualasto hecho por Milana y Alcober (1994). Por otra parte, Bonaparte (1971) y Martínez (1994) llevaron a cabo avances en el conocimiento bioestratigráfico y paleoecológico.

Distribución areal y espesor

Los afloramientos de la unidad se disponen con forma de faja a lo largo de las sierras Morada y de Valle Fértil, al este de las exposiciones de las formaciones Los Rastros e Ischigualasto (Triásico medio a superior) y al oeste de la Formación Cerro Rajado (Cretácico). Esta distribución areal, de orientación

prácticamente norte-sur en las inmediaciones del cerro Bola, pasa a una dirección noroeste-sureste al sur del río Bermejo o Vinchina, en la sierra Morada. Al norte de la faja citada y al naciente de la localidad de Villa Unión, hay afloramientos más reducidos de la unidad en la zona de Anchumbil.

El espesor promedio en la zona del cerro Rajado es de 700 m, según Bracco *et al.*, (1996), Bossi (1970) y Caselli *et al.*, (2001). La potencia decrece hacia el sur alcanzando 95 m en el arroyo Agua Escondida (Mozetic, 1974). Los espesores máximos se registraron al este de la Hoyada de Ischigualasto, con 1200 m (Bossi, 1970) y al este del cerro Bola, con 980 m (Mozetic, 1974).

Litología

La Formación Los Colorados está compuesta por areniscas finas a gruesas, pelitas y escasos conglomerados de color rojo ladrillo. Milana y Alcober (1994) distinguieron en la unidad dos secciones, una inferior granocreciente y otra superior granodecreciente.

Sección inferior

Está integrada por bancos tabulares de areniscas rojo ladrillo de granulometría media a fina con escasas intercalaciones de limolitas. Hacia el techo se intercalan niveles de conglomerados.

Sección superior

Se caracteriza por una sucesión de tendencia granodecreciente y con un predominio de areniscas y limolitas.

Estos grandes ciclos, a su vez se componen, según Arcucci *et al.*, (2004), por ciclos grano y estratodecrecientes sucesivos de escala métrica a decamétrica, caracterizados por areniscas gruesas a finas intercaladas con pelitas que pasan progresivamente a dominar en la sección superior de la unidad. Los bancos arenosos son por lo general tabulares y están cubiertos por delgados mantos de guijas con clastos de cuazo, chert y rocas metamórficas. Dentro de estos ciclos, Caselli *et al.*, (2001) describieron 10 litofacies que a su vez agruparon en 5 asociaciones de facies. Las litofacies descriptas son: areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada en artesa, areniscas macizas, areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar y en artesa, areniscas con estratificación horizontal, areniscas con estructuras de corte y relleno, areniscas con laminación ondulítica de corrientes y ascendente, y pelitas laminadas y macizas.

Ambiente de sedimentación

La sección inferior fue interpretada por Milana y Alcober (1994) como un paleoambiente de planicies de inundación, donde el material clástico más grueso representa rellenos de canales en sistemas de ríos entrelazados. La sección superior, si bien corresponde al sistema fluvial, se distingue por un alargamiento de los cursos y el gran desarrollo de las planicies de inundación atribuido a un estado de estabilidad de la cuenca. Estos autores vincularon la unidad a la segunda fase de postrift de la cuenca Ischigualasto-Villa Unión.

Caselli *et al.*, (2001) interpretaron la sucesión del cerro Rajado como un sistema fluvial de carga mixta, con canales arenosos de moderada a alta sinuosidad y buen desarrollo de planicie de inundación, con formación de cuerpos de agua someros y perennes, que son más frecuentes hacia el techo de la secuencia. Las condiciones paleoclimáticas, según Bossi (1970) y Caselli *et al.*, (2001), fueron de tipo templado-húmedo a subhúmedo con posible estación seca alternante.

Relaciones estratigráficas

La unidad se apoya en un contacto concordante de característica transicional sobre la Formación Ischigualasto, sin embargo, en algunos sectores la relación estratigráfica es mediante una discordancia erosiva (Furque *et al.*, 1998). Legarreta y Kokogian (1986) identificaron una discordancia angular entre las formaciones Ischigualasto y Los Colorados. Asimismo, la Formación Los Colorados está cubierta en discordancia angular por las rocas sedimentarias de la Formación Cerro Rajado, de edad cretácica inferior (Parker, 1974; Sissini, 1998).

Contenido fosilífero y edad

Los hallazgos de restos fósiles efectuados por Bonaparte (1971) en la unidad, le permitieron establecer que la asociación faunística del sector superior y medio de la secuencia indicaría una edad triásica superior. Algunos de los restos fósiles se citan a continuación.

- Chaliminia musteloides, Tritylodon sp, Neoaetosauroides engaeus, Riojasaurus incertus, Riojasaurus tenuiceps, Pseudohesperosuchus jachaleri, Coelurosauria, Hemiprotosuchus leadi y Fasalasuchus tenax.

Otros restos fueron encontrados e identificados por Martínez (1994) en el tramo inferior de la secuencia. Teniendo en cuenta las edades radimétricas obtenidas

para la Formación Ischigualasto, que la subyace, la edad de la Formación Los Colorados sería noriana.

Correlaciones

La Formación Los Colorados constituye la unidad más joven dentro del Grupo Agua de La Peña (Bossi, 1971) y podría correlacionarse con la base de la Formación Santo Domingo (Fauqué y Caminos, 2006) que aflora al oeste de la Hoja, en la Precordillera Central.

Grupo Agua de La Peña indiferenciado (33)

Sistema del Famatina

Formación Chañares

Formación Ischichuca-Los Rastros

Formación Ischigualasto

Formación Los Colorados

Sedimentitas rojas continentales

Antecedentes y distribución areal

El Grupo Agua de La Peña esta constituido por las Formaciones: Chañares, Ischichuca-Los Rastros, Ischigualasto y Los Colorados. Según López Gamundi *et al.*, (1989) las Formaciones Ischichuca-Los Rastros son distintas facies de un mismo sistema depositacional, que representan diferentes situaciones paleogeográficas.

La denominación Grupo Agua de La Peña fue propuesta por Bossi (1971) para reunir las sedimentitas rojas de origen continental que integran los depósitos de la Cuenca Ischichuca-Ischigualasto. Está constituido por cuatro formaciones, Chañares, Ischichuca, Ischigualasto (Frenguelli, 1944) y Los Colorados (Groeber y Stipanovic, 1953). Las rocas de este grupo han sido interpretadas como depositadas en una cuenca tipo rift (Rolleri y Criado Roqué, 1968; Stipanovic y Bonaparte, 1979; Baraldo *et al.*, 1990). Con posterioridad, Milana y Alcober (1994) la redefinieron como un hemigraben asimétrico, en el que relacionaron la Formación Ischichuca como una variación lateral de la Formación Chañares.

Los afloramientos en el Sistema del Famatina se distribuyen al sur de la sierra de Tarjados, a la latitud del río Chañares, y al este de Villa Unión.

2.4.3. TRIÁSICO SUPERIOR-JURÁSICO INFERIOR

Formación Santo Domingo (34) Precordillera Central

Conglomerados, areniscas, pelitas rojas, riolitas, dacitas y andesitas

Antecedentes

Esta unidad fue originalmente incluida por Limarino *et al.*, (1990) dentro del conjunto de bancos rojos al que denominaron informalmente "sedimentitas triásicas", aflorantes en las nacientes del río Peñón y en la quebrada de Santo Domingo. Años más tarde, Caminos *et al.*, (1995) hallaron restos de troncos que sugerían una edad neotriásica superior a jurásica temprana, edad que fue posteriormente confirmada por las dataciones de Coughlin (2001).

Tiempo después, Fauqué y Caminos (2006) denominaron ese conjunto rocoso Formación Santo Domingo, nombre que ya había sido utilizado informalmente por Fauqué y Limarino (1991). Posteriormente, Ciccioli *et al.*, (2005), Limarino *et al.*, (2005), Tedesco (2007) y Tedesco *et al.*, (2014) correlacionaron esta unidad con las rocas aflorantes de la Hoja.

Distribución areal y espesor

La Formación Santo Domingo aflora en la Hoja Villa Unión dentro del marco de la Precordillera Central. Sus principales exposiciones se encuentran en las nacientes del río Guandacol, donde forma el núcleo del anticlinal atravesado por las quebradas Colorada y de La Puerta. Al este, conforma, junto con las formaciones Ciénaga del Río Huaco y Puesto La Flecha, parte de los bancos rojos que afloran en la ladera oriental del cordón de La Flecha.

Finalmente, los afloramientos más septentrionales se hallan al norte de Nacimientos, en la margen occidental de la sierra de Umango (Figura 13), donde la unidad alcanza su máximo espesor, de 915 metros.

Litología

Como fue mencionado anteriormente, la Formación Santo Domingo fue originalmente descrita al norte del área de la Hoja, en el río del Peñón, al oeste de Jagüé, por Limarino *et al.*, (1990). Allí, estos autores subdividieron la unidad en 5 facies denominadas A, B, C, D y E. La facies A es la basal y está compuesta por ortoconglomerados polimicticos clasto-sostén inmersos en una matriz arenosa de textura mediana a gruesa. Los clastos son principalmente de vulcanitas ácidas y mesosilíceas y cuarzo, incluyendo algunos fragmentos de areniscas verdes medianas que contienen restos de troncos silicificados, areniscas finas a gruesas de color rojo ladrillo y pelitas. La facies B está constituida por areniscas finas de color rojo y muy finas de color gris oscuro, otorgándole al conjunto un aspecto laminado. La facies C incluye una alternancia de areniscas y pe-



Figura 13. La Formación Santo Domingo en La Ciénaga (oeste de la sierra de Umango). Las intercalaciones grises corresponden a basaltos.

litas de color rojo ladrillo. La facies D está formada por tres tipos litológicos principales, pelitas rojas laminadas, seguidas por areniscas rosadas de grano medio a fino y finalmente bancos de calizas impuras, margas y capitas milimétricas de yeso. La facies E se trata exclusivamente de areniscas finas y medianas de color rojo pálido y castaño bien seleccionadas, con estratificación entrecruzada de escala gigante. El espesor total es de 915 metros.

Dentro del área de la Hoja, la Formación Santo Domingo posee un espesor aproximado de entre 100 y 150 m y está integrada predominantemente por areniscas blanquecinas a rosadas, pelitas rojas y volcanitas. La sección inferior se encuentra conformada por pelitas rojas laminadas de hasta 2 m de espesor que se intercalan con bancos tabulares de hasta 1 m de espesor de areniscas feldespáticas blancas con abundantes entrecruzamientos y estratificación horizontal. Es correlacionable con las facies B y C de Limarino *et al.*, (1990).

El intervalo superior está dominado por pelitas rojas laminadas (Facies D de Limarino *et al.*, 1990). Por encima afloran las volcanitas que forman cuerpos tabulares de hasta 15 m de potencia, paralelos a la estratificación, conformados por riolitas, dacitas y andesitas, que marcan un volcanismo bimodal característico.

Estructura

Esta unidad fue generada en un depocentro identificado como Santo Domingo y que, según Melchor y de Valais (2006), corresponde a un hemigraben aislado que forma parte de la cuenca de rift de Ischigualasto-Villa Unión, desarrollada en el margen occidental de Gondwana durante el Triásico. Dentro del área de la Hoja Villa Unión, por lo general

forma parte de pequeños anticlinales y sinclinales, como el del norte de La Ciénaga (Figura 13) y el del sur del cerro de La Flecha (Figura 14).

Ambiente de sedimentación

Limarino *et al.*, (1990) interpretaron el primer tramo de la Formación Santo Domingo como resultado de una sedimentación de tipo torrencial, seguido de depósitos eólicos que son sucedidos por secuencias fluviales meandriformes y sucesiones lacustres que incluyen escasas evaporitas, lo que indica una progresiva aridización del medio, reducción en la tasa de sedimentación y disminución de las corrientes fluviales. Finalmente, un tramo con eolianitas corresponde a la facies E.

Una interpretación paleoambiental más reciente corresponde a Melchor *et al.*, (2006), quienes relacionaron las sedimentitas de esta unidad con un ambiente fluvio-lacustre distal de bajo gradiente en un clima semiárido, probablemente comparable con un abanico terminal.

Relaciones estratigráficas

En la Hoja Villa Unión, la Formación Santo Domingo se halla en discordancia angular sobre depósitos correspondientes al Paleozoico superior (formaciones Volcán y Panacán). El techo de la unidad se encuentra en paraconformidad con la Formación Ciénaga del Río Huaco. El límite entre ambas formaciones está señalado por un contacto erosivo sobre el que se disponen ortoconglomerados intraclásticos con numerosos clastos de pelitas y areniscas rojas, y por fragmentos de placas dérmicas y huesos de tortugas (de la Fuente *et al.*, 2003; Ciccio *et al.*, 2005).

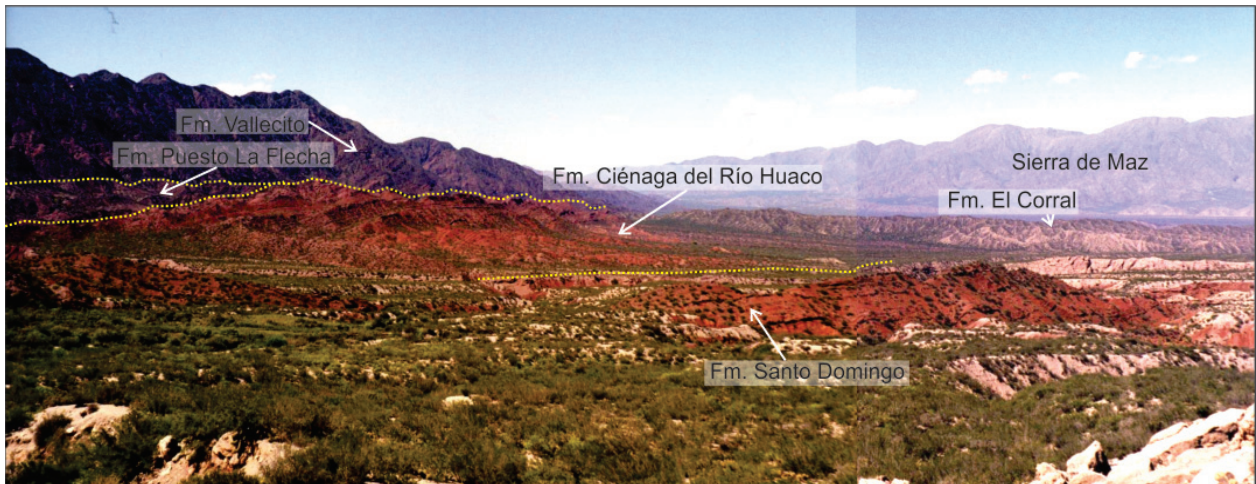


Figura 14. Vista general de los bancos rojos mesozoicos y paleógenos (formaciones Santo Domingo, Ciénaga del Río Huaco, Puesto La Flecha y Vallecito). Fotografía tomada desde la quebrada del río Yanso hacia el norte.

Contenido fosilífero y edad

En los estratos basales de la Formación Santo Domingo, en el curso del río del Peñón (fuera del área de la Hoja), Caminos *et al.*, (1995) encontraron restos de troncos correspondientes a *Rhexoxylon* sp. cf *Rhexoxylon piatnitzkyi* y *Taxaceoxylon*, que sugieren que la unidad fue depositada en un intervalo de tiempo que va desde el Neotriásico superior al Jurásico temprano. Por otro lado, Melchor y de Valais (2006) describieron también improntas de dycinodóntidos, tetrasaurópodos y huellas de pájaros.

La edad, originalmente asignada por el contenido fosilífero, fue posteriormente confirmada por las dataciones obtenidas por Coughlin (2001) de $214 \pm 7,2$ Ma (Triásico tardío, método Ar40/Ar39) a partir del análisis de un basalto situado estratigráficamente por encima de los fósiles antes mencionados. Asimismo, los datos paleomagnéticos aportados por Vizán *et al.*, (2005) confirmaron su extensión hasta el Jurásico temprano.

Correlaciones

Melchor y de Valais (2006) correlacionaron la Formación Santo Domingo con la Formación Los Colorados de la Cuenca Ischigualasto-Villa Unión, con la Formación Río Blanco de la Cuenca de Cuyo y con la Formación Casa de Piedra en Rincón Blanco.

2.4.4. JURÁSICO

Diques dacíticos, andesíticos y traquiandesíticos (35) Precordillera

Andesitas, traquiandesitas y dacitas

Antecedentes

Al describir las rocas eruptivas de la Hoja 17b – Guandacol, Furque (1963) destacó la presencia de dacitas en la región centro oriental de esa Hoja. Según este autor, forman cuerpos alargados, generalmente en sentido norte sur, constituyendo delgados sills intruídos en el Ordovícico y el Neopaleozoico. Debido a esto, sugirió que estos cuerpos son post-carbóníferos.

Distribución areal

Los afloramientos de los diques andesíticos y traquiandesíticos se distribuyen en las inmediaciones de la pampa de Panacán en el ámbito precordillerano, dispuestos en cuatro áreas principales. De norte a sur, la primera zona se ubica al noreste del cerro Las Vacas, constituida por un asomo aislado, el segundo sitio está representado por un patrón de afloramiento discontinuo de orientación noroeste-sureste al este del río Punta de Agua, en las inmediaciones del puesto Chepical. En tercer lugar se destaca una faja de rumbo aproximadamente norte-sur, con una longitud aproximada de 6,5 km, al noroeste del cerro Colorado. Finalmente, al oeste de la sierra de la Batea aparecen los asomos más australes del área de trabajo, caracterizados por estar aislados y cortados por fallas de rumbo noroeste-sureste.

Litología

En el borde oriental de la pampa de Panacán, a orillas del río Punta del Agua, se halla el puesto Chepical, donde afloran diques de traquiandesitas que intruyen a la parte más alta de la secuencia carbonífera aflorante en la zona.

La roca es una traquiandesita (lacita cuarzosa) de textura porfírica (en algunas muestras parcialmente

fluidal) y pasta holocristalina granosa fina. Los fenocristales son de oligoclasa-andesina, hornblenda parda, feldespatos potásico y pigeonita. La pasta está compuesta por feldespatos potásico, cuarzo, plagioclasa, hornblenda, magnetita y apatita. Tiene alteración propilítica moderada representada por minerales como caolinita, sericita, clorita, carbonato y epidoto.

En las inmediaciones del puesto El Salto, a orillas del río Gualcamayo, existe un contacto tectónico entre rocas del Paleozoico inferior y superior. Allí las calizas de la Formación San Juan están corridas sobre las sedimentitas clásticas de la Formación Panacán. A lo largo de este contacto se hallan intruidos diques de composición dacítica que afectan a ambas unidades. Debido al control tectónico de la intrusión, podría tratarse de actividad subvolcánica de edad terciaria.

En la cuesta de Panacán, al sur de la sierra Pescado, se observan cuerpos subvolcánicos andesíticos, también intruidos en la secuencia clástica de la Formación Panacán.

Relaciones estratigráficas

Las rocas filonianas aquí descritas son intrusivas en el Paleozoico superior e inferior. En algunos casos la intrusión de estos cuerpos tiene controles estructurales, emplazándose a lo largo de corrimientos vinculados con la tectónica Andina. Esto hace pensar que su edad podría ser terciaria, aunque las dataciones obtenidas corresponden al Jurásico superior.

Edad y correlación

Por sus relaciones estratigráficas se puede decir que estas rocas filonianas son post paleozoicas. Los controles estructurales de algunos emplazamientos, recién citados, sugieren edades terciarias. Finalmente, como parte de los estudios vinculados con la realización de la Hoja, se obtuvieron dos dataciones radimétricas $40\text{K}-40\text{Ar}$, una sobre los diques traquiandesíticos ubicados en las proximidades del puesto Chepical, que dio una edad de 147 ± 5 Ma; y la otra se realizó sobre las dacitas intruidas en un contacto tectónico en las cercanías del puesto El Salto, que arrojó una edad de 153 ± 11 Ma. Sobre la base de los datos analíticos de las dataciones radimétricas, se considera tentativamente que estas rocas son de edad jurásica, aun cuando algunas relaciones estratigráficas podrían sugerirnos edades más jóvenes.

Furque (1963) correlacionó las rocas filonianas dacíticas de la Hoja con dacitas mencionadas en

distintos puntos de la Precordillera, en Gualilán por Angelelli (1950) y en la sierra de Villavicencio por Harrington (1941).

2.4.5. CRETÁCICO

Formación Ciénaga del Río Huaco (36) Precordillera

Areniscas, areniscas tobáceas y tobas, conglomerados, pelitas y evaporitas

Antecedentes

Estas rocas sedimentarias constituyen parte de la secuencia conocida tradicionalmente como Estratos Rojos atribuida al Pérmico-Triásico. Uno de los primeros investigadores en mencionar esta unidad fue Bodenbender (1896, 1911) denominándolos Paganzo II, de edad pérmica. El primer estudio estratigráfico de detalle lo realizó Bracaccini (1946a) quien incluyó estas capas dentro del Complejo de areniscas y areniscas arcillosas (Carbonífero superior-Pérmico). Luego, Furque (1963, 1972 y 1979) las incorporó dentro de la Formación Ojo de Agua (Pérmico); en cambio, López Gamundí *et al.*, (1985) las relacionaron con los bancos de la Formación Vallecito (Triásico) y Limarino *et al.*, (1987) consideraron estos depósitos dentro de la Formación Patquía.

Con posterioridad, Chaía (1990) y Pérez *et al.*, (1993) brindaron importantes aportes al conocimiento cronoestratigráfico en el área de Huaco mediante el hallazgo de ostracodos y carofitas que asignaron al Cretácico. El trabajo de Jordan *et al.*, (1993) proporcionó una nueva modificación al cuadro estratigráfico, al indicar dentro de los estratos rojos de la región de El Fiscal, una sección basal de edad pérmica, una intermedia cretácica y una parte superior cenozoica. En esta última dataron niveles de tobas que asignaron al Oligoceno temprano.

A partir de esta información, Limarino *et al.*, (2000) propusieron la denominación de Formación Ciénaga del Río Huaco al conjunto de estratos de edad cretácica que afloran en los flancos de la estructura anticlinal o cuesta de Huaco, al oeste de la localidad homónima, en el área de La Ciénaga.

Distribución areal y espesor

Esta secuencia sedimentaria se extiende hacia el norte de la localidad tipo en la provincia de San Juan, hasta Las Juntas en la provincia de La Rioja, conformando a lo largo del margen oriental de la Precordillera una faja más o menos continua de rumbo norte-sur.

Los afloramientos de las sedimentitas de edad cretácica, en el área de estudio, se distribuyen a lo largo de la vertiente oriental de la sierra de la Punilla; en particular en la cuenca de La Troya, en las márgenes oriental y occidental de la sierra de Yerba Loca y en el faldeo este de las sierras Pescado y Yanso, entre otros. Forman también una faja continua desde el puesto El Jarillal, en el límite oriental de la Precordillera, hasta el este del cerro de Las Burras (Figs. 14 y 15).

El espesor de la unidad determinado por Limarino *et al.*, (2000) es de 158 m en el perfil tipo situado en el flanco oeste del anticlinal de Huaco. Hacia el norte, dentro de la zona de estudio, el espesor disminuye a 122 m en la columna levantada por Ciccioli (2003) en el limbo oriental del sinclinal del cerro de La Flecha.

Litología

En el perfil tipo en el área de Huaco, al sur de la zona de trabajo, Limarino *et al.*, (2000) distinguieron tres secciones.

Sección inferior

La subunidad, de 73 m de espesor, en su tramo basal está compuesta por clasto-ortoconglomerados subarcócos hasta sublíticos (clasificación de Limarino *et al.*, 1996), clastos de cuarzo, rocas metamórficas, granitos y feldespatos junto con fragmentos de areniscas rojas y algunos escasos de volcanitas

ácidas y mesosilícicas. Las capas en general son macizas y en algunos casos presentan imbricación de clastos y estratificación entrecruzada tabular planar.

Hacia la parte superior aumenta la proporción de areniscas medianas a gruesas, con estratificación planar y en artesa; en las areniscas más finas predominan la laminación ondulítica y la estratificación plana, culminando con bancos de pelitas de color rojo intenso.

Sección intermedia

La sección, de unos 40 m de potencia, está formada por la alternancia de estratos tabulares de areniscas medianas a finas y pelitas que representan entre el 25 a 40 %. Las areniscas presentan estratificación entrecruzada, laminación ondulítica y estratificación horizontal. En ocasiones los bancos de areniscas son tobáceos. Las limolitas y arcilitas, de color rojo a morado, se caracterizan por disponerse en estratos tabulares, macizos o laminados.

Sección superior

Los 45 m de espesor se hallan representados en su tramo basal y cuspidal por areniscas moradas con estratificación entrecruzada, pelitas rojas laminadas y margas. La parte media de la sección está compuesta por pelitas y areniscas de coloración gris oscura e intercalaciones de niveles de yeso. La subunidad tiene dos niveles tobáceos tabulares, de 10 cm de espesor, de color blanquecino.



Figura 15. Bancos rojos de la Formación Ciénaga del Río Huaco en la quebrada del río Yanso, al noroeste de la localidad de Guandacol. Está cubierta en discordancia por los conglomerados grises del IV nivel de piedemonte.

Las características litológicas, asociación de facies e interpretación ambiental, que presenta la unidad en el área de la Hoja se hallan expuestas en el trabajo de Ciccioli (2003). El resumen de estas características se puede observar en el cuadro 4.

Estructura

Entre los elementos estructurales que afectan la unidad se reconocen corrimientos de rumbo norte-sur y normoroeste-sursureste, de vergencia este y antitéticos de vergencia oeste, que suelen limitar los afloramientos. Estas estructuras están cortadas por fallas oblicuas de orientación noroeste-sureste, que presentan en algunos casos evidencias cinemáticas de una componente de desplazamiento de rumbo lateral izquierdo, en la región al norte del cerro Tamberías y en el extremo nororiental de la sierra Yanso.

Amplias estructuras sinclinales, con orientación axial aproximadamente norte-sur, se identifican en el suroeste de la sierra de Umango y en los cerros Piedra Blanca y de La Flecha, al norte de estos dos últimos cerros la traza axial se flexiona y adquiere el eje un rumbo noreste-suroeste.

Mediciones de la actitud de los estratos realizadas por Ciccioli (2003), al este de Las Juntas, arrojan valores promedio de rumbo entre 185° a

194° e inclinaciones de 44° a 61° al oeste, y rumbo 40° e inclinación 32° noroeste, al sur y al norte de la quebrada de La Flecha, respectivamente.

Ambiente de sedimentación

Limarino *et al.*, (2000), en la columna tipo, establecieron que las rocas que componen la unidad fueron depositadas en diversos ambientes continentales, correspondiendo la sección inferior a cursos fluviales que disminuyen su energía hacia la parte superior de la secuencia estratigráfica, una sección media de ríos de naturaleza efímera vinculados con sedimentación lacustre y eólica y finalmente la sección superior que fue sedimentada en un cuerpo de agua que adquiriría esporádicamente condiciones de hipersalinidad.

En el perfil detallado realizado por Ciccioli (2003) al sur de la quebrada de La Flecha reconoció siete asociaciones de facies e interpretó su posible ambiente de depositación (Cuadro 4).

Con respecto a la procedencia del material detrítico que compone la unidad, Limarino *et al.*, (2000), sobre la base de los datos de las paleocorrientes obtenidas de los niveles arenosos con estratificación entrecruzada de las secciones inferior y media, determinaron una clara distribución bimodal, que provendría tanto de la zona de Sierras Pampeanas

Formación Ciénaga del Río Huaco	
Asociación de Facies	Interpretación ambiental
Unidad 1 <i>Areniscas con intercalaciones pelíticas</i> Espesor: 4 metros	<i>Sistema fluvial de baja energía</i>
Unidad 2 <i>Facies de pelitas negras fosilíferas</i> Espesor: 3 metros	<i>Centro de lago</i>
Unidad 3 <i>Facies de pelitas rojas con intercalaciones de areniscas</i> Espesor: 18 metros	<i>Cuerpo de agua o lago con aporte clástico</i>
Unidad 4 <i>Facies de pelitas con intercalaciones de areniscas y yeso</i> Espesor: 16 metros	<i>Cuerpo de agua efímero (indicios de aridez)</i>
Unidad 5 <i>Facies de pelitas y yesos interestratificados</i> Espesor: 36 metros	<i>Planicie fangosa salina</i>
Unidad 6 <i>Facies de areniscas y pelitas rojas con intercalaciones de calizas y yeso</i> Espesor: 35 metros	<i>Planicie areno-fangosa</i>
Unidad 7 <i>Facies de areniscas con Estratificación entrecruzada</i> Espesor: 10 metros	<i>Sistema eólico</i>

Cuadro 4. Cuadro asociaciones de facies reconocidas en la Formación Ciénaga del Río Huaco, basado en Ciccioli (2003).

Occidentales, como de la Precordillera, con una probable participación de la Cordillera Frontal.

Relaciones estratigráficas

La unidad sobreyace en discordancia erosiva a rocas de la Formación Patquía, presentando un nivel conglomerádico compuesto por clastos de cuarzo y fragmentos de areniscas rojas procedentes de sedimentitas de edad pérmica (Limarino *et al.*, 2000).

La Formación Ciénaga del Río Huaco está cubierta en concordancia por un nivel fluvial basal perteneciente a la Formación Puesto de La Flecha (Terciario, Figura 14), con un importante retrabajo de las rocas infrayacentes. En el techo de la unidad de edad cretácica se reconocen evidencias de brechamiento y acción edáfica que indica una superficie de discontinuidad entre ambas formaciones (Caselli *et al.*, 2002) o discordancia erosiva.

Contenido fosilífero y edad

Como se mencionó anteriormente, avances al esquema cronoestratigráfico, en el área de Huaco, fueron aportados por Chaía (1990) y Pérez *et al.*, (1993) mediante el hallazgo de ostracódos y carofitas que asignaron al Cretácico tardío (Maastrichtiano). En las cercanías de la población El Fiscal, Jordan *et al.*, (1993) identificaron dentro de la secuencia de las capas rojas, una parte basal de edad pérmica, una intermedia cretácica y una parte superior cenozoica. En esta última dataron, por el método $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, una toba blanca de la parte inferior de la unidad. El promedio de edad de los dos granos de biotita más jóvenes es de $32,7 \pm 2,6$ Ma (Oligoceno).

De la asociación palinológica (Limarino *et al.*, 2000) ubicada en los niveles de pelitas negras, en la sección superior de la formación, se citan a continuación los géneros y especies más significativos. Algas de agua dulce

- *Pediastrum*, (Chlorococcales). Junto con una población de quistes de dinoflagelados representan el 90% de la asociación palinológica.
Conjunto esporopolínico
- Esporas de Pteridófitas y Briófitas: *Foveotriletes margaritae*, (Van der Hammen) *Germereaad Hopping* y Müller (1968), *Gabonispors vigourouxii*, Boltenhagen (1967), *Zlavisporis blanensis*, Pacltova (1961) y *Polypodiisporites* sp.
- Polen de Gimnosperma: *Classopollis* sp., *Ephedripites jansonii*, (Pocock) Müller (1968) y Familia *Podocarpidites* sp.
- Polen de Angiospermas: *Crassitriapertites* sp., *Cranwellia edmontonensis*, Srivastava (1969),

Cranwellia cf. *striata* (Couper) Srivastava (1969), *Florschuetzia* sp., *Rhoipites* sp. 1, *Rhoipites* sp. 2 y *Tricolpites* cf. *vulgaris* (Pierce) Srivastava (1969)

Otros elementos microfaunísticos

- Ostrácodos: *Ilyocypris wichmanni* Musacchio, *Ovocytheridea? rionegrensis* Musacchio y *Eucandonta? sp.*, Chaía (1990) y Pérez *et al.*, (1993). *Ilyocypris wichmanni punctata* Musacchio y Simeón, *Ilyocypris* sp. cf. *I. wichmanni* Musacchio, *Cypridopsis? sp.*, *Limnocythere* sp., Limarino *et al.*, (2000).

Recientemente, Tedesco *et al.*, (2007) dataron un nivel tobáceo en las cercanías de La Cueva (al noroeste de la Hoja) y obtuvieron una edad de $108,1 \pm 4,4$ Ma (Albiano, método $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$, Laboratorio Actlabs).

Correlaciones

Limarino *et al.*, (2000) prolongaron la presencia de las capas rojas de la localidad tipo de Huaco hacia el norte, hasta el área de la quebrada de La Flecha, atribuidas anteriormente a la Formación Ojo de Agua de edad pérmica (Furque, 1963). Asimismo, propusieron las correlaciones con otros depósitos del Cretácico, como la Formación Lagarcito en las sierras de Las Quijadas, El Gigante y Guayaguas en las provincias de San Luis y San Juan (Flores, 1969 y 1979; Chiappe *et al.*, 1998) y la Formación Quebrada del Médano en la ladera oriental de la sierra Morada (Parker, 1974), entre otras.

Formación Cerro Rajado (37) Sierras Pampeanas Occidentales

Conglomerados, areniscas medianas y limonitas

Antecedentes

Stipanovic y Bonaparte (1972, 1979) atribuyeron el nombre formacional al conjunto de conglomerados, areniscas finas y pelitas de coloración rojiza que aflora en el margen oriental de la sierra Morada, en el ámbito de las Sierras Pampeanas Occidentales.

Distribución areal y espesor

La secuencia sedimentaria aflora a lo largo de la vertiente oriental de la sierra Morada, desde el cerro Las Lajas por el norte hasta el Alto de San Nicolás, fuera de la Hoja, por el sur. Los afloramientos presentan en planta un diseño en faja que se extiende por más de 50 km, con rumbo nornoroeste.

El espesor de la unidad alcanza hasta 400 m (Zambrano, 1990).

Litología

La unidad está compuesta por conglomerados varicolores, areniscas medianas y limolitas. Las capas conglomerádicas basales presentan fundamentalmente clastos de metamorfitas, granitoides y volcanitas, en una matriz arenosa y cementada con yeso. Hacia el norte pierden potencia, reemplazadas por limolitas y areniscas rojas a pardo amarillentas, con estratificación paralela a ondulítica y calcos de carga (Zambrano, 1990). Esta última facies, más fina, tiene intercalaciones de yeso, interpretadas por Sissini (1998) como depósitos de barreal.

Estructura y ambiente de sedimentación

Al sureste de la sierra del Maz, en el cerro Las Lajas la unidad forma el núcleo de una estructura sinclinal con eje buzante al noreste y rumbo noreste-suroeste.

Mediante un análisis de facies sedimentarias, Bossi (1977) determinó un paleoambiente conformado por bajadas aluviales coalescentes, con disminución de la carga de lecho en los tramos medios.

Relaciones estratigráficas

La Formación Cerro Rajado yace en discordancia angular sobre la Formación Los Colorados (Parker, 1974; Sissini, 1998) de edad triásica superior. Es cubierta por la secuencia neógena de la Formación Desencuentro frecuentemente en relación de paraconcordancia.

Edad y correlaciones

Estas rocas fueron asignadas al Jurásico por Bonaparte *et al.*, (1967) y con posterioridad Stipanovic y Bonaparte (1972) las readjudicaron al Eocretácico. La secuencia sedimentaria no es portadora de restos fósiles.

La Formación Cerro Rajado fue correlacionada lateralmente con los conglomerados de la Formación La Cruz, que afloran fuera del área de estudio, de edad cretácica inferior (Zambrano, 1990).

2.5. CENOZOICO

2.5.1. PALEÓGENO- NEÓGENO

2.5.1.1. Oligoceno- Mioceno Inferior

Formación Puesto La Flecha (38) Precordillera Areniscas, pelitas y conglomerados

Antecedentes

Entre los primeros estudios realizados en estas rocas, Braccacini (1946a) describió en Precordillera, una serie de capas rojas por debajo de las areniscas eólicas de la Formación Vallecito (Borrelo y Cuernada, 1968). Dichas capas incluyen una unidad rojo ladrillo (110 m), un conglomerado silíceo (10 m), areniscas rojas (110 m) y arcilitas rosadas (105 m).

Con posterioridad, Zuccolillo (1963) agrupó dentro de la Formación Saucito, asignada al Pérmico, estos estratos rojos y las formaciones Ciénaga del Río Huaco y Santo Domingo (Triásico superior-Jurásico inferior; Fauqué y Caminos, 2006), en tanto que Furque (1963, 1972) incorporó la sucesión sedimentaria en la Formación Ojo de Agua, de edad pérmica. Asimismo, Limarino *et al.*, (1987) incluyeron esta unidad dentro de la Formación Tupe, Miembro Ojo de Agua.

Pérez *et al.*, (1993) reconocieron, para la parte superior de las capas rojas, una sección inferior de estratos arcillosos lacustres (40 m) que presenta microfósiles de edad cretácica y una sección superior (50 m) con intercalaciones de facies fluviales con niveles tobáceos intercalados y capas eólicas en pasaje transicional a la Formación Vallecito.

Al sur de la hoja, en la zona de La Ciénaga- El Fiscal, Jordan *et al.*, (1993) distinguieron dentro de la serie de estratos rojos una parte basal de edad pérmica, una zona intermedia de edad cretácica y una parte superior de edad cenozoica. Sobre la base de dataciones radimétricas realizadas por el método $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, en tobas intercaladas en los "estratos terciarios no nominados", asignaron a éstos una edad Oligoceno-Mioceno inferior.

Estudios realizados por Caselli *et al.*, (2002) en la Precordillera central permitieron determinar la extensión de estos estratos terciarios (Jordan *et al.*, 1993) y su continuidad hacia el norte, tanto por su posición estratigráfica como por sus características litológicas, asignando a la Formación Puesto La Flecha un conjunto de bancos rojos compuestos por areniscas, pelitas y un nivel conglomerádico basal para la sección tipo en la quebrada homónima. Ciccio (2003) y Tedesco (2007) caracterizaron la unidad, determinando los paleoambientes sedimentarios y la evolución vertical de sus depósitos.

Distribución areal

Los afloramientos de la Formación Puesto La Flecha se disponen en dos sectores. Uno forma una delgada faja de orientación NE-SO entre el campo del Carrizal al norte y el río Yanso por el sur, dentro

de la cuenca de La Troya, al noroeste de la localidad de Guandacol, en el borde oriental de la Precordillera riojana. El otro sector corresponde también a una delgada faja al sur de la sierra de La Batea y este de la Pampa del Chañar.

Los afloramientos de esta unidad están segmentados por dos quebradas principales transversales, el río La Troya y el arroyo La Flecha (Figura 16). En esta última, Caselli *et al.*, (2002) determinaron el perfil tipo de la Formación Puesto La Flecha y obtuvieron un espesor de la secuencia sedimentaria de 52 m, coincidente aproximadamente con el valor de 55 m medido por Ciccioli (2003) y Tedesco (2007).

Litología y ambiente sedimentario

La unidad está compuesta por brechas y conglomerados oligomícticos de color pardo rojizo y gris verdoso respectivamente, pelitas moradas a violáceas y pelitas rojizas con intercalaciones de láminas de yeso y bancos arenosos finos (Caselli *et al.*, 2002; Ciccioli, 2003; Tedesco, 2007).

La Formación Puesto de La Flecha presenta en la base una serie de bancos conglomerádicos finos, de un metro de espesor, con restos de placas dérmicas y huesos de tortugas ("Podocnemis" *argentinensis*; De la Fuente *et al.*, 2003; figura 17 a y b), seguida por secuencias estrato y granocrecientes compuestas, estas últimas, por dos asociaciones (1 y 2) según Caselli *et al.*, (2002).

Asociación 1. Conformada por pelitas macizas y laminadas moradas a violáceas en la base y rojas en el resto, con intercalaciones de yeso (Figura 17 c), limolitas con laminación ondulítica y flaser (Figura 17 d). Espesor máximo de 15 metros.

Asociación 2. Constituida por areniscas finas macizas, areniscas con laminación ondulítica y areniscas medianas a finas con laminación horizontal e intercalaciones de delgados niveles pelíticos y láminas de yeso. El espesor alcanza hasta 10 metros.

Por su parte, Ciccioli (2003), en su estudio estratigráfico y ambiental de la unidad, reconoció 4 asociaciones de facies, resumidas en el cuadro 5.

En cuanto a los ambientes depositacionales Caselli *et al.*, (2002) han interpretado las brechas basales como sistemas fluviales de moderada energía. La concentración monoespecífica de restos de tortugas en esta unidad ha sido interpretada por De la Fuente *et al.*, (2003) como indicadora de una mortalidad masiva producida por cambios estacionales marcados. Las Asociaciones 1 y 2 son parte de un sistema efímero en el que la Asociación 1 representa una planicie fangosa salina, y la Asociación 2 planicies arenosas mantiformes.

Coincidente con estas asociaciones de facies, Ciccioli (2003), en el perfil efectuado en la quebrada de La Flecha, interpretó un ambiente de depositación continental efímero, iniciado con un medio fluvial de baja energía que evolucionó a un

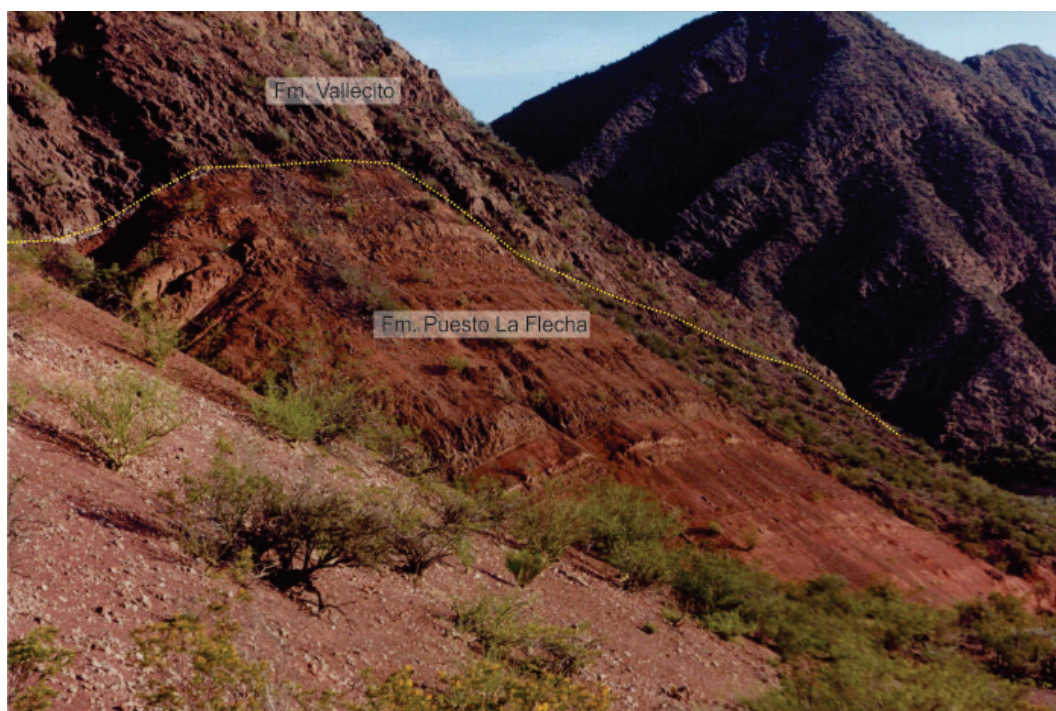


Figura 16. Las formaciones Puesto La Flecha y Vallecito en la quebrada del arroyo La Flecha.

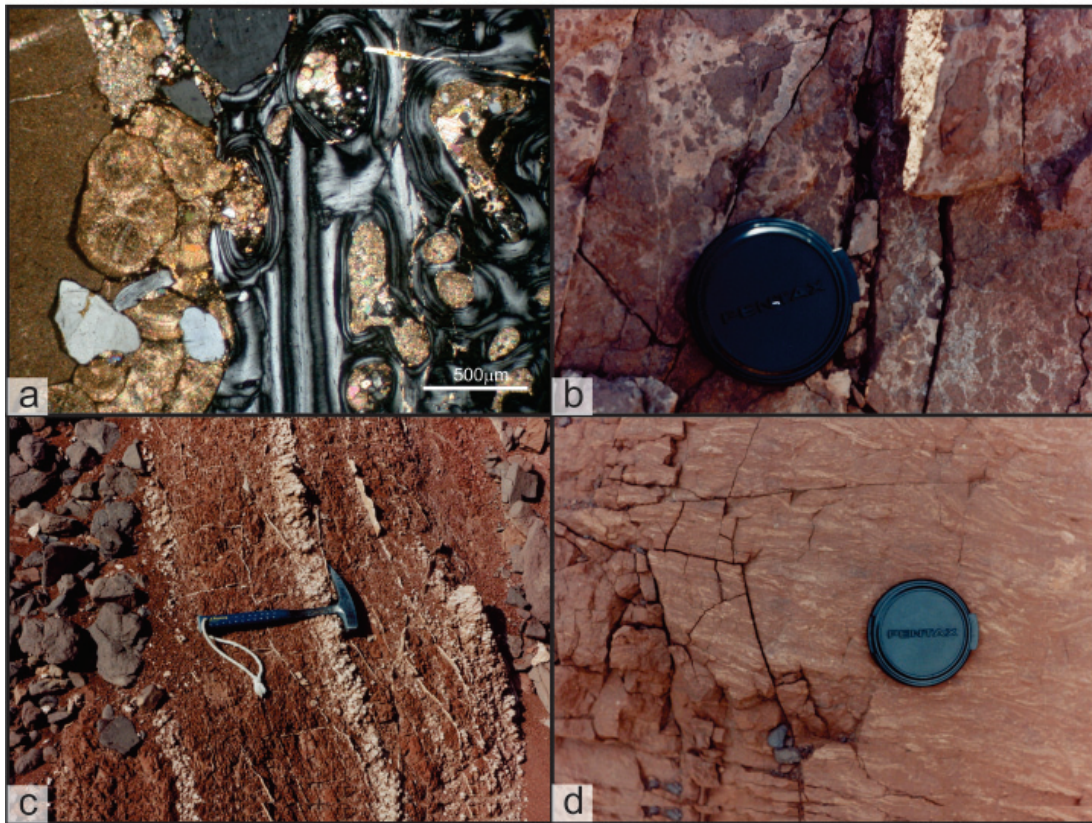


Figura 17. Detalles de la Unidad 1 de Caselli et al (2002) de la Formación Puesto La Flecha en la quebrada del arroyo La Flecha. a) Vista al microscopio de las placas dérmicas de tortugas de la base de la Formación. A la derecha se pueden observar intraclastos con micrita y oolitas partidas por la compactación de la roca, además de epiclastos de cuarzo subangulosos y plagioclasas con pátinas de óxidos de hierro. b) Brechas intraformacionales en la base de la unidad 1. c) Pelitas laminadas con yeso. d) Areniscas bioturbadas con laminación flaser.

Formación Puesto La Flecha	
Asociación de Facies	Interpretación ambiental
Unidad 1 <i>Brechas conglomerados finos y areniscas. Con fragmentos</i> Espesor: 5 metros	<i>Sistema fluvial de moderada energía</i>
Unidad 2 <i>Facies de pelitas y areniscas</i> Espesor: 20 metros	<i>Contracción de un cuerpo de agua efímero</i>
Unidad 3 <i>Facies de pelitas, areniscas e intercalaciones de yeso</i> Espesor: 17 metros	<i>Planicie fangosa salina</i>
Unidad 4 <i>Facies de areniscas</i> Espesor: 5 metros	<i>Contracción del sistema con pasaje a planicie arenosa</i>

Cuadro 5. Unidades o asociaciones de facies reconocidas en la Formación Puesto La Flecha, basado en Ciccioili (2003).

ambiente de aguas evaporíticas, con concreciones margosas y niveles de yeso, y dos ciclos representados por planicies fangosas salinas y planicies arenosas (Cuadro 5).

Estructura

La Formación Puesto La Flecha tiene una posición homoclinal con los demás estratos rojos de la región de Precordillera. En el puesto La Flecha, las

capas se disponen con rumbo norte entre 60° y 33° e inclinaciones que varían de 48° a 2° al noroeste (Ciccioli, 2003).

Relaciones estratigráficas

Las rocas de la unidad subyacente corresponden a pelitas y areniscas rojas, de la Formación Ciénaga del Río Huaco, cubiertas en concordancia por la secuencia sedimentaria de la Formación Puesto La Flecha. Caselli *et al.*, (2002) observaron en el nivel fluvial basal de la unidad, bancos conglomerádicos con un importante retrabajo de las rocas infrayacentes, reconociéndose hacia el techo evidencias de brechamiento y acción edáfica que indican una superficie de discontinuidad entre ambas formaciones.

En la quebrada de La Flecha, en contacto neto se apoya sobre la unidad una sucesión de areniscas medianas a finas de la Formación Vallecito (Borrello y Cuerda, 1968), de edad miocena (Ciccioli, 2003).

Fósiles y edad

Al sur de la Hoja, en el área de La Ciénaga-El Fiscal, sobre la base de dataciones radimétricas por el método $39\text{Ar}/40\text{Ar}$, Jordan *et al.*, (1993) obtuvieron, para la parte superior de la unidad de "capas rojas", una edad miocena inferior ($21,6 \pm 0,8$ Ma) y para la parte inferior una edad oligocena ($32,7 \pm 2,6$ Ma), motivo por el cual diferenciaron en los bancos rojos un terciario no nominado, diferente de las capas inferiores que se podrían atribuir al Pérmico y al Cretácico.

Caselli *et al.*, (2002) consideraron una edad oligocena a miocena inferior para la Formación Puesto La Flecha, en función de las dataciones mencionadas en el párrafo anterior.

Los fragmentos óseos y placas dérmicas de tortugas encontradas en los niveles inferiores de la unidad, asignadas provisionalmente a una especie cf. *Podocnemis argentinensis* (De la Fuente *et al.*, 2003) permitiría suponer una edad pre-oligocena, aunque teniendo en cuenta que estos quelonios no son buenos indicadores estratigráficos, podrían haber persistido hasta el Oligoceno.

Correlaciones

La Formación Puesto La Flecha equivale, al sur, a los estratos terciarios no nominados (Caselli *et al.*, 2002) que en el margen oriental de la Precordillera Central conforman una faja discontinua que se extiende desde Las Juntas al norte hasta Huaco al sur (Ciccioli, 2003).

Sobre la base de la distribución de las secuencias cenozoicas en Precordillera, Jordan *et al.*, (1993)

consideraron que las capas rojas se acumularon antes de la generación de montañas asociadas a los corrimientos andinos, en una cuenca sin altos topográficos significativos. Según Tedesco (2007), la Formación Puesto La Flecha representa el estadio inicial de underfill, en el cual la subsidencia supera las tasas de sedimentación de la cuenca de antepaís de La Troya.

2.5.2. NEÓGENO

2.5.2.1. Mioceno

Formación Vallecito (39) Precordillera

Areniscas finas a medianas

Antecedentes

Braccacini (1946a) describió esta unidad o Grupo de las Areniscas Eólicas en la comarca de la Ciénaga del Vallecito, en la provincia de San Juan. Con posterioridad, Zuccolillo (1963) la nominó como Formación Cienaguita asignándole una edad triásica, en la cuenca del río La Troya.

Luego, Borrello y Cuerda (1968) adoptaron la denominación de Formación Vallecito para los afloramientos situados en el sector homónimo, que fueron incluidos, junto con los de las formaciones Cerro Morado y Cauquenes, en el Grupo Río Huaco.

Dentro del área de la Hoja, Furque (1963) consideró originalmente estos estratos parte de la Formación Ojo de Agua, de edad pérmica, aunque luego el mismo autor (Furque, 1972) los incluyó en la Formación El Áspero y, posteriormente, (Furque, 1979), sugirió el cambio del término Grupo Río Huaco por Grupo del Áspero, atribuyendo a las areniscas eólicas una edad triásica.

Dataciones radimétricas en un nivel tobáceo subyacente y en un conglomerado andesítico sobre yacente permitieron asignarle una edad oligoceno-miocena inferior (Jordan *et al.*, 1993).

Milana (1993) estudió la estratigrafía de las eolianitas en el área de Jáchal que se prolonga al sector sur de la Hoja, y reconoció, desde el punto de vista sedimentológico como estratigráfico, cuatro intervalos eólicos para la comarca, el segundo de ellos coincidente con la Formación Vallecito.

Con posterioridad, Tripaldi (2002) y Tripaldi y Limarino (2005) analizaron la sedimentología de los depósitos eólicos de valles intermontanos en secuencias terciarias del noroeste argentino, entre los cuales caracterizaron la Formación Vallecito.

Distribución areal y espesor

Las rocas de la Formación Vallecito afloran en dos sectores de la Hoja en el ámbito precordillera-no, uno conformando una delgada faja, dentro de la cuenca de La Troya, al noroeste de Guandacol y otro de menor expresión areal al sur de la sierra de la Batea y este de la pampa del Chañar, en límite sur de la carta. Este último se extiende al sur, en el valle longitudinal de la Ciénaga de Vallecito, entre las localidades de Huaco y Jáchal.

En la quebrada del arroyo La Flecha, Tripaldi (2002) y Tripaldi y Limarino (2005) establecieron para la unidad un potente espesor de 1200 m y de 234 m en las nacientes del río Guandacol. En cambio, Milana (1993) determinó potencias máximas de unos 350 m en el perfil Pampa Vieja y La Silla, al oeste de la localidad de Jáchal.

Borrello y Cuerda (1968), en la Ciénaga del Vallecito, en la ruta nacional 40 entre los kilómetros 349 y 350 (en dos afloramientos a ambos lados del río Huaco), describieron un espesor de entre 50 y 60 metros.

Litología

La Formación Vallecito está conformada por areniscas rojas, finas, con estratificación entrecruzada de gran escala, con escasas intercalaciones de

lutitas y conglomerados finos (Furque *et al.*, 1998; Figuras 18 y 19).

Tripaldi (2002) y Tripaldi y Limarino (2005) realizaron perfiles de detalle de la unidad dentro del área de la Hoja y determinaron que el 95% de la unidad se encuentra compuesto por areniscas rojas, finas a medianas, y que el 5% restante conforma una sucesión de color verde integrada por guijas, areniscas con estratificación entrecruzada y conglomerados macizos. Este último tipo litológico aflora en la sección superior de la formación. Aún menos frecuentes son las intercalaciones de pelitas con areniscas muy finas. Estos dos términos (rojo y verde) fueron también reconocidos en la zona de El Fiscal-La Ciénaga por Jordan *et al.*, (1993).

Las areniscas rojas de la Formación Vallecito corresponden, según Tripaldi (2002) y Tripaldi y Limarino (2005), a feldarenitas y arenitas líticas. Poseen más de 30% de cuarzo y el feldespató potásico (ortoclasa y microclino) es más abundante que la plagioclasa. Los fragmentos líticos corresponden a rocas volcánicas mesosilícicas a ácidas, metamorfitas y algunos fragmentos de rocas sedimentarias. Las areniscas verdes presentan un cambio composicional que se caracteriza por poseer plagioclasa dominante sobre el feldespató potásico, y cuarzo en proporciones muy pequeñas (<10%).



Figura 18. Eolianitas de la Formación Vallecito en las nacientes del río Guandacol (quebrada Colorada)



Figura 19. Detalle de la Formación Vallecito. Sets de estratificación entrecruzada tabular planar. Obsérvese como las capas de areniscas medianas y gruesas lenticulares y tabulares, correspondientes a flujos de granos, alternan con láminas tabulares de areniscas finas (más oscuras) formadas a partir de la caída de granos.

Estructura y ambiente de sedimentación

En la quebrada de La Troya la secuencia sedimentaria tiene un rumbo promedio norte 42° y una inclinación de 49° al oeste (Ciccioli, 2003).

Braccini (1946a) fue uno de los primeros en considerar un ambiente depositacional eólico para esta unidad. Con posterioridad, mediante análisis de facies, Limarino *et al.*, (1987) identificaron un paleoambiente eólico con condiciones climáticas áridas.

Estudios específicos de la Formación Vallecito dentro de la Hoja fueron realizados por Tripaldi (2002) y Tripaldi y Limarino (2005), quienes definieron 6 asociaciones de facies. Según estos autores, la Formación Vallecito conformó un gran sistema eólico que se desarrolló en climas áridos y semiáridos durante el comienzo de la Orogenia Andina. Jordan *et al.*, (1993) consideraron estos depósitos como el primer relleno sintectónico de las cuencas de antepaís andinas relacionadas con el desarrollo de los corrimientos que dieron lugar a la formación de la Precordillera durante el Mioceno.

Las intercalaciones de color verde que se encuentran en la sección superior de la Formación Vallecito corresponden, según Tripaldi y Limarino

(2005), a un aporte relacionado con la Formación Cerro Morado.

Relaciones estratigráficas

Las rocas de la Formación Vallecito se apoyan en forma concordante sobre la secuencia de la Formación Puesto La Flecha (Caselli *et al.*, 2002) y están cubiertas mediante la misma relación estratigráfica por la Formación Vinchina (Turner, 1964). En la quebrada de La Troya, Ciccioli (2003) observó un pasaje transicional entre la parte superior de composición volcánica y la Formación Vinchina.

En las nacientes del río Guandacol (pueblo Quebrada Colorada), la Formación Vallecito es sobreyacida concordantemente por el miembro sedimentario de la Formación Cerro Morado (Figura 20).

En la zona de El Fiscal- La Ciénaga Jordan *et al.*, (1993) distinguieron dos unidades eólicas consideradas como miembros, Vallecito de color pardo rojizo oscuro y estratos eólicos verdes y rosados. Esta última unidad se interdigita con los conglomerados de la Formación Cerro Morado.

Al sur de la Hoja, la unidad se apoya en discordancia erosiva sobre la Formación Puesto La Flecha (Formación Ojo de Agua para Braccini, 1946a), y de



Figura 20. Las formaciones Vallecito y Cerro Morado al sur de la quebrada Colorada. Por detrás se puede observar la sierra de la Punilla (Formación Punilla) y el II nivel pedemontano cubriendo los bancos rojos de la Formación Ciénaga del Río Huaco.

la misma forma está cubierta por el miembro volcánico de la Formación Cerro Morado (Furque *et al.*, 1998).

Edad

A lo largo del tiempo, la edad asignada a esta unidad varió en forma considerable, desde el Carbónífero superior hasta el Terciario (Braccacini, 1946a; Furque, 1979; López Gamundí *et al.*, 1985; Limarino *et al.*, 1987) debido principalmente a la ausencia de restos fósiles en las eolianitas.

Jordan *et al.*, (1993) asignaron a las capas eólicas de la Formación Vallecito un intervalo aproximado de 21 a 14 Ma de edad, Oligoceno- Mioceno inferior bajo. El rango de edades está acotado por la antigüedad de la unidad subyacente, los "estratos del terciario no nominado" o Formación Puesto La Flecha, por lo que la Formación Vallecito es más joven que $21,6 \pm 0,8$ Ma y más antigua que la Formación Cerro Morado sobreyacente, de 14 a 15 Ma, sobre la base de dataciones de cristales individuales por fusión con laser (método $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) en feldspatos de un nivel tobáceo intercalado en la Formación Puesto La Flecha y de un conglomerado andesítico, cuyos circones dieron una edad de $13,4 \pm 1,6$ de la Formación Cerro Morado, (Jordan *et al.*, 1993), respectivamente.

Al noroeste de Guandacol, en el área del río de la Troya, las unidades eólicas subyacen estratos fluviales con edad de 18 Ma (Reynolds *et al.*, 1990), por lo que se restringiría la edad de la Formación Vallecito a un intervalo de 21 a 18 Ma (Jordan *et al.*, 1993). Asimismo, coincide con dataciones de

dos niveles de andesitas ubicados en la base de la Formación Cerro Morado, en Guachi provincia de San Juan, con edades de $17,6 \pm 0,5$ y $18,3 \pm 0,7$ Ma (Limarino *et al.*, 2002).

Correlaciones

Ciccioli (2003) consideró el miembro superior de la Formación Vallecito como una parte distal y equivalente a la Formación Cerro Morado, esta última integrada por secuencias sedimentarias y volcano-sedimentarias de mayor granulometría que constituyen una amplia faja en el ámbito precordillerano septentrional. Sin embargo, las edades obtenidas recientemente para la Formación Vinchina por Dávila *et al.*, (2008) y Ciccioli *et al.*, (2014) permiten correlacionar la base de esta unidad con la Formación Cerro Morado.

En el área de Jáchal, Milana (1993) identificó cuatro intervalos eólicos, el segundo equivalente a la Formación Vallecito.

Formación Cerro Morado Precordillera

Facies sedimentaria (40 a)

Areniscas, lutitas, arcilitas arenosas, areniscas conglomerádicas y conglomerados

Facies subvolcánica (40 b)

Dioritas

Facies volcano – sedimentaria (40 c)

Brechas volcánicas, lavas ácidas y mesosilicias, conglomerados, brechas sedimentarias y areniscas líticas

Antecedentes

Inicialmente, esta unidad fue descripta por Frenquelli (1946a) y Braccacini (1946a) en la Ciénaga del Vallecito (provincia de San Juan). Ambos autores llamaron a este conjunto "aglomerado porfirítico".

Años más tarde, Furque (1963), al realizar la Hoja Geológica 17b, Guandacol, definió a la Formación El Áspero. Separó este conjunto rocoso en dos facies: una volcánica (integrada por las capas sedimentarias inferiores, las brechas ígneas andesíticas y las andesitas) y una sedimentaria (conformada por areniscas y lutitas grises y rojizas). La facies que definió como volcánica se encontraba en las cumbres de serranías como los cerros Guachi y Áspero. Tiempo después, Borrello y Cuerda (1968) definieron el Grupo Río Huaco en la Ciénaga del Vallecito. Este grupo estaba conformado por la Formación Vallecito, el Fanglomerado Cerro Morado y la Formación Cauquenes, las tres unidades atribuidas al Triásico inferior.

Cuando se confeccionó la Hoja Geológica Cerro La Bolsa (Furque, 1972) este autor correlacionó los afloramientos que se encontraban entre el cerro Letrero y la sierra de La Punilla con la facies volcánica de la Formación El Áspero.

Luego Furque (1979) llevó a cabo la Hoja Geológica de Jáchal y, basándose en las leyes de prioridad estratigráfica, reemplazó el nombre Grupo Río Huaco por el de Grupo del Áspero, aceptando la elevación de rango propuesta por Borrello y Cuerda (1968) y la subdivisión en tres formaciones: Vallecito, Cerro Morado y Cauquenes.

Puesto que en la Formación Cerro Morado, en las nacientes del río Guandacol, se pueden reconocer dos secciones de litologías contrastantes, Barreda *et al.*, (2003) sugirieron su división en dos miembros. En el inferior dominan las areniscas con pelitas (capas sedimentarias inferiores del Áspero volcánico de Furque, 1963); y en el miembro superior alternan vulcanitas con niveles epiclásticos (brechas ígneas andesíticas y andesitas de Furque, 1963). Estos dos miembros sólo se encuentran en esta localidad.

Años más tarde, López Gamundí *et al.*, (1985) y Limarino *et al.*, (1987), entre otros investigadores, mantuvieron la ubicación cronoestratigráfica de la unidad, hasta que Jordan *et al.*, (1993), en el área de El Fiscal, asignaron a la Formación Cerro Morado una edad de depositación de 14 a 15 Ma, sobre la base de la datación, por el método de trazas de fisión en circones, de un rodado andesítico cuyo valor resultó en $13,4 \pm 1,6$ Ma.

Dentro de la Formación Cerro Morado Milana (1993) identificó una secuencia eólica en los perfiles

de Pampa Vieja y La Silla, al sur de la Hoja, en las inmediaciones del río Huaco Norte.

Posteriormente, Limarino *et al.*, (2002) realizaron una revisión general de los diferentes afloramientos de la Formación Cerro Morado y obtuvieron nuevas edades neógenas.

Distribución areal y espesor

El patrón de distribución de la Formación Cerro Morado se extiende al este de la sierra Yerba Loca hasta el valle del río de La Troya o Guandacol en su margen noroccidental, continuando al sur de la hoja al norte de la localidad de Niquivil, en el ámbito precordillerano.

En general, los afloramientos se distribuyen en dos fajas norte-sur, una occidental más o menos continua que se desarrolla al sur del cerro Cebada y al norte del río Huerta de Guachi, y otra oriental conformada por una serie de afloramientos discontinuos al oeste de Guandacol, en las sierras Pescado y de la Batea, entre otros. En la primera se identificaron las tres facies, sedimentaria, subvolcánica y volcano-sedimentaria; en cambio, en la segunda sólo se reconoció la facies volcano-sedimentaria.

Borrello y Cuerda (1968) describieron un espesor de la unidad de 300-350 m en el área del río Huaco, al este de Jáchal al sur de la Hoja.

Milana (1993) determinó para la unidad un espesor de 700 m en las cercanías del río Huaco Norte, de ellos 25 m corresponden al intervalo eólico. En La Silla midió 300 m de potencia, de los cuales 120 m son de areniscas eólicas, ambas mediciones al sur de la Hoja.

Dentro del marco de la Hoja, Limarino *et al.*, (2002) calcularon un espesor de 940 m en Punta del Agua y Tedesco (2007) y Tedesco *et al.*, (2012a) determinaron un espesor de 1080 m en las nacientes del río Guandacol (puesto Quebrada Colorada), de los cuales 765 m corresponden a la sección inferior sedimentaria y 315 m a la sección superior volcano-sedimentaria.

Litología

La unidad está constituida por conglomerados, brechas de composición andesítica, areniscas con estructura entrecruzada de gran escala y hacia el techo de la secuencia mantos de andesitas y andesitas basálticas (Furque *et al.*, 1998).

Se reconocieron en la Formación Cerro Morado tres facies: sedimentaria, volcánica y volcano-sedimentaria (Limarino *et al.*, 2002).

Facies sedimentaria (40a)

Areniscas, lutitas, arcilitas arenosas, areniscas conglomerádicas y conglomerados

La subunidad aflora en forma continua desde la latitud del cerro Piedra Blanca hasta el cerro Potrerillos, en el sector central de la faja occidental.

Según Limarino *et al.*, (2002), en Punta del Agua las acumulaciones sedimentarias se encuentran representadas por diferentes tipos de conglomerados y brechas, asociados, en menor proporción, a areniscas y areniscas guijarrosas. En los conglomerados, más del 90% de los clastos son de rocas volcánicas ácidas y mesosilícicas y el 10% restante son fragmentos de metamorfitas de bajo grado, sedimentitas verdes e individuos de cuarzo.

En el puesto Quebrada Colorada (Figura 21), Tedesco (2007) y Tedesco *et al.*, (2012a) dividieron esta sección en 3 asociaciones de facies. La asociación CM1 está formada por cuatro ciclos granocrecientes de entre 30 y 50 metros. La base de cada ciclo se halla conformada predominantemente por pelitas y areniscas que forman subciclos positivos menores de escala métrica a decimétrica. Los topes son bancos arenosos de 5 a 20 metros. Los ciclos comienzan con pelitas laminadas que se intercalan con delgados bancos de areniscas muy finas con laminación ondulítica, horizontal, heterolítica de tipo ondulosa y flaser, y macizas. En la base de la asociación de facies CM1 las pelitas presentan numerosas grietas de desecación con improntas de valvas intercaladas con lentes

arenosas con estratificación entrecruzada de tipo tabular planar, con sets de hasta 2 m de espesor, y capas frontales asintóticas cubiertas por cortinas de fango milimétricas. En la parte media de los ciclos las areniscas aumentan su potencia llegando a bancos de hasta 70 cm con estratificación entrecruzada tabular planar, horizontal, herringbone y estructuras deformacionales. Los bancos arenosos de los topes de los ciclos están conformados por areniscas finas con estratificación entrecruzada de gran escala y superficies de acreción lateral.

La asociación de facies CM2 está constituida por dos secciones, una inferior, integrada por ciclos grano y estratocrecientes de 4 a 5 m de potencia formados por pelitas, areniscas y areniscas guijarrosas, areniscas muy gruesas y areniscas finas; y una superior en la que dominan las pelitas con esporádicas intercalaciones de lentes de granulometría más gruesa.

La asociación de facies CM3 es grano y estrato creciente, con dominio de las pelitas en la base y preponderancia de arenas y conglomerados en el tope. Está formada por bancos arenosos tabulares de base plana que representan fajas de canales y por depósitos finos que forman depósitos de planicie de inundación. Estos depósitos están cortados por una superficie de incisión de 10 metros, sobre la que se apoyan lentes areno- conglomerádicos.

Facies subvolcánica (40b)

Está compuesta principalmente por dioritas. Se reconoció un afloramiento aislado de la subunidad



Figura 21. Vista general de la facies sedimentaria de la Formación Cerro Morado en el puesto Quebrada Colorada.

en el margen suroccidental de la hoja, al este de la sierra Yerba Loca.

Limarino *et al.*, (2002) separaron esta facies y la describieron como constituida por lavas mayormente de composición mesosilícica, encontrándose andesitas, traquiandesitas, traquitas, lacitas y basandesitas de color gris verdoso, gris rosado y gris claro cuando están alteradas.

Facies volcano – sedimentaria (40c)

Limarino *et al.*, (2002) incluyeron en esta facies acumulaciones de brechas volcánicas y depósitos de caída. En el puesto Quebrada Colorada esta facies está compuesta por brechas volcánicas, peperitas, coladas ácidas y mesosilícicas, conglomerados, brechas sedimentarias y arenitas líticas volcánicas (Tedesco, 2007).

La subunidad volcano -sedimentaria es la de mayor distribución areal y representativa de la Formación Cerro Morado.

Estructura,

En general, los afloramientos occidentales de la facies volcano- sedimentaria están limitados en su borde oeste por una serie de corrimientos de rumbo norte-sur y vergencia este (Figura 22); en particular, en el sector norte y central de la faja occidental se identificó una estructura sinclinal de primer orden con eje de dirección noreste-suroeste, al igual que el rumbo del corrimiento que limita al oeste la unidad, ambas estructuras, hacia el sur, pasan a presentar una orientación norte-sur.

Esta disposición norte-sur en las estructuras plegadas también se reconoce en el anticlinal situado, al este de Guandacol, en tanto que en la sierra Pescado hay un sinclinal cuyo eje tiene rumbo aproximado norte-sur.

El afloramiento ubicado al este de los cerros de Alaya y Tambería presenta un corrimiento de inclinación este, antitético a la estructura mayor, segmentado por una falla de rumbo noroeste- sureste y componente de desplazamiento de rumbo lateral izquierdo.

Ambiente de sedimentación

Limarino *et al.*, (2002) interpretaron la sucesión de Punta del Agua como depósitos de coladas y de flujos piroclásticos que alternan con depósitos de bajadas en las que dominaban tanto los flujos fluidos como los hiperconcentrados.

Por su parte, más al norte, en el puesto Quebrada Colorada, hay facies sedimentarias de la Formación Cerro Morado que sólo afloran en esa localidad. Así, Tedesco (2007) y Tedesco *et al.*, (2012a) interpretaron la asociación de facies CM1 como planicies de mareas y barras de mareas o barras de cierre de sistemas transicionales. El contenido microfósilífero de esta sección fue estudiado por Barrera *et al.*, (2003). La asociación de facies CM2 corresponde a microdeltas fluviales en un cuerpo de agua tranquilo, mientras que la sección superior indica un aumento relativo del nivel del mar en el que predominan ampliamente los depósitos finos. Finalmente, dentro de la facies sedimentaria, la asociación de facies CM3



Figura 22. Contacto por falla de la Formación Ciénaga del Río Huaco con la Formación Cerro Morado en las nacientes del río Guandacol.

se interpretó como sistemas fluviales meandriiformes con canales arenosos y entrelazados areno-gravosos. Sobre estos sistemas fluviales, e interactuando con ellos se habría desarrollado en esta zona el vulcanismo formándose peperitas y alternando con depósitos fluviales de baja energía.

Fuera de la Hoja, en la zona de La Ciénaga predominan las rocas pefíticas con clastos de composición andesítica aunque hacia el sur, en El Fiscal, pasan a predominar los de areniscas. Jordan *et al.*, (1993) interpretaron que las facies principales de la unidad se formaron por un abanico aluvial que marginaba un aparato volcánico similar al descrito por Limarino *et al.*, (2002) en Punta del Agua.

Milana (1993), en el área de Jáchal, reconoció cuatro intervalos eólicos, el tercero, ligado a la Formación Cerro Morado, está compuesto por areniscas gruesas con base gradacional y techo erosionado. Diferencia dos patrones de paleovientos cruzados que generaron dunas longitudinales (seifs). Al igual que en la Formación Vallecito los paleovientos tenían una tendencia a la rotación antihoraria.

Relaciones estratigráficas

Perez *et al.*, (1993) definieron el contacto entre las formaciones Cerro Morado y Vallecito mediante una fuerte discordancia erosiva. Asimismo, en la Ciénaga de Vallecito ambas unidades guardan la misma relación, en tanto que sedimentitas de la Formación Cauquenes cubren en discordancia erosiva los depósitos de la Formación Cerro Morado.

En el puesto Quebrada Colorada, la Formación Cerro Morado se apoya concordantemente sobre un delgado depósito de la Formación Vinchina. Hacia el norte, en la quebrada del río La Flecha, ya no aflora la Formación Cerro Morado. Sin embargo, en la parte superior de la Formación Vallecito aparecen intercalaciones de areniscas de color verde con un aporte predominantemente volcánico que Tripaldi (2002) correlacionó con la Formación Cerro Morado.

Edad

En las cercanías de El Fiscal Jordan *et al.*, (1993) dataron clastos de andesitas de un conglomerado, cuyos circones arrojaron una edad de $13,4 \pm 1,6$ Ma., mediante trazas de fisión. Considerando que la edad de la Formación Cerro Morado no puede ser más antigua que la de la pefita, le atribuyeron una edad de 14 a 15 Ma.

En Punta del Agua, Limarino *et al.*, (2002) obtuvieron dos edades K/Ar de las volcanitas de la unidad en $17,6 \pm 0,5$ y $18,3 \pm 0,7$ Ma.

Correlaciones

En la quebrada del río La Flecha Tripaldi (2002) y Ciccioli (2003) interpretaron las areniscas verdes de la sección superior de la Formación Vallecito, que presentan un aporte predominantemente volcánico, como correlacionables con la Formación Cerro Morado. Estas intercalaciones de color verde comienzan con espesores de pocos metros en la quebrada de La Flecha y se hacen cada vez más espesas, alcanzando potencias de varias decenas de metros hacia el puesto El Breadal.

Recientemente, Tedesco *et al.*, (2014) correlacionaron la Formación Cerro Morado con la base de la Formación Vinchina sobre la base de las edades obtenidas por Dávila *et al.*, (2008) y Ciccioli *et al.*, (2014).

Formación Cauquenes (41) Precordillera

Arcilitas, limonitas, lutitas areniscas y conglomerados

Antecedentes

Las rocas de esta unidad fueron originalmente descritas por Braccini (1946a). Posteriormente, Borrello y Cuerda (1968) la definieron y nominaron formalmente, incluyéndola dentro del Grupo Río Huaco, que está conformado, además, por las formaciones Vallecito y Cerro Morado. Estos autores la dividieron en dos miembros: Río de las Cargas (inferior) y Terraza (Superior) y le otorgaron una edad triásica por sus relaciones estratigráficas.

Distribución areal y espesor

Dentro de la Hoja se encuentran los afloramientos más septentrionales de la unidad en una reducida área en el sector sur de la Hoja, en la sierra de La Batea que se prolongan, hacia el sur, hasta las proximidades de Niquivil.

La localidad tipo se encuentra fuera del área de la Hoja, en las cercanías de la localidad de Huaco, donde tiene un espesor de 600 m (Borrello y Cuerda, 1968).

Jordan *et al.*, (1993) consideraron un espesor de 1200 m para las areniscas y conglomerados fluviales cercanos a El Fiscal, menor al que determinaron en Huaco y Río Azul.

Litología

La composición de esta unidad sedimentaria incluye arcilitas y lutitas rojizas, areniscas finas de coloración castaña a violácea con estructura entrecruzada y culmina la secuencia con niveles de conglomerados y areniscas conglomerádicas intercaladas (Furque *et al.*, 1998).

Borrello y Cuerda (1968) describieron originalmente, en la Ciénaga del Vallecito, los miembros Río de Las Cargas y Terraza. El miembro inferior, Río de Las Cargas, está compuesto por areniscas finas cuarzosas castaño oscuras a rojizas, hasta rojo vivo. Hacia arriba continúa una alternancia de areniscas y pelitas rojas oscuras alternantes en bancos de 1 a 3 m de potencia. Hacia el tope se incorporan lentes de conglomerados subredondeados compuestos exclusivamente por rocas volcánicas. El miembro superior, Terraza, está compuesto por conglomerados que se distribuyen en lentes separados por areniscas micáceas de grano fino.

En el área de El Fiscal, los estratos fluviales y aluviales consisten en arcosas líticas hasta litoarenitas. Hacia el sector superior de la secuencia sedimentaria, Jordan *et al.*, (1993) reconocieron conglomerados compuestos principalmente por clastos de andesitas, semejantes a los bloques de la Formación Cerro Morado, y en menor proporción fragmentos de areniscas de coloración verde, roja y blanca, característicos de las rocas que afloran en la cuesta de Huaco (Braccini, 1946a; Furque, 1979).

Ambiente de sedimentación

Según Furque *et al.*, (1998), la secuencia sedimentaria correspondería a un sistema fluvial con desarrollo de planicies de inundación pelíticas cortadas por depósitos de barras y rellenos de canal.

Jordan *et al.*, (1993) interpretaron, en la secuencia de El Fiscal, los conglomerados cuspidales compuestos en su mayoría por clastos de andesitas, iguales a los bloques de la Formación Cerro Morado, como provenientes de un aparato volcánico y alto topográfico levantado por la actividad del corrimiento San Roque.

Relaciones estratigráficas, edad y correlaciones

Las rocas de la unidad cubren mediante una discordancia erosiva a las de la Formación Cerro Morado y subyacen en discordancia a otras unidades litoestratigráficas neógenas y cuaternarias (Furque *et al.*, 1998).

Jordan *et al.*, (1993) asignaron una edad máxima de $12,8 \pm 1,4$ Ma. al nivel intermedio fluvial y aluvial en la columna de El Fiscal, mediante la datación, por el método $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, de granos individuales de una toba redepositada intercalada entre las areniscas y los conglomerados. Esto permitió atribuirle una edad miocena media a la Formación Cauquenes (Furque *et al.*, 1998).

La secuencia fluvial y aluvial, en El Fiscal, tiene menor espesor y es semejante, en facies, a la cuenca

de antepaís de Bermejo (Jordan *et al.*, 1993). Esta unidad, no nominada, de estratos fluviales y aluviales, es correlacionada con la Formación Cauquenes (Furque *et al.*, 1998).

Formación Vinchina (42) Precordillera

Areniscas, pelitas, conglomerados y escasas tobas

Antecedentes

Turner (1960 y 1964) denominó Formación Vinchina a la potente sucesión de bancos rojos que conforma la sierra de los Colorados, al occidente de la población homónima. La unidad, compuesta por areniscas, pelitas, conglomerados y escasas tobas, la vinculó con los Estratos Calchaquenses (Mioceno).

Antecedentes estratigráficos previos a 1964, estuvieron a cargo de Bodenbender (1911), quién correlacionó estas rocas con los Estratos Famatinienses (Rético?). Las capas rojas también fueron observadas por Penck (1920) y Hausen (1921) quién realizó una revisión del perfil del río de La Troya. Frenguelli (1950) atribuyó esta unidad al Paganzo II (Pérmico).

En la cuenca de La Troya, afloramientos de areniscas y conglomerados castaños de la Formación Vinchina fueron identificados por Zuccolillo (1963) y Furque (1972), aunque el primero designó como Formación La Cueva los depósitos sedimentarios de la ladera sur del cerro Agua Amarga.

Sobre la base de la participación de material piroclástico Ramos (1970) distinguió dos miembros en la Formación Vinchina; así como también describió la estructura de la sierra de Los Colorados, entre las Sierras Pampeanas Noroccidentales y la Precordillera.

Otros estudios destacados se desarrollaron sobre temas vinculados con la edad de la unidad (Tabbutt, 1987; Reynolds, 1987; Ré y Vilas, 1990, Ré y Barredo 1995), la sedimentación sinorogénica en el Sistema del Famatina (Tabbutt, 1990) y la interpretación sedimentológica y paleoambiental (Limarino *et al.*, 1999; Tripaldi *et al.*, 2001; Tedesco, 2007; Ciccioioli *et al.*, 2010; Ciccioioli *et al.*, 2011; Tedesco *et al.*, 2012b).

Distribución areal y espesor

La unidad constituye una serie de afloramientos en la cuenca del río de La Troya, al este de la sierra de la Punilla. El de mayor representación areal presenta, en planta, un diseño en faja, en el que se reconocen tres segmentos. Uno norte, de rumbo norte-sur, desde el río del Corral de Martínez hasta

el campo del Carrizal, a partir del cual se distingue el tramo central, de orientación noreste-suroeste, hasta la latitud del río Yanso y finalmente el sector sur, representado por los flancos occidental y oriental de un amplio sinclinal en las proximidades del cerro Torre. Esta distribución espacial que representa la prolongación sur de los importantes afloramientos de la sierra de Los Colorados.

Otros afloramientos se observan entre las quebradas La Totorá y El Quemado, al sur de la sierra de Umango y de la pampa de la Mesada.

Tedesco (2007) relevó un espesor de 2345 m en el arroyo La Flecha. En Las Juntas, Zuccolillo (1963) determinó 4000 m de potencia y Reynolds *et al.*, (1990) 3200 metros.

Fuera del área de estudio, en la quebrada del Yeso, Ramos (1970) reconoció 6875 m, de los cuales corresponden 2500 m al miembro inferior y 4375 m al superior. Por su parte, Limarino *et al.*, (1999) y Tripaldi *et al.*, (2001), a lo largo del cañón del río de La Troya (también en la sierra de Los Colorados, dentro de la Hoja 2969 II- Tinogasta), levantaron perfiles sedimentológicos de detalle que les permitieron determinar una potencia de 5100 m para la sucesión de bancos rojos.

Litología

Turner (1960 y 1964) describió la unidad con un conglomerado basal, integrado por clastos de andesitas hornblendíferas, que pasa a areniscas y limolitas rojas.

Posteriormente, Ramos (1970), en la sierra de Los Colorados, identificó en la secuencia sedimentaria dos miembros: el inferior, predominantemente arenopelítico y el miembro superior, que incorpora conglomerados.

La Formación Vinchina conforma, dentro de la Hoja, una sucesión grano y estratocreciente que fue estudiada por Tedesco (2007, Figura 23), en el río de La Troya. Esta autora separó a la unidad en 7 asociaciones de facies (AF). El miembro inferior está compuesto por 5 asociaciones (AF1 a AF5). La AF1 está conformada por ciclos pelítico arenosos de escala decamétrica. Las pelitas son laminadas y las areniscas se presentan con estratificación horizontal, laminación ondulítica o son macizas. La AF2 es predominantemente pelítica, con abundantes grietas de desecación y laminaciones heterolíticas, e incorpora niveles carbonáticos y de yeso. Las AF3 y 4 presentan alternancias de bancos de escala métrica de areniscas y pelitas, en tanto que las AF4 y 5 son de granulometría cada vez más arenosa. Las areniscas se presentan como lentes amalgamadas con estratificación entrecruzada, horizontal y laminación ondulítica. Las pelitas son macizas o laminadas. La AF5 presenta gran cantidad de intraclastos pelíticos.

El miembro superior se encuentra constituido por las AF6 y AF7. La AF6 se caracteriza por la presencia de conglomerados ya como litología característica alternando con las areniscas dentro de varios metros de espesor a decenas de metros, internamente conformados por lentes amalgamadas. En la AF7 se



Figura 23. Ciclo grano y estratocreciente característico de la Formación Vinchina en Las Juntas (río de La Troya).

acentúa aún más la presencia de conglomerados al disminuir las intercalaciones de areniscas.

Composicionalmente, según Tedesco (2007), el miembro inferior está conformado por feldarenitas líticas y litoarenitas feldespáticas con porcentajes de cuarzo de entre 30 y 40%, feldespato potásico dominante sobre la plagioclasa y fragmentos líticos de volcanitas, sedimentitas y metamorfitas de bajo grado. En el miembro inferior, dentro de los fragmentos líticos, dominan las volcanitas, mientras que en el miembro superior dominan los fragmentos líticos de rocas sedimentarias levemente metamorfizadas.

En el área de la Hoja, el contacto entre ambos miembros es transicional, sin embargo, en la sierra de Los Colorados el límite está representado por una superficie erosiva de bajo ángulo sobre la que se disponen niveles de ortoconglomerados polimícticos (Marensi *et al.*, 2000).

Tripaldi *et al.*, (2001) reconocieron una composición homogénea para la Formación Vinchina, integrada por areniscas y pelitas de color rojo intenso en más de un 80% y niveles subordinados de conglomerados intra y extraformacionales, además de un nivel de tobas.

Estructura y ambiente de sedimentación

En la cuenca de La Troya, en el afloramiento central de la faja las capas se disponen en dos sinclinales

subparalelos cuyos ejes tienen una orientación NNE-SSO, con una actitud promedio, en las cercanías del puesto La Flecha, de rumbo norte 225° e inclinación 64° noroeste (Ciccioli, 2003). Este sinclinal está limitado, en su flanco occidental, por un corrimiento de orientación norte-sur y vergencia oriental.

Tedesco (2007) y Tedesco *et al.*, (2012b) interpretaron los ciclos granocrecientes de la Formación Vinchina en el río de La Flecha como generados por la progradación de mega-abanicos. Dentro de estos sistemas, la AF1 corresponde a la progradación de pequeños lóbulos distales, la AF2 a barreales, y las siguientes asociaciones de facies a sistemas fluviales con cada vez mayor participación de canales y menor proporción de planicies, vinculados a sectores distales, medios y proximales dentro de estos grandes sistemas.

En la sierra de Los Colorados, dentro del área correspondiente a la Hoja 2969 II- Tinogasta, Limarino *et al.*, (1999) y Tripaldi *et al.*, (2001) reconocieron también 7 asociaciones de facies para La Formación Vinchina, que corresponden en general a distintos ambientes fluviales y en menor proporción a intervalos eólicos y lacustres, en condiciones climáticas probablemente semiáridas (Cuadro 6). Asimismo, el estudio que realizaron de procedencia del material detrítico evidencia por lo menos dos áreas de aporte, una de mayor representación correspondiente al arco

Formación Vinchina		
Miembro	Asociación de Facies	Interpretación ambiental
Inferior	Unidad I Areniscas, pelitas y escasos conglomerados intraformacionales Espesor: 230 m	Sistema fluvial anastomosado con planicies arenosas
	Unidad II Areniscas finas y muy finas Espesor: 320 m	Sistema eólico intermontano
	Unidad III Areniscas, pelitas y conglomerados Espesor: 1280 m	Sistema fluvial anastomosado con planicies fango arenosas
Superior	Unidad IV Conglomerados y areniscas Espesor: 225 m	Sistema fluvial entrelazado
	Unidad V Areniscas y pelitas Espesor: 2180 m	Sistema fluvial meandroso
	Unidad VI Areniscas amalgamadas Espesor: 800 m	Sistema fluvial entrelazado efímero
	Unidad VII Intercalación de areniscas y pelitas Espesor: 65 m	Sistema lacustre

Cuadro 6. Cuadro de asociaciones de facies reconocidas en la Formación Vinchina en la sierra de Los Colorados, basado en Tripaldi *et al.*, (2001).

volcánico andino, de naturaleza ácida y mesosilícica, y otra a las Sierras Pampeanas Noroccidentales, con predominio de metamorfitas de mediano a alto grado.

La Formación Vinchina se habría depositado en dos depocentros diferentes, uno dentro de la Precordillera (el que corresponde a esta Hoja) y otro dentro de las Sierras Pampeanas (el de la sierra de Los Colorados). Estos depocentros tienen una historia en común para el miembro inferior de la Formación Vinchina que cesó cuando comenzó la depositación del miembro superior (Tedesco, 2007; Ciccioli *et al.*, 2010; Ciccioli *et al.*, 2011), al levantarse el basamento de la sierra de Umango. Esto generó que las facies del miembro superior, en ambas cuencas, difieran por completo, continuando la tendencia grano y estratocreciente en el depocentro sur (dentro de la Hoja) y adoptando una tendencia granodecreciente en el depocentro norte. Estos depocentros son parte de la cuenca de antepaís Andina y en ese marco, los mega-abanicos de la Formación Vinchina en el depocentro sur se habrían formado en un estadio de "fill", asociado a grandes cuencas de drenaje vinculadas con un amplio desarrollo de la faja plegada y corrida generadora del antepaís (Tedesco *et al.*, 2012).

Relaciones estratigráficas

En la zona de Las Juntas la unidad sobryace en discordancia erosiva a las eolianitas de la Formación Vallecito de edad oligoceno-miocena temprana (Jordan *et al.*, 1993) y pasa transicionalmente a la Formación Zapallar (Furque, 1972; Tedesco, 2007; Tedesco *et al.*, 2012b; Figura 24).

Al norte de la Hoja la base de la Formación Vinchina no es visible, ya que está cubierta por depósitos recientes o se dispone en contacto tectónico con la Formación Espinal (Turner, 1964).

En la sierra de Los Colorados, la Formación Vinchina se encuentra sobreyacida por la Formación Toro Negro en lo que Turner (1964) consideró una discordancia de erosión que fue también reconocida posteriormente por Ciccioli *et al.*, (2004) y Ciccioli (2008). Por su parte, Ramos (1970) describió este límite como transicional, con características litológicas distintas.

Contenido fosilífero y edad

La secuencia fue, en principio, atribuida al Mesozoico por Brackebusch (1891) y Hausen (1921). Sin embargo, Turner (1964) consideró a la Formación Vinchina homóloga al Calchaquense (Mioceno). Por su parte, Ramos (1970), Ré y Vilas (1990) y Ré y Barredo (1995) le asignaron la misma edad. El primer autor debido al contenido fosilífero encontrado en la sierra de los Colorados y los otros por medio de estudios magnetoestratigráficos.

Posteriormente, Tabbutt *et al.*, (1989) y Tabbutt (1987) realizaron dataciones con trazas de fisión en la parte superior de la unidad en la sierra de los Colorados, obteniendo edades de $7,3 \pm 1,2$ (Mioceno superior) y $4,3 \pm 1,0$ Ma (Plioceno inferior).

Dentro del área de la Hoja, en Las Juntas, Reynolds (1987), Reynolds *et al.*, (1987) y Reynolds *et al.*, (1990), a través de datos paleomagnéticos y de una edad de trazas de fisión de $12,1 \pm 1,4$ Ma asignaron al contacto entre las formaciones Vinchina y Zapallar

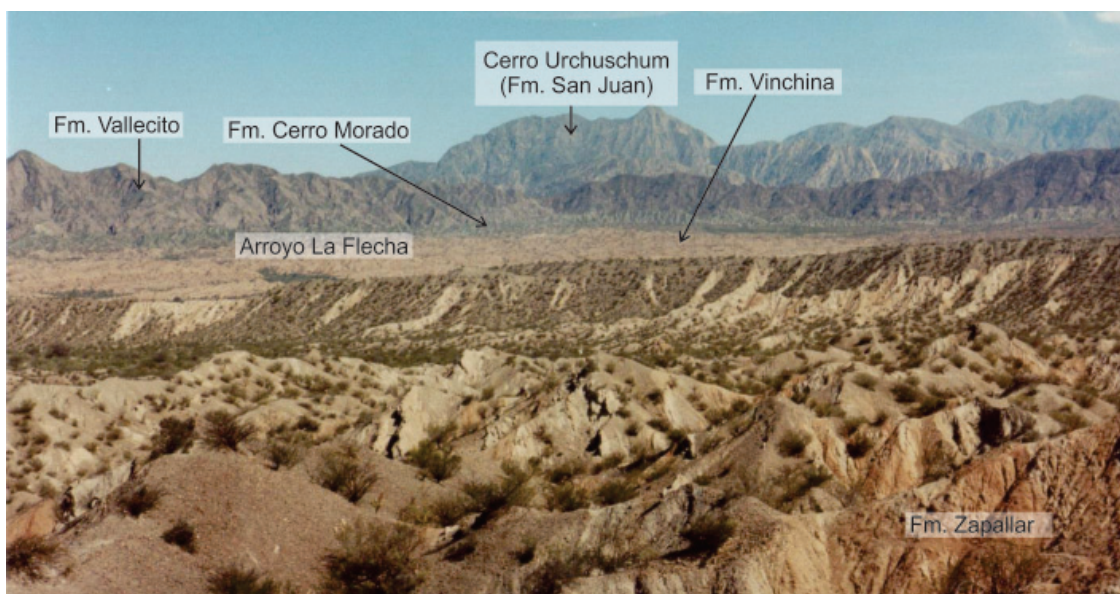


Figura 24. Vista general de las sedimentitas terciarias aflorantes en el anticlinal del río de La Flecha.

una edad de 12,4 Ma y a la Formación Vinchina un inicio a los 18 Ma. Asimismo, Ré y Vilas (1990) y Ré y Barredo (1995) adjudicaron la unidad al Mioceno-Plioceno (15-5 Ma) en la quebrada de La Troya.

Recientemente se han datado niveles tobáceos dentro de la Formación Vinchina por el método U-Pb en circones detríticos. Así, Dávila *et al.*, (2008) obtuvieron una edad de 19 Ma en la base de la unidad en la sierra de Los Colorados y Ciccioni *et al.*, (2014), dentro del mismo depocentro, en la quebrada de Los Pozuelos, obtuvieron una edad de $9,24 \pm 0,034$ Ma. Dentro del área de la Hoja, en las cercanías de La Cueva, Ciccioni *et al.*, (2014) dataron un nivel tobáceo y obtuvieron una edad de $15,6 \pm 0,4$ Ma.

En un nivel de areniscas limosas de color pardo rojizo y grano fino ubicado en la parte alta del miembro superior de la Formación Vinchina, Bonaparte (1965) describió icnitas que corresponderían a:

Mamíferos

- Orden Edentata, Superfamilia Megatherioidea, Venatoripes riojanus (Frenguelli) ¿?
- Orden Litopterna, Familia Macrauchenidae

Aves

- Orden Reiformes
- Orden Charadriiformes
- Ralliformes

Sobre la base de los icnofósiles, Bonaparte (1965) atribuyó el miembro superior al Plioceno inferior.

Correlaciones

Los afloramientos de la Formación Vinchina, hacia el norte, se prolongan en las Hojas Tinogasta y Fiambalá, en esta última la unidad fue denominada por Rubiolo *et al.*, (2001) como Formación Guanchín (Plioceno inferior).

Turner (1964) correlacionó la Formación Vinchina con los Estratos Calchaquenses (*sensu* Bodenbender, 1924) de edad miocena, que afloran en la sierra de Famatina (Formaciones del Buey y del Abra). Con posterioridad, de Alba (1972) homologó la unidad a la Formación del Abra y a la sección inferior de la Formación Tambería de Turner (1967). Ciccioni *et al.*, (2014) también la correlacionaron con la Formación Tambería en el área de Fiambalá, de la que se obtuvo una edad U-Pb de $8,2 \pm 0,33$ Ma, reportada por Carrapa *et al.*, (2008), en una muestra tomada cercana al tope de la unidad.

Formación El Buey (43) Sistema del Famatina

Areniscas, arcilitas, lutitas y margas

Antecedentes

Esta unidad fue originalmente reconocida por Bodenbender (1922b) dentro del denominado Supracretáceo y luego como Estratos Calchaquenses. Fue, posteriormente, designada formalmente por Turner (1955) y luego, este mismo autor (Turner, 1962), la incluyó en el Grupo Angulos conformado por las formaciones El Abra, El Buey y El Durazno.

Distribución areal y espesor

Aflora en una reducida faja de rumbo norte-sur, de 1 km de ancho y 10 km de longitud, aproximadamente, en la vertiente oriental de la sierra de Famatina, al oeste de la población de Chilecito, en inmediaciones de Las Higuieritas. La Distribución areal está controlada por la traza de una falla inferida en el margen oriental de la formación. Hacia el norte, fuera de la zona de estudio, en la Hoja Tinogasta, los afloramientos de la unidad están representados por dos asomos aislados.

Turner (1964) asignó a la unidad un espesor aproximado de 200 metros. Dávila (2005) y Barreda *et al.*, (2006), por su parte, midieron un espesor de 348 m en su sección tipo, entre las quebradas de los ríos Durazno y Blanco, cercanos a la localidad de Angulos, pocos kilómetros al norte de Las Higuieritas, fuera del área de la Hoja.

Litología

La unidad, en la base, presenta conglomerados de granulometría fina, de color gris, con clastos que provienen de rocas de la sierra de Famatina; areniscas tobáceas grises con intercalaciones de coloración morada y verde, yesíferas, y capas margosas. La secuencia continúa hacia el techo con intercalaciones de lutitas y arcilitas moradas y verdes, yesíferas. Tanto las areniscas tobáceas como las tobas son más potentes hacia la parte superior. La sucesión culmina con bancos conglomerádicos de matriz tobácea que indican la relación estratigráfica transicional con la Formación El Durazno (Fauqué y Caminos, 2006).

La unidad se caracteriza por tener una estratificación bien desarrollada, los espesores de los estratos de areniscas varían entre 40 y 50 cm y de los niveles pelíticos entre 5 y 15 centímetros. Las areniscas, en la parte inferior de la sucesión, tienen estructura entrecruzada, laminación ondulítica y óndulas de corriente y grietas de desecación. El yeso rellena diaclasas y se observa a lo largo de las superficies de estratificación conformando estratos tabulares y lenticulares.

Dávila (2005), por su parte, describió la Formación El Buey como una unidad predominantemente

de grano fino, de color castaño rosada a rojiza, en la que ocasionalmente se intercalan conglomerados finos mantiformes o lenticulares. Destacó la presencia de dos niveles guía carbonáticos, con abundante malacofauna y trazas fósiles, que localmente generaron nódulos carbonáticos. De esta manera, Dávila (2005) y Barreda *et al.*, (2006) dividieron la Formación El Buey, en las cercanías de la localidad de Angulos, en tres facies: 1) facies de areniscas muy finas y fangolitas, 2) facies de carbonatos nodulares y 3) facies de carbonatos laminados.

Ambiente de sedimentación

Sobre la base de las características litológicas Fauqué y Caminos (2006), en la descripción de la Hoja Tinogasta, infirieron para esta unidad un origen en un ambiente de depositación aluvial distal a fluvial, desarrollado en condiciones climáticas áridas a semiáridas.

Dávila (2005) y Barreda *et al.*, (2006) interpretaron las facies de la unidad como depósitos de abanicos aluviales distales en los que dominan los procesos de crecidas mantiformes. El desarrollo de niveles laminados carbonáticos marca un escaso influjo clástico. El desarrollo de paleosuelos con presencia de calcretes indica tasas de sedimentación muy bajas y paleoclimas semiáridos.

Relaciones estratigráficas

Al norte de la zona de estudio, la unidad cubre en contacto concordante y pasaje transicional a la Formación del Abra (Turner, 1955), compuesta por conglomerados y areniscas de colores rojizos y blanquecinos y subyace en forma transicional a los conglomerados y areniscas tobáceas de la Formación El Durazno (Turner, 1962). Estas tres formaciones fueron propuestas por Turner (1962) como integrantes del Grupo Angulos.

Contenido fosilífero y edad

La Formación El Buey es intruida por dacitas de la Formación Mogote con edades radimétricas, por el método Ar39/Ar40, que sugieren una edad de emplazamiento de $5,0 \pm 0,3$ Ma, otorgándole una edad mínima a la unidad. En su mayor parte los autores consideran la secuencia sedimentaria correspondiente al Mioceno. En particular, Dávila (2005) y Barreda *et al.*, (2006) atribuyeron a la Formación El Buey al Mioceno medio (~14 Ma) sobre la base de su posición estratigráfica y de su contenido palinológico. Estos autores estudiaron el registro palinológico de niveles cercanos a la base de la Formación El Buey, correspondientes a pelitas verdes amarillentas inter-

pretadas por estos autores como depósitos lacustres; encontrando *T. trilobatus* y *T. antipódica* que sugieren una edad no mayor que el Mioceno.

En general, los fósiles hallados son de escaso valor estratigráfico. Los restos encontrados por Bodenbender (1922b) en margas de la sección basal de la secuencia los comparó con *Corbicula stelzneri* Doering y Turner (1971) reconoció restos vegetales e improntas de una fanerógama, tipo *Salix*, en el arroyo Huayco Hondo.

Correlaciones

La Formación El Buey equivale a la sección superior de la Facies Oriental y a la Facies Central del Supracretáceo o Terciario Viejo nominado por Bodenbender (1922b), y, posteriormente, al miembro medio de "sus" Estratos Calchaqueños. De Alba (1972) la correlacionó con la parte superior de las formaciones Vinchina y Tamberías.

Por otra parte, Barreda *et al.*, (2006) mencionaron que las asociaciones palinológicas halladas en la Formación El Buey son afines a las de las formaciones Pachaco, La Ollita, Chinchas y Cerro Morado del Mioceno temprano a medio de las provincias de San Juan y La Rioja. También encontraron similitudes generales con las asociaciones de la Formación Paraná de la Cuenca Chacoparanaense.

2.5.2.2. Mioceno superior- Plioceno

Formación Río Mañero y Formación Desencuentro (44)

Sierras Pampeanas Occidentales

Areniscas y pelitas

Antecedentes

Los depósitos sinorogénicos neógenos del segmento de subducción horizontal (27° S - 33° S) se extienden sobre varias provincias geológicas con distintos depocentros: Valle del Cura, Iglesias, Vinchina, Bermejo, Pagancillo y Jocolí (Ramos, 1999).

Las cuencas de antepaís del Bermejo y Pagancillo han sido muy estudiadas, permitiendo establecer la evolución de los depósitos sinorogénicos y los tiempos de levantamiento de la faja plegada y corrida de la Precordillera (Johnsson *et al.*, 1984; Jordan *et al.*, 1988, 1989, 1990, 1993 y 1997; Reynolds *et al.*, 1987, 1990; Damanti, 1989).

En estas cuencas las secuencias del sector proximal están expuestas en Las Juntas, las del sector medio en Huaco y las del sector distal afloran en el campo de Talampaya.

Durante el Plioceno, el ascenso de la sierra de Valle Fértil y su continuación al norte la sierra Del Morado, desconectó las dos cuencas (Bermejo y Pagancillo), interrumpiéndose, de este modo, la sedimentación en la cuenca de Pagancillo. El levantamiento de la sierra de Tarjados desvinculó definitivamente las partes distales de la cuenca con el depocentro principal del Bermejo.

Las sedimentitas neógenas del campo de Talampaya serán descritas sobre la base del trabajo de Malizia (1989) y Malizia *et al.*, (1995). Esta secuencia sedimentaria, de 2300 m de espesor, representa la sedimentación mixta terrígeno-evaporítica ocurrida en el área entre 18 Ma y 4,6 Ma.

Según los trabajos citados comprende las formaciones Río Mañero y Desencuentro. La primera representa la etapa inicial de sedimentación en un complejo de playa de bolsón en un ambiente de planicie de fango salino, en tanto que la segunda unidad, compuesta por areniscas y pelitas, corresponde a un ambiente de planicies de arena y planicies de fango.

Distribución areal y espesor

Las sedimentitas neógenas de estas unidades tienen amplios afloramientos en la depresión conocida como campo de Talampaya. Los asomos más importantes se hallan ubicados en una faja discontinua en el faldeo oriental del cerro Rajado y de la sierra Morada, en el sector conocido como alto de San Nicolás y en posiciones cercanas al eje del campo de Talampaya.

De acuerdo con los estudios de Malizia (1989), esta secuencia tiene un espesor de 2300 m, correspondiendo los primeros 800 m a la Formación Río Mañero, y los 1500 m restantes a la Formación Desencuentro.

Litología y ambiente de sedimentación

Formación Río Mañero

Malizia *et al.*, (1995) subdividieron la unidad en miembros, basándose en análisis de facies. Identificaron tres facies (RM1, RM2 y RM3). La secuencia está compuesta por 800 m de sedimentos de playa-sabkha o playa de bolsón (RM1 y RM3), interrumpidos en la parte media por una intercalación de sedimentos deltaicos y fluviales (RM2).

Litológicamente está integrada por proporciones similares de pelitas, areniscas finas y evaporitas y son menos abundantes las areniscas medianas y gruesas.

Estratificación maciza y estructuras sedimentarias de pequeño tamaño, como estructuras flaser

y estratificación lentiforme, caracterizan las facies RM1 y RM3. En cambio, la facies RM2 presenta abundante estratificación cruzada, planar, tangencial simple y en artesa, junto con otras estructuras de pequeño tamaño como ondulitas, ondulitas ascendentes, flaser y lentiforme.

La facies RM3 posee abundantes niveles de tobas, que debido a la presencia de montmorillonita le imprimen una coloración verdosa.

Los niveles de evaporitas están en RM1 y RM3, compuestos por varios tipos de yeso, predominando el laminado. Tienen gran continuidad lateral y espesores de aproximadamente 0,60 metros.

Formación Desencuentro. Esta unidad ha sido subdividida en cuatro miembros informales (D1, D2, D3 y D4) por Malizia *et al.*, (1995), cada uno de los cuales representa una facies sedimentaria.

Desde el punto de vista litológico, la secuencia es bastante monótona, con cerca de 90% de pelitas y areniscas finas. Las areniscas medianas y gruesas son poco comunes. Intercalaciones de niveles de tobas son habituales en la parte media del miembro D3. Los conglomerados intraformacionales lenticulares son escasos. El vidrio volcánico también está presente en la unidad, así como niveles de yeso laminado de gran continuidad lateral.

Las areniscas finas forman, en general, estratos tabulares y macizos. Como estructuras sedimentarias presentan laminación paralela y estratificación cruzada.

Los bancos de pelitas son delgados a medianos, con laminación paralela y estructuras flaser. Algunos estratos son de mayor espesor y gran continuidad lateral.

Malizia *et al.*, (1995) hicieron la siguiente interpretación paleoambiental:

Miembro D1. Comienza con facies de planicie de fango-planicie de arena, que son reemplazadas por otras de tipo lagunar de limitada extensión temporal y espesor (5 -10 m) y finalmente se pasa a areniscas y pelitas de origen fluvial.

Miembro D2. Los cuerpos de areniscas macizas se interpretan como depósitos de flujos laminares en planicies de arena. Los depósitos de pelitas lenticulares representan la sedimentación posterior al ingreso del flujo principal, en depresiones pequeñas.

Miembro D3. Sus facies reflejan el predominio de depositación subaérea fluvial, representada por planicies de arena, aunque también existieron condiciones subácuas temporarias, reflejadas por los niveles de pelitas tabulares de gran extensión areal, asociados además a niveles de tobas.

Miembro D4. Las facies que lo caracterizan son también de una planicie de arena, pero la presencia de lentes de conglomerados finos, con clastos de basamento, indican una reactivación de las áreas de aporte. A pesar de esto se mantienen algunos niveles lacustres y paleosuelos. La interpretación paleoambiental de toda la unidad indica un medio correspondiente a playas de bolsón. La presencia de evaporitas sostiene la idea de una persistente aridez, a través de la historia depositacional desde el Neógeno hasta la actualidad (Malizia, 1988).

Estructura

La secuencia neógena se depositó en una cuenca de antepaís fracturada, en el sector de subducción de bajo ángulo del noroeste argentino.

Malizia *et al.*, (1995) destacaron la importancia que tuvieron en la sedimentación del sector las estructuras distensivas del Bermejo y los hemigrabens relacionados. Pero además mencionaron que estas estructuras tuvieron gran importancia a partir del inicio de los movimientos Ándicos sobre la estructura de plegamiento que presenta actualmente la secuencia neógena.

Dicha estructura se puede observar en el bolsón del río del Alto – Pagancillo, donde las sedimentitas terciarias forman un amplio sinclinal asimétrico, cuya charnela se encuentra a la altura de Pagancillo cubierta por depósitos de agradación pedemontana. El plegamiento de la secuencia también está expuesto en la zona de Las Tucumanesas representado por un anticlinal y un sinclinal. En la charnela del primero aflora la secuencia neógena. Con posterioridad a la depositación de la sección neógena, a los 4,6 Ma tuvo lugar el levantamiento de las Sierras Pampeanas Occidentales y la formación de las estructuras del área. A partir de que las sierras Morada y de Los Tarjados tomaron la constitución actual, esta parte de la cuenca de antepaís se transformó en una cuenca intermontana.

Malizia *et al.*, (1995) mencionaron que la exposición más completa de estos estratos terciarios se encuentra en el Alto de San Nicolás, al sur del campo de Talampaya. Allí se observa un monoclinal a lo largo de una escarpa erosiva de entre 20 y 75 m de altura, extendida en sentido ENE – OSO entre las sierras Morada y de Los Tarjados. El monoclinal tiene una inclinación al este de 21° en la base, disminuyendo hacia el techo hasta valores de 6°.

Relaciones estratigráficas

La base de la sección neógena, expuesta en el cinturón de afloramientos situados en el flanco orien-

tal de la sierra Morada, es muy difícil de reconocer debido a que frecuentemente está en relación de paraconcordancia sobre las sedimentitas cretácicas rojas de la Formación Cerro Rajado, muy similares a las del Terciario.

La parte superior de la secuencia neógena en el Alto de San Nicolás está truncada por una falla al pie de la sierra de Los Tarjados, que le sobrepone las sedimentitas triásicas del Grupo Agua de la Peña.

En el sinclinal que las sedimentitas terciarias forman al este y sudeste de Pagancillo, la Formación Desencuentro está cubierta por conglomerados, fanglomerados y areniscas que han sido asignados a la Formación El Corral. En algunos lugares esta secuencia psefítico-psamítica pliocena está en posición discordante sobre los depósitos miocenos.

Contenido fosilífero y edad

En la descripción de la Hoja Geológica Cerro Rajado, Gentili (1972) citó el hallazgo de vertebrados fósiles en estos estratos, asignándoles una edad mioceno–pliocena.

La edad neógena fue luego confirmada por tres dataciones por el método de trazas de fisión (Streckler, 1987; Tabbutt, 1987 y Tabbutt *et al.*, 1987) realizadas en niveles de tobas intercalados en la secuencia. Tabbutt *et al.*, (1987) obtuvieron una edad de $7,4 \pm 0,9$ Ma en un nivel del Miembro D3. Por su parte, Streckler (1987) obtuvo una edad de $7,54 \pm 1,65$ Ma en el Miembro D4. Finalmente, Tabbutt (1987) dio a conocer una edad de $15,0 \pm 2,7$ Ma en el Miembro RM3. Otra edad por trazas de fisión, tomada de la sección neógena en los afloramientos ubicados en las cercanías de Las Tucumanesas, al sudeste de Villa Unión, dio una edad de $7,7 \pm 1,6$ Ma (Tabbutt, 1990).

Hacia el sur, la Formación Desencuentro es reconocida como Formación Angosturas (Azcuay y Morelli, 1979). Los mismos autores le atribuyeron una edad pliocena, por correlación con otras secuencias sedimentarias.

Sobre la base de los trabajos arriba citados, se asigna en este trabajo a las formaciones Río Mañero y Desencuentro al Mioceno medio a superior.

Correlaciones

Al sur del área de estudio, en la Hoja Jáchal (Furque *et al.*, 1998), la unidad tiene continuidad espacial con la Formación Angosturas (Azcuay y Morelli, 1979), compuesta por areniscas, tobas, conglomerados y niveles de yeso que cubren en dis-

cordancia levemente angular a las formaciones Los Colorados (Groeber y Stipanovic, 1953), Río Chiflón (Bossi y Herbst, 1968) y Cerro Rajado (Stipanovic y Bonaparte, 1979).

Formación Río Jáchal (45) Precordillera

Areniscas finas y limonitas

Antecedentes

La Formación Río Jáchal fue nominada originalmente por Kelly (1962) quien al estudiar la secuencia de la sierra de Las Salinas, cerca de la localidad de Huaco, dentro del marco de la Hoja 3169-II- San José de Jáchal, la definió junto con las formaciones Río Salado, del Jarillar, de Huachipampa, de la Quebrada del Cura y Mogna. Posteriormente, Cuerda *et al.*, (1981) modificaron el esquema estratigráfico e incluyeron la unidad en el Grupo Pontón Grande, compuesto por las formaciones Río Salado, Quebrada del Jarrillal, Huachipampa, Quebrada del Cura, Río Jáchal y Mogna. Al sur del área de estudio los afloramientos forman, en gran parte, las sierras de los Morados, de Huaco y de Mogna.

Estudios paleogeográficos y cronoestratigráficos fueron llevados a cabo por Johnsson *et al.*, (1984) y Johnson *et al.*, (1986).

La unidad también fue estudiada por Milana (2003), quien realizó estudios sedimentarios y magnetoestratigráficos.

Distribución areal y espesor

Los afloramientos forman una faja de orientación noroeste-sureste al oeste del puesto El Chañaral y en las cercanías del puesto Los Pozuelos, en el centro sur de la Hoja, dentro del ámbito precordillerano.

Johnsson *et al.*, (1984) y Johnson *et al.*, (1986) dividieron la unidad en dos miembros informales, inferior y superior, los cuales representan un espesor aproximado de 2500 metros. Por otro lado, Milana (2003) estudió la sucesión en la sierra de Mogna, midió un espesor de 1108 m y separó la formación en tres miembros informales.

Litología

La unidad, compuesta por areniscas finas, limolitas, sabulitas y conglomerados, fue dividida en dos miembros informales (Johnsson *et al.*, 1984 y Johnson *et al.*, 1986):

Miembro inferior

Lo integran una serie de bancos gruesos de areniscas medianas con bases erosivas e intercalaciones

de lutitas, limolitas y areniscas finas. Las pelitas están laminadas y tienen grietas de desecación.

Miembro superior

Predominan los conglomerados con cemento calcáreo, a diferencia del miembro inferior que es yesoso. La estructura interna del depósito es paralela, con entrecruzamiento tabular y a hacia el techo pasa a entrecruzada en artesa con intercalaciones de lentes de areniscas gruesas.

En la sierra de Mogna, Milana (2003) dividió la unidad en tres miembros que caracterizó de la siguiente manera:

Miembro inferior (205 m)

Está conformado por pelitas y areniscas de color más verdoso, con menor cementación y menor contenido de yeso que la Formación Quebrada del Cura, a la que sobreyace con un pasaje transicional. Los niveles pelíticos pueden portar pelecípodos.

Miembro medio (418 m)

Tiene menor cementación, mayor contenido de yeso y menor proporción de pelitas verdes que el miembro anterior. Es más arenoso en general, las facies finas están formadas por laminaciones heterolíticas con gran cantidad de grietas de desecación. Los bancos arenosos más gruesos y espesos tienen laminación horizontal y particiones pelíticas con grietas de desecación. Son comunes las estructuras deformacionales asociadas a licuefacción local.

Miembro superior (485 m)

Es similar al miembro medio. Tiene moderada bioturbación, baja cementación, pocas grietas de desecación, menor cantidad de limos verdes y granulometrías arenosas más gruesas. Los bancos arenosos presentan varias superficies de reactivación y en su base hay gránulos y cementación calcárea en parches. Los depósitos finos heterolíticos son menos arenosos que en el miembro medio. Son frecuentes los restos óseos.

Estructura y ambiente de sedimentación

La unidad está plegada en anticlinales y sinclinales, con ejes de rumbo norte-sur a nornoroeste-sureste, y limitada en su margen occidental por corrimientos de vergencia occidental, segmentados por estructuras oblicuas de orientación noroeste-sureste con desplazamiento de rumbo lateral izquierdo. Estos plegamientos son la extensión septentrional del anticlinal de Las Salinas y corresponden a pliegues

por propagación de falla vinculados con fallas ciegas inversas de basamento, con vergencia al oeste correspondientes a la Precordillera Oriental (Zapata y Allmendinger, 1993; Mustoni, 2014).

Ambiente de sedimentación

Johnson *et al.*, (1986) consideraron que la secuencia sedimentaria fue depositada en un paleoambiente de abanicos aluviales, integrada por depósitos gruesos en el sector superior, y finos en la sección inferior, que representan barras de canal y áreas de intercanales o techo de barras, respectivamente.

Milana (2003) interpretó el miembro basal como lagunas menores de agua dulce semipermanentes alternando con sistemas fluviales con canales someros y planicies heterolíticas. El miembro medio corresponde, según este autor, a sistemas fluviales de baja energía que alternan con crecientes no confinadas. Finalmente, el miembro superior es similar al medio pero con canales más jerarquizados, sugiriendo mayores variaciones topográficas entre canales e interfluvios.

Relaciones estratigráficas

En la Hoja la unidad cubre a la Formación Cerro Morado y está cubierta por la Formación El Corral.

Al sur de la Hoja Furque *et al.*, (1998), Milana (2003) y Mustoni (2014) mencionan que la unidad sobreyace en contacto concordante y transicional a la Formación Quebrada del Cura, compuesta por areniscas tobáceas y feldespáticas, limolitas y yeso. En esta zona está cubierta mediante la misma relación estratigráfica por rocas de la Formación Mogna, todas pertenecientes al Grupo Pontón Grande (Cuerda *et al.*, 1981 y Milana, 2003).

Edad

Johnson *et al.*, (1986) dataron, mediante el método de trazas de fisión, seis circones pertenecientes a un banco de toba intercalado en la parte basal de la Formación Río Jáchal, que arrojaron una edad promedio de $6,1 \pm 0,9$ Ma, ubicando la unidad entre el Mioceno superior alto y el Plioceno inferior. Por su parte, Milana (2003) sobre la base de estudios magnetoestratigráficos sugirió una edad de $\sim 6,5$ a 4 Ma (Mioceno superior alto a Plioceno inferior bajo).

Correlaciones

La unidad forma parte de la potente secuencia sedimentaria sinorogénica que se depositó en la cuenca de antepaís del Bermejo, a partir del Mioceno (Jordan *et al.*, 1990 y 1993). En este sentido, puede

ser correlacionada con la Formación Zapallar de la cuenca del río de La Troya (al noroeste de la Hoja), con la base de la Formación Toro Negro de la sierra de Los Colorados, con la Formación Desencuentro aflorante al este de la Hoja, en el marco de las Sierras Pampeanas y con la Formación El Durazno que aflora al este de la Sierra de Famatina, en el extremo noreste de la Hoja.

Formación Mogote (46) Sistema del Famatina

Dacitas y andesitas

Antecedentes

El primero en citar estas rocas fue Bodenbender (1922b). Posteriormente, Turner (1955 y 1962) propuso la denominación Formación Mogote para las rocas volcánicas que afloran en el mogote del río Blanco e integran parte del Grupo Angulos.

Distribución areal

La Formación Mogote aflora en el margen oriental de la sierra de Famatina, al noroeste de la población de Chilecito.

La localidad tipo de estudio se encuentra al norte del área de estudio, donde estas rocas constituyen un neck volcánico en el mogote del río Blanco.

Litología

El conjunto litológico se compone principalmente de dacitas de coloración clara y grano fino, localmente presentan un aspecto vesicular. Están atravesadas por diques de rocas de composición dacítica con textura porfírica, caracterizadas por la presencia de fenocristales de feldespato, hornblenda y cuarzo en una pasta afanítica. La unidad está surcada por venillas de cuarzo.

Como litología subordinada la unidad presenta andesitas de coloración violácea y textura porfírica, constituidas por fenocristales de feldespato y minerales máficos en una pasta afanítica.

Ambiente tectónico de emplazamiento

Sobre la base del patrón de distribución de los afloramientos, Turner (1971) reconoció un posible control estructural de la actividad volcánica. Luego Marcos y Zanettini (1982) asignaron este control a una estructura regional de orientación N-S.

Losada Calderón *et al.*, (1994) sugirieron, mediante análisis químicos de elementos mayoritarios y minoritarios, que las rocas son calcoalcalinas, con alta relación K_2O/Na_2O , probablemente producto de la alteración hidrotermal.

La horizontalización de la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana durante el Plioceno temprano, trajo aparejado la migración hacia el este del volcanismo, manifestado, entre otras evidencias, en el emplazamiento de estas rocas (Fauqué y Caminos, 2006).

Relaciones estratigráficas

Las rocas se intruyen en los granitos y granodioritas de la Formación Ñuñorco, al noroeste de la localidad de Chilecito. En el ámbito de la Hoja Tinogasta, se emplazan tanto en secuencias sedimentarias de edad cenozoica como mesozoica de las formaciones El Buey y del Crestón, como en rocas paleozoicas de las formaciones Ñuñorco y Negro Peinado.

Edad y correlación

Dataciones radimétricas en feldespato potásico y biotita, por el método $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, sugirieron una edad de emplazamiento a los $5,0 \pm 0,3$ Ma (Fauqué y Caminos, 2006).

Toselli (1996) correlacionó la unidad con la Formación Costa de Reyes, atribuida al Plioceno inferior por Maisonave (1979).

Formación El Durazno (47) Sistema del Famatina

Conglomerados, areniscas y tobas

Antecedentes

Bodenbender (1922b) fue uno de los primeros investigadores en estudiar este grupo de rocas sedimentarias quien las incluyó primero en el denominado Supracretáceo y luego en los Estratos Calchaqueños. La denominación El Durazno fue propuesta por Turner (1962) para las rocas cuspidales del Grupo Angulos, subyacida por las formaciones El Abra, El Buey y Mogote.

Dávila y Astini (2003) estudiaron en detalle la Formación El Durazno y la dividieron en los miembros Las Higueras (39 m), Santo Domingo (266 m), Río Blanco (369 m) y El Álamo (448 m). Posteriormente, Dávila (2005) propuso separar la sección basal (miembros Las Higueras y Santo Domingo) como una nueva formación. Aquí se mantendrá la propuesta original de Turner (1962).

Distribución areal y espesor

Las rocas de la unidad afloran en la vertiente oriental de la sierra de Famatina, en las inmediaciones de Las Higueras, al oeste de la población de Chilecito. Los afloramientos están representados por

una faja de aproximadamente 10 km de longitud y de ancho variable, entre algunos cientos de metros hasta 2,5 km, en el sector noreste de la Hoja.

Las rocas se distribuyen con una mayor expresión areal al norte de la zona de estudio, en la Hoja Tinogasta, en ambos faldeos del filo El Cimarrón, alcanzando un espesor de 1500 m (Fauqué y Caminos, 2006). Su perfil tipo se encuentra en esa zona, en la quebrada del arroyo El Durazno, donde Turner (1962) y Dávila y Astini (2003) midieron un espesor de 1122 metros.

Litología y ambiente de sedimentación

En los afloramientos situados al norte de la zona de estudio, la secuencia sedimentaria, en su base, está compuesta por bancos de areniscas tobáceas, estratos de conglomerados y areniscas alternantes. Las capas conglomerádicas, lenticulares y estratocrecientes, alcanzan potencias de 5 m, con bancos tobáceos de 2 m de espesor intercalados. Los conglomerados tienen clastos de granulometría variable, entre 10 y 20 cm, constituidos por fragmentos de granitos, esquistos cuaríferos, andesitas y pizarras, en una matriz arenoso-tobácea de color gris-blanquecino (Fauqué y Caminos, 2006). En el perfil que se halla entre el río Blanco y el arroyo Huaico Hondo, estos autores reconocieron, en la parte basal de la secuencia, potentes bancos de tobas dacíticas, macizas y compactas.

Las principales estructuras sedimentarias identificadas en la unidad son estratificación entrecruzada, ondulitas, grietas de desecación e impresiones de gotas de lluvia.

Dávila y Astini (2003) describieron litológicamente los miembros de la Formación El Durazno (propuestos por ellos) de la siguiente manera:

Miembro Las Higueras (39 m):

Está formado por areniscas finas y limolitas interpretadas como abanicos aluviales distales y zonas de barreales fangosos.

Miembro Santo Domingo (266 m)

Se encuentra constituido por areniscas medianas con megaestratificación cruzada con interdigitación de conglomerados lenticulares y fangolitas con grietas de desecación. Esta facies es interpretada como campos eólicos intermontanos con interacción eólico-fluvial.

Miembro Río Blanco (369 m)

Constituido por ignimbritas, tobas retrabajadas, areniscas y conglomerados lenticulares vinculados a un ambiente de interacción volcánico-fluvial.

Miembro El Álamo (448 m)

Está compuesto por conglomerados polimícticos arenosos, clasto soportados, interpretados como depósitos fluviales de ríos entrelazados de alta movilidad.

Relaciones estratigráficas

La Formación El Durazno cubre en forma concordante y en pasaje transicional a las rocas de las formaciones del Abra y El Buey.

Hacia el techo la unidad está cubierta en discordancia por la Formación Santa Florentina, que representa antiguos depósitos pedemontanos afectados por movimientos tectónicos.

Edad y correlación

Tabbutt (1987, 1990) obtuvo edades de $6,9 \pm 1,2$ Ma y $4,0 \pm 0,8$ Ma en niveles tobáceos de la sección ignimbrítica media de la Formación El Durazno y una edad de $5,4 \pm 0,8$ Ma para el tope de la unidad. Losada Calderón *et al.*, (1994) realizaron dataciones radimétricas por el método $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, que arrojaron una edad de $6,38 \pm 0,37$ Ma. Por ello, las tobas de esta unidad se vinculan con una actividad magmática equivalente a la que dio lugar a la Formación Mogote, en tiempos del Mioceno tardío-Plioceno temprano.

Formación Zapallar (48) Precordillera

Areniscas, conglomerados y arcilitas

Antecedentes

La secuencia de areniscas blanquecinas, conglomerados y pelitas de color rosado a rojizo que aflora

en las inmediaciones de la población homónima, en la cuenca de La Troya, fue denominada Formación Zapallar por Furque (1972) quién la ubicó en el Araucanense. Con anterioridad, Zucolillo (1963) denominó estas rocas y las correlacionó con la Formación Toro Negro, unidad descrita por Turner (1960 y 1964) en la sierra de Los Colorados, al norte del área de estudio.

En el análisis estratigráfico realizado por Tedesco y Limarino (2005) en la cuenca de La Troya se determinó que los depósitos de la Formación Chunchico, establecida por Zucolillo (1963) y Furque (1972), corresponden a una facies sedimentaria comprendida en la Formación Zapallar.

Distribución areal y espesor

La Formación Zapallar aflora casi exclusivamente dentro de la Hoja. Los afloramientos se distribuyen ampliamente en la cuenca de La Troya, al noroeste de la localidad de Guandacol, desde el puesto Corral de Martínez al norte, hasta el río del Toro o Letrero al sur y el filo Piedra Blanca como límite oeste.

El espesor de la unidad alcanza 1600 m en Las Juntas (Reynolds *et al.*, 1990) al suroeste de la localidad de Zapallar. En la quebrada del río de La Flecha Tedesco (2007) midió un espesor de 1355 metros.

Litología

La composición de la secuencia sedimentaria incluye areniscas castañas blanquecinas, con bancos alternantes de conglomerados y pelitas rojas (Figura 25). La sucesión se puede dividir en dos secciones (Tedesco, 2007). La inferior está constituida por un



Figura 25. Aspecto general de la Formación Zapallar en el río de La Flecha (puesto La Brea).

gran ciclo grano y estratocreciente que continúa con la tendencia iniciada en la Formación Vinchina. Este ciclo se halla conformado internamente por una alternancia de bancos de areniscas y conglomerados de escala métrica a decamétrica con intercalaciones de depósitos más finos. Las areniscas y conglomerados forman bancos tabulares de entre 2 y 4 m de potencia, conformados por lentes amalgamadas de entre 20 y 50 centímetros. Éstas contienen en sus bases ortoconglomerados macizos o con estratificación entrecruzada tabular planar sobre los que se disponen areniscas medianas con estratificación entrecruzada en artesa con sets de hasta 30 cm de espesor. Los bancos areno-conglomerádicos más gruesos alternan con otros litosomas, también tabulares, conformados por pelitas rojas laminadas y macizas en los que se intercalan delgados bancos (de pocos cm de espesor) de areniscas muy finas macizas.

La sección superior de la Formación Zapallar (Figura 26), se caracteriza por la alternancia de bancos conglomerádicos y pelitas. Los conglomerados irrumpen abruptamente en los depósitos de pelitas rojas, incidiéndolos y generando erosiones de gran relieve

Estructura

La unidad se caracteriza por presentar estructuras plegadas sinclinales de primer orden, con ejes de rumbo norte-sur a noreste-suroeste, como se reconocen en los cerros Torre y de La Flecha.

Las fracturas corresponden a corrimientos de dirección norte-sur y vergencia este,

localizados principalmente en las márgenes occidental y oriental de los afloramientos de la unidad, y fallas oblicuas de menor extensión con componente de desplazamiento de rumbo nornoroeste-sursureste, al oeste de la localidad de Zapallar.

Ambiente de sedimentación

Las diferentes secciones de la Formación Zapallar fueron interpretadas como sistemas fluviales multicanalizados con alternancia de diferentes jerarquías de canales con depósitos de planicie de inundación o áreas de intercanal (Tedesco, 2007). Recientemente, Tedesco *et al.*, (2012b) interpretaron los canales y planicies de la Formación Zapallar como las secciones medias y proximales de grandes mega-abanicos desarrollados en el antepaís de una faja plegada y corrida bien desarrollada hacia el oeste.

Relaciones estratigráficas

En la zona norte de la cuenca La Troya, la Formación Vinchina pasa en contacto transicional a la Formación Zapallar (Furque, 1972; Tedesco, 2007; Tedesco *et al.*, 2012b). La unidad está cubierta mediante una superficie erosiva por conglomerados de edad pleistocena, como se observa en las quebradas La Flecha, Aguadita y La Brea Vinchina (Tedesco, 2007).

Entre los parajes Las Cuevas y Zapallar, la Formación El Corral cubre en contacto de falla a la Formación Zapallar.



Figura 26. Detalle del tramo superior de la Formación Zapallar dominado por pelitas y conglomerados.

Edad

Brackebusch (1891) ya incluía en su carta estos sedimentos como parte de los "terrenos Réticos". Posteriormente Hausen (1921) los describió por primera vez en la Serie Continental Intermontana, del Jurásico–Cretácico (?).

Reynolds *et al.*, (1990), en el área de Las Juntas, mediante magnetoestratigrafía, establecieron para el contacto de la unidad con la Formación Vinchina una edad de 12 a 12,5 Ma; asimismo, determinaron la edad de la sedimentación de la Formación Zapallar entre 12,2 y 9,3 Ma (Mioceno superior).

Correlaciones

A las rocas de la unidad en el sector norte de la cuenca de La Troya Zuccolillo (1963) utilizó la denominación Formación Toro Negro que Turner (1964) asignó a la secuencia sedimentaria de la sierra de los Colorados, al oeste de la localidad de Vinchina, en la Hoja Tinogasta.

Según Tedesco y Limarino (2005) las facies de barreal frecuentes en el sector superior de la Formación Zapallar son correlacionables con la Formación Chunchico, según las interpretaciones de Zucolillo (1963). Además estos autores consideran que las facies conglomerádicas y brechosas de la Formación Zapallar son correlacionables con la descripción que Furque (1972) hizo de la Formación Chunchico. Motivo por el cual, consideran conveniente el abandono del nombre de Formación Chunchico (Zuccolillo, 1963 y Furque, 1972).

Sedimentitas neógenas indiferenciadas (49) Sierras Pampeanas Occidentales

Areniscas, limolitas y conglomerados

Antecedentes

Se incluyen en la unidad una serie de sedimentitas terciarias no nominadas que afloran en la cuenca de Pagancillo, en el ámbito de las Sierras Pampeanas Occidentales.

Distribución areal

Los afloramientos de estas rocas se extienden al sur de la localidad de Villa Unión, por el norte, hasta los ríos del Médano y de la Caída, por el sur, en el sector central de la cuenca de Pagancillo.

Litología y ambiente de sedimentación

La unidad está compuesta por una espesa serie continental, sinorogénica, de la que participan areniscas, limolitas y conglomerados. Los afloramientos

de la secuencia se hallan parcialmente cubiertos, por delgados depósitos eólicos, lo que dificulta la realización de perfiles para caracterizar con más detalle la litología.

Estructura

Al sureste de la localidad de Los Palacios se identifican dos estructuras plegadas, sinclinal y anticlinal, con ejes orientados al nornoroeste-sursureste. El anticlinal de eje buzante al sursureste involucra probablemente desde el núcleo hacia los flancos las formaciones Río Mañero, Desencuentro y Santa Florentina.

Esta secuencia sedimentaria constituye, entre los ríos del Puerto y del Médano, los flancos de un amplio sinclinal con la misma orientación axial que las estructuras anteriormente descritas, pero con mayor longitud de onda. El núcleo está cubierto por depósitos del tercero y cuarto nivel de agradación pedemontana.

Edad y correlación

Por las relaciones estratigráficas esta unidad sedimentaria sin nominar se asigna al Mioceno superior- Plioceno inferior.

Formación El Corral (50) Precordillera - Sierras Pampeanas occidentales

Conglomerados, fanglomerados y areniscas

Antecedentes

Furque (1963) denominó Formación El Corral a un conjunto de sedimentos clásticos dispuestos en los faldeos serranos que representan principalmente los depósitos sinorogénicos constituidos predominantemente por conglomerados. En la descripción de la Hoja Geológica 17b Guandacol, definió claramente dos miembros, uno inferior o Miembro de las limolitas y lutitas y otro superior o Miembro de los conglomerados. El miembro inferior se encontraría exclusivamente representado en los afloramientos que se encuentran al oeste de Guandacol y son muy similares a los de otras unidades terciarias subyacentes a la Formación El Corral, de manera tal que es muy probable que correspondan a la Formación Río Jachal, por lo que son aquí excluidos de la primera. Una breve descripción de la unidad fue realizada por Furque *et al.*, (1998) en la Hoja Jáchal.

Dentro del área de la Hoja, Tedesco (2003; 2007) y Tedesco *et al.*, (2004; 2013), caracterizaron la litología y procedencia y los mecanismos tectosedimentarios que llevaron a la depositación de los

conglomerados de la Formación El Corral. Fuera del ámbito de la Hoja Villa Unión, se citan los trabajos de Net (1995) en el área del anticlinal de Agua Hedionda y de Córscico (1996) en la zona de Jáchal.

Distribución areal y espesor

Los afloramientos de la Formación El Corral se hallan en la región de estudio tanto en el ámbito precordillerano como en las Sierras Pampeanas Occidentales.

En el sector precordillerano la unidad forma una faja norte-sur que se extiende desde los afloramientos del río Yanso hasta la latitud de Guandacol, prolongándose al sur del área de estudio, dentro de la Hoja Jáchal. Los afloramientos más septentrionales se encuentran en los alrededores de la localidad de La Cueva, dentro de la cuenca del río de La Troya.

En el dominio de las Sierras Pampeanas Occidentales la Formación El Corral aflora al oeste de la sierra de Maz y, en el centro-este de la Hoja, al sureste de la población de Villa Unión y en la cuenca de Pagancillo.

En cercanías de la población de Guandacol, Zambrano *et al.*, (1996) determinaron un espesor que varía entre 600 a 1000 m; al noroeste, en la quebrada del río Yanso, Tedesco (2003 y 2007) y Tedesco *et*

al., (2004 y 2013) establecieron una potencia mínima de 640 metros.

Litología

La Formación El Corral, está constituida por conglomerados de estratificación grosera y escasas intercalaciones de areniscas y limolitas. La composición es muy variable ya que se encuentra relacionada con los altos topográficos circundantes debido a su origen sinorogénico (Figura 27).

Tedesco (2003 y 2007) y Tedesco *et al.*, (2004 y 2013) realizaron estudios de detalle de esta unidad en los afloramientos que se encuentran en 4 localidades dentro de la Hoja Villa Unión. Los perfiles fueron realizados en La Cueva, en la quebrada del río Yanso, al oeste de la localidad de Guandacol y al oeste de la sierra de Maz (en el campo de Guandacol). Así definieron 8 asociaciones de facies dominadas por conglomerados clasto-soportados macizos, con imbricación, estratificación horizontal y entrecruzada; y por otro lado conglomerados matriz- soportados macizos. Estos bancos, por lo general, forman cuerpos tabulares de hasta 5 metros de espesor, separados por superficies planas erosivas. Internamente están compuestos por bancos lenticulares o lentiformes amalgamados,

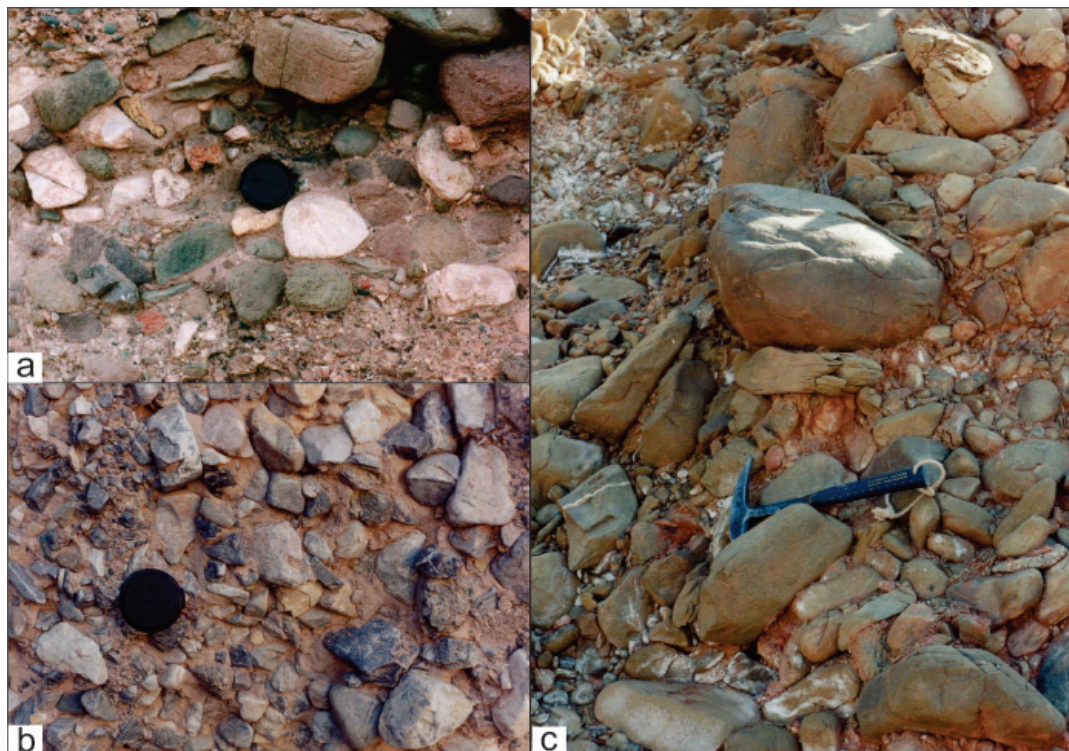


Figura 27. Variaciones en la proveniencia de los componentes de la Formación El Corral en el área de la Hoja Villa Unión. a) Detalle de los clastos en la quebrada del río Yanso, donde los conglomerados son claramente polimícticos con clastos de calizas, metamorfitas de bajo grado y areniscas rojas y grises. b) Formación El Corral al norte de la estancia San Bernardo, conformada casi exclusivamente por clastos de calizas de la Formación San Juan. c) Formación El Corral en La Cueva, con clastos de metamorfitas verdes de bajo grado provenientes de la sierra de la Punilla.

en algunos casos separados por delgadas capas arenosas o limosas.

La composición es altamente variable de acuerdo con la localidad que se considere. En los afloramientos cercanos a La Cueva los clastos tamaño grava son exclusivamente de metamorfitas de bajo grado de color verde provenientes de la sierra de la Punilla. En la quebrada del río Yanso (Figura 28) comienzan con una composición similar y luego alternan cíclicamente bancos verdes con bancos rojos. Los conglomerados verdes son similares a los de La Cueva, pero, si bien dominan claramente, no se encuentran conformados exclusivamente por clastos de la Formación Punilla. Los conglomerados rojos tienen variaciones litológicas mayores. Dominan los clastos de areniscas rojas, metamorfitas verdes

de bajo grado, volcanitas ácidas y mesosilíceas y calizas, todos ellos provenientes de las rocas paleozoicas, mesozoicas y terciarias aflorantes en los cabalgamientos que se encuentran hacia el oeste. Hacia el sur, y al oeste de la localidad de Guandacol, los conglomerados están compuestos predominantemente por calizas de la Formación San Juan. Finalmente, los afloramientos que se hallan en la ladera occidental de la sierra de Maz (Figura 29) están conformados exclusivamente por clastos de metamorfitas de alto grado provenientes de dicha elevación.

Estructura

En el sector precordillerano se reconocieron en la unidad principalmente dos estructuras plegadas de primer orden, el sinclinal del cerro La Flecha y



Figura 28. La Formación El Corral en la quebrada del río Yanso observándose variaciones periódicas de proveniencia generadas por su carácter sintectónico y representadas por alternancias de conglomerados verdes y rojos.



Figura 29. La Formación El Corral en la ladera occidental de la sierra de Maz. a) Vista general desde la quebrada del río de La Troya. b) Detalle de los paredones verticales que marcan la posición del lineamiento Valle Fértil. c) Detalle de los cuerpos conglomerádicos lentiformes que alternan con delgadas lentes de areniscas. d) En estos afloramientos la Formación El Corral presenta una composición monolitológica de metamorfitas de alto grado provenientes del Complejo de Maz (sierra de Maz).

el anticlinal situado al este del puesto Los Pozuelos, en el límite sur de la Hoja. Fracturas orientadas noroeste-sureste y desplazamiento de rumbo lateral izquierdo ponen estas rocas en contacto con las de la Formación Río Huaco. En el área de Pagancillo, en el dominio de las Sierras Pampeanas Occidentales, los pliegues tienen ejes de orientación nornoroeste-sursureste.

La formación está por lo general fuertemente estructurada y en la mayor parte de los perfiles repetida numerosamente por fallas (Tedesco, 2003 y 2007).

Ambiente de sedimentación

El ambiente de sedimentación corresponde a depósitos de abanicos aluviales, con paleocorrientes que evidencian el sentido de drenaje hacia el este, dentro de la cuenca del Bermejo (Furque *et al.*, 1998).

Tedesco (2003 y 2007) y Tedesco *et al.*, (2004 y 2013) interpretaron las diferentes asociaciones de facies de la Formación El Corral como abanicos aluviales proximales y medios, sistemas fluviales entrelazados gravosos y frentes montañosos dominados por flujos canalizados.

Relaciones estratigráficas

Dentro del área de la Hoja Villa Unión, la Formación El Corral se encuentra en discordancia angular o en contacto por falla con la mayor parte de las unidades. Su base sólo se puede observar al oeste de la estancia San Bernardo, donde sobreyace a lo que Furque (1963) definiera como miembro inferior de la unidad, y que aquí incluimos dentro de la Formación Río Jáchal.

Fuera del ámbito de la Hoja, en la Hoja Jáchal, la unidad se apoya en forma concordante, con un contacto transicional, sobre la Formación Cuculí (Cuerda y Furque, 1981; Furque *et al.*, 1998; Jordan *et al.*, 1990). La Formación El Corral subyace mediante una discordancia angular a diferentes depósitos de abanicos aluviales (Furque *et al.*, 1998). Estas relaciones estratigráficas están expuestas en la parte norte de la sierra de Talacasto, en el margen occidental de la sierra de La Trampa y al sur de la ciénaga de Gualilán, en el borde oriental de la sierra de la Crucecita, sitios todos localizados al sur del área de estudio.

Edad

La Formación El Corral presenta un amplio registro de edades, vinculado a su naturaleza sinorogénica.

Así, sobre la base de relaciones estratigráficas se le asignó en la cuenca de La Troya una edad pliocena (Furque, 1963; Tedesco, 2003 y 2007). Allí, la Formación El Corral se encuentra en fuerte discordancia angular o en contacto por falla, con la Formación Zapallar que alcanza una edad mínima de 9,3 Ma.

En la localidad de Río Azul, al este de la Ciénaga de Gualilán, dentro de la Hoja Jáchal, Jordan *et al.*, (1990) y Jordan y Damanti (1990) obtuvieron una edad radiométrica de trazas de fisión en circones de $9,2 \pm 2,5$ Ma, (Tortoniano, Mioceno superior) de una toba intercalada entre los conglomerados de la unidad. Sin embargo, la naturaleza sinorogénica de la Formación El Corral, hace que los diferentes afloramientos sean diacrónicos pudiendo alcanzar edades pliocenas e incluso pleistocenas.

Finalmente debemos concluir que el intervalo de tiempo geológico durante el cual esta unidad se formó va del Mioceno superior al Pleistoceno.

Correlaciones

Jordan *et al.*, (1990) establecieron que la Formación El Corral es contemporánea con la Formación Huachipampa de la Precordillera Oriental, unidad definida por Kelly (1962), constituida por areniscas de grano medio a fino, limolitas y lutitas, con intercalaciones locales de conglomerados finos y areniscas tobáceas, conformando una secuencia cíclica y simétrica con un espesor aproximado de 610 m (Johnson *et al.*, 1986).

Los depósitos de la unidad son correlacionados con los pertenecientes a la Formación Santa Florentina (Plioceno), de la sierra de los Colorados (Ciccioli, 2003).

2.5.3. NEÓGENO-CUATERNARIO

2.5.3.1. Plioceno superior-Pleistoceno inferior

Formación Santa Florentina (51) Sistema de Famatina

Conglomerados y fanglomerados

Antecedentes

De Alba (1972) designó como Formación Santa Florentina a un grupo de sedimentos poco consolidados que se distribuyen en las cercanías de la localidad homónima, al oeste de la población de Chilecito. El autor citado destacó además la equivalencia de estos depósitos con el Eocuartario propuesto por Turner (1971), que agrupa los depósitos de la vertiente oriental de la sierra de Famatina y la occidental de

la sierra de Velazco. Más tarde, Maisonave (1979) incluyó en esta unidad los depósitos fanglomerádicos aflorantes en los extremos norte y sur de la sierra de Toro Negro, ubicada al norte del ámbito de la Hoja.

Distribución areal y espesor

Las rocas afloran a lo largo del faldeo oriental de la sierra de Famatina, conformando una faja más o menos continua que se extiende hacia el sur hasta la localidad de Sañogasta, y hasta un asomo aislado entre los ríos Miranda y Vichigasta. En la vertiente occidental del sistema de Famatina sólo se reconoce un afloramiento de estos depósitos al sur del río de los Hoyos.

Al norte de la zona de estudio los depósitos se distribuyen en tres sectores, en el bolsón de Jagüé y en los flancos occidental y oriental de la sierra de Famatina.

Maisonave (1979) consideró que la unidad tiene un espesor máximo de 600 m, en tanto que De Alba (1979a y b), Reynolds (1987) y Tabbutt (1990) midieron un espesor mínimo de 100 metros.

Litología y ambiente de sedimentación

Estos depósitos de rocas poco consolidadas están constituidos en su mayor parte por conglomerados polimícticos, con matriz limosa-arenosa, de colores rosados y grisáceos, y areniscas en menor medida. En general el material detrítico posee una baja selección y estratificación grosera. Por lo general el grado de consolidación tiende a aumentar hacia los niveles superiores.

Estas secuencias representan antiguos depósitos de bajada pedemontana, por lo que el contenido clástico refleja en cada caso el área de aporte local. Con posterioridad a su depositación fueron afectados por movimientos tectónicos.

Tabbutt (1990) describió la composición clásica de los conglomerados de la Formación Santa Florentina como dominados por fragmentos de metasedimentitas y granitos, por lo que la asoció al ascenso de la sierra de Famatina. El incremento radical en el tamaño de grano, en comparación con las formaciones subyacentes (El Durazno y El Buey) indica, según este autor, un aumento en la tasa de ascenso de esta sierra que permitió que se desarrollaran sistemas fluviales de mayor energía.

Relaciones estratigráficas

Estos antiguos depósitos pedemontanos cubren mediante una discordancia angular rocas de la Formación El Durazno (Mioceno tardío-Plioceno

temprano) o más antiguas. Se halla cubierta por depósitos modernos o por unidades terciarias más antiguas, por medio de contactos tectónicos, en la ladera oriental de la sierra de Famatina. La unidad presenta inclinaciones de hasta 70° al SO y plegamiento sinclinal.

Contenido fosilífero y edad

El contenido fosilífero es muy pobre, restringiéndose a restos vegetales que no han podido ser clasificados.

Por sus relaciones estratigráficas y antecedentes se asigna la unidad al Plioceno superior tardío- Pleistoceno basal. La Formación Santa Florentina aflora pocos kilómetros al norte de la localidad de Famatina (en la Hoja Tinogasta, al norte de la presente área de estudio), en donde Tabbutt (1990) obtuvo una edad de $5,4 \pm 0,8$ Ma para el tope de la Formación El Durazno, a la que aquella unidad sobreyace.

Correlaciones

La unidad es correlacionable con los Rodados de la Puna denominados por Penck (1920), con la parte superior de las formaciones Toro Negro y Guanchín de Turner (1964 y 1967), con los Rodados de la Puna de González Bonorino (1972) y con el miembro superior de la Formación Toro Negro de Ramos (1970).

La Formación Santa Florentina corresponde a los conglomerados sinorogénicos plio-pleistocenos correspondientes al levantamiento andino de las Sierras Pampeanas Occidentales, y por ello es correlacionable con la Formación El Corral de la Precordillera.

2.5.3.2. Pleistoceno-Holoceno

Depósitos de agradación pedemontana

En el área de estudio interaccionan tres unidades morfotectónicas de primero y segundo orden, la Precordillera, las Sierras Pampeanas Occidentales y el Sistema de la Famatina, delimitadas por amplias depresiones morfotectónicas representadas por la cuenca del río Bermejo/Vinchina- Pagancillo y la cuenca del Guandacol/De La Troya-Bermejo, entre las más importantes. Estos grandes bajos, sumados a una serie de depresiones intermontanas y bajadas pedemontanas, están cubiertos por depósitos de material clástico de edad cuaternaria. En ellos alternan facies formadas en condiciones de fluidez relativamente elevada de los agentes de transporte y depositación y facies

correspondientes a fluidos viscosos, del tipo de los flujos densos (flujos de detritos y flujos de lodo). La identificación de estas facies permite deducir que en la región se producía un aporte considerable de materiales procedentes de áreas elevadas aledañas y fenómenos de brusco incremento en el caudal de los agentes. Ambos factores son debidos a las características climáticas que prevalecen en las zonas semiáridas, en las que se favorecen la desintegración de las rocas y la súbita provisión de agua por lluvias torrenciales.

En estos depósitos se identificaron cuatro niveles de agradación pedemontanos para el Cuaternario, un nivel más antiguo atribuido al Pleistoceno superior y los tres niveles restantes al Holoceno. Las secuencias aluviales están posiblemente generadas por efectos de deformación cuaternaria local y/o por procesos climáticos regionales, estos últimos evidenciados en cambios en la dinámica fluvial.

Cabe mencionar que este esquema regional de depósitos de niveles de agradación permitió una simplificación en la correlación de distintas unidades litoestratigráficas en las diversas cuencas, que exige la escala de trabajo, además de tener presente la diversidad litológica de los depósitos como resultado de las diferentes áreas de proveniencia y la posible asincronía de estos.

Teniendo en cuenta estos aspectos generales, se tratará de resumir las características principales de los depósitos correspondientes a los cuatro niveles de agradación pedemontanos reconocidos en el área.

2.5.3.3. Pleistoceno

Depósitos del I Nivel de agradación pedemontana (52) Sistema del Famatina

Fanglomerados, conglomerados y areniscas gruesas parcialmente consolidadas

Estos depósitos están constituidos por material clástico grueso representado por fanglomerados, conglomerados y areniscas gruesas. La estratificación es muy grosera y está tenuemente marcada. Turner (1971) en la Hoja Famatina estimó que el espesor de estos depósitos no supera los 50 m, mientras que Maisonave (1979), en la Hoja Cerros Cuminchango, mencionó que en el valle de Vinchina estos depósitos podrían llegar a 200 metros.

Conforman una serie de remanentes afuncionales de antiguas bajadas pedemontanas, que conservan parcialmente su geoforma original. Se hallan distribuidos principalmente a lo largo de la bajada

pedemontana oriental y occidental de la sierra de Famatina, aflorando en general en forma discontinua.

Los afloramientos del piedemonte oriental de la sierra de Famatina se disponen desde la población de Sañogasta al sur, hasta su prolongación en la Hoja Tinogasta al norte. En esta faja de orientación aproximada norte-sur se distinguen dos segmentos, al norte y al sur de la latitud de la localidad de Chilecito. En el primero los depósitos presentan una menor expresión areal y se distribuyen al este en relación de una posible falla con depósitos neógenos y cuaternarios. Por el contrario, el segundo segmento está desplazado al oeste con respecto al anterior, entre el frente serrano y los afloramientos de la Formación Santa Florentina, de edad plioceno superior - pleistoceno inferior.

Los depósitos que constituyen el primer nivel de agradación pedemontano en la bajada occidental de la sierra de Famatina preservados en el área situada al noreste de Villa Unión, ocupan las posiciones topográficas más altas adyacentes a la línea del frente serrano (línea de unión entre el frente serrano y el piedemonte), como también están representados por aislados afloramientos intraserranos.

2.5.3.4. Holoceno

Depósitos del II Nivel de agradación pedemontana (53) Precordillera- Sierras Pampeanas Occidentales-Sistema del Famatina

Bloques, gravas y arenas gruesas

En este apartado se incluyen los depósitos aluviales pedemontanos e intramontanos ubicados en el ámbito de la Precordillera, las Sierras Pampeanas Occidentales y el Sistema del Famatina. Están integrados por sedimentos clásticos (bloques, gravas y arenas gruesas) poco consolidados, entre los que alternan ortoconglomerados de cantos subredondeados, con mátriz arenosa y estructuras que indican transporte tractivo, con paraconglomerados de cantos subangulosos a subredondeados, mal clasificados, que con frecuencia incluyen bloques de gran tamaño, probablemente movilizados por flujos densos.

La mayor distribución areal se localiza en la vertiente occidental de la sierra de Famatina, donde los abanicos aluviales conservan total y/o parcialmente su geoforma original. Al norte, en la Hoja Tinogasta, estos depósitos de material clástico poco consolidado están compuestos por paraconglomerados matriz sostén, con clastos de baja selección que alcanzan el tamaño de bloques, subangulosos

a subredondeados, intercalándose lentes de gravas en una matriz limo- arcillosa (Fauqué y Caminos, 2006). Estas características indican la presencia de flujos densos del tipo debris-flow. Estos depósitos poseen una grosera estratificación con inclinación primaria hacia el centro de la cuenca.

En el ámbito precordillerano, se reconocen afloramientos de este nivel agradacional al norte de la quebrada de La Flecha, en la pampa de Panacán, al este de la sierra Yerba Loca, entre otros; y en las bajadas pedemontanas de las sierras de Umango y Maz y en el sector nororiental de la sierra Morada, en el ambiente de las Sierras Pampeanas Occidentales. En la correlación de estos niveles no es útil su litología, porque ella varía de acuerdo con las diferentes unidades aflorantes en los frentes montañosos, a partir de los que estos depósitos progradan sobre las cuencas intermontanas.

Depósitos del III Nivel de agradación pedemontana (54) Precordillera- Sierras Pampeanas Occidentales-Sistema de Famatina

Bloques, gravas y arenas gruesas

Con anterioridad, se mencionó que sobre la base de la exigencia de la escala de trabajo se realizó una simplificación en la correlación de los distintos depósitos pedemontanos, utilizando como herramienta de trabajo la distribución de los niveles o superficies de agradación reconocidas. Los afloramientos correspondientes a este tercer nivel agradacional se caracterizan por cubrir un área mucho más amplia que aquellos correspondientes al primero y segundo nivel de agradación. El mayor desarrollo de este nivel permite apreciar el fuerte decrecimiento del tamaño de grano y del espesor de los estratos en la dirección de transporte; así como la variación de las facies que caracterizan estos depósitos pedemontanos. Entre ellas alternan facies compuestas por aglomerados y ortoconglomerados gruesos a medianos, con mátriz psamítica. Se hallan depositados en estratos difusos y potentes, observándose paleocanales y frecuente estratificación entrecruzada. Los caracteres anteriores permiten deducir que estas facies se han formado en ambientes muy próximos a las zonas de aporte, por la acción de corrientes altamente competentes, tractivas y de buena fluidez. Alternan con estas facies paraconglomerados con muy bajo grado de selección granulométrica, abundante mátriz limo arcillosa y bloques de gran tamaño. Los estratos son potentes, con pobre estratificación y estructura interna gradada. Las areniscas asociadas aparecen

en estratos planos con escasos entrecruzamientos de bajo ángulo. Todos estos caracteres permiten inferir la acción de agentes formativos con escasa fluidez y elevada competencia que les permitía transportar componentes gruesos por grandes distancias.

En cuanto a la composición del material clástico, está en relación directa con la diversidad de las áreas de aporte.

Depósitos del IV Nivel de agradación pedemontana (55) Precordillera- Sierras Pampeanas Occidentales-Sistema de Famatina

Bloques, gravas y arenas gruesas

En general las características mencionadas para los depósitos del tercer nivel de agradación se mantienen en esta unidad. Corresponde a abanicos aluviales, abanicos coalescentes y bajadas pedemontanas que progradan desde la línea del frente montañoso hacia el valle, compuestos por material psefítico y psamítico de granulometría gruesa en los sectores apicales, mientras que hacia la parte distal aumenta la proporción de materiales finos y las cubiertas eólicas .

Al norte del área de estudio, en la cuenca de Vinchina, estos abanicos aluviales están integrados en el sector proximal por paraconglomerados de matriz arenosa y estratificación primaria grosera, en la que se intercalan lentes arenosos y gravas, limos y arcillas, que representan depósitos de debris flow (Fauqué y Caminos, 2006).

Depósitos aluviales intramontanos (56) Precordillera, Sierras Pampeanas Occidentales, Sistema del Famatina

Arenas gruesas a finas, limos y gravas

Son depósitos que se caracterizan por estar situados en cuencas cerradas correspondientes a bolsones intramontanos. Sus afloramientos se distribuyen en la sierra de la Punilla, en la sierra de Umango, en la Precordillera, en las Sierras Pampeanas Occidentales y más al este en la sierra de Sañogasta.

Los depósitos se componen de materiales detríticos aluviales y coluviales. En general las cuencas de alimentación son pequeñas, predominando de este modo materiales clásticos medianos a finos en su relleno: gravas finas, arenas, limos y arcillas. En muchos casos estas cuencas se hallan a gran altura, predominando entre ellas las de forma alargada, debido a que son depresiones controladas por rasgos estructurales lineales.

En las depresiones de gran tamaño se forman verdaderos piedemontes convergentes, cuyos depósitos se interdigitan en su parte distal con playas limosas con variable contenido de sales. La naturaleza del material clástico es muy variable, reflejando en cada caso las litologías de las áreas de aporte.

Depósitos pedemontanos indiferenciados, con cubierta eólica (57) Sistema del Famatina

Arenas, limos, gravas y bloques

El piedemonte occidental de la sierra de Los Tarjados presenta una típica morfología de bajada pedemontana. Se trata de ambientes de explayamientos fluviales de escasa pendiente, totalmente cubiertos por mantos y dunas eólicas. En las zonas próximas a los cauces de los cursos de agua existen pequeñas escarpas de talud sub-verticales, en donde es posible apreciar la composición de estos depósitos, caracterizada por limos y arenas con intercalaciones de niveles lenticulares de gravas con mátrix arenosa y escasos bloques.

Las dunas se hallan principalmente en la zona proximal del piedemonte. De acuerdo con la dirección de los vientos predominantes del noroeste y oeste (zonda), se trataría de crestas transversales. En muchos sectores también el piedemonte intermedio está cubierto por médanos de regular altura. La presencia de escasa vegetación sobre estos grandes médanos, modifica el flujo de viento en superficie y de este modo la arena puede quedar atrapada generando dunas obstaculizadas por la vegetación (dunas fitogenéticas).

En los escarpes que bordean los cauces fluviales y en los asomos de sedimentitas terciarias se forman las denominadas dunas rampantes, muy frecuentes en colinas y escarpes de los desiertos. En este ambiente también se han observado dunas de sotavento, que son cordones de arena generalmente rectilíneos que se extienden al abrigo de obstáculos generalmente representados por estratos de sedimentitas terciarias.

Los sectores más distales del piedemonte están cubiertos por mantos eólicos representados por acumulaciones de pequeñas dunas sin cara de avalancha. La potencia de estos depósitos es muy variable, desde unos pocos centímetros hasta varios metros.

Depósitos fluviales aterrizados indiferenciados (58) Precordillera- Sierras Pampeanas Occidentales

Gravas, arenas y limos

Esta unidad corresponde a una serie de depósitos aterrizados asociados a los cursos fluviales princi-

pales (río Guandacol o de La Troya, en su tramo inferior, y río Bermejo o Vinchina en el dominio de la zona de estudio), que drenan de norte a sur los grandes valles o depresiones tectónicas que separan los cordones serranos. En las barrancas que separan las terrazas de los cauces actuales se pueden ver perfiles de estos depósitos fluviales compuestos por una íntima interestratificación de conglomerados y areniscas gruesas, que indican corrientes tractivas, con lentes de pelitas que corresponden a depósitos de canales abandonados. Se observan estructuras entrecruzadas de corte y relleno que constituyen paleocanales y estratificación irregular. Abundan las capas con estratificación horizontal y con estratificación entrecruzada planar.

Depósitos de interacción eólico-fluvial (59) Sierras Pampeanas Occidentales- Sistema del Famatina

Arenas finas, limos y arcillas

Se agrupan aquí una serie de depósitos fluviales y eólicos que interaccionan: a) en las planicies aluviales de los grandes ríos (Bermejo y/o Vinchina y sus tributarios, los ríos Guandacol o de La Troya, del Alto, Talampaya, del Médano, entre los más importantes), b) en los ambientes fluviales muy distales de los piedemontes, y c) en otros ambientes de explayamientos fluviales distales de escasa pendiente (grandes conos aluviales como el que forma el río Vinchina al desaguar en el Bermejo).

Arenas finas, limos y arcillas son transportados, en estos ambientes, por corrientes efímeras o por la acción del viento, produciendo dunas y extensos mantos eólicos. Comúnmente estos sectores son además zonas de descarga de aguas tanto superficiales como subterráneas que favorecen el crecimiento de vegetación, la que modifica el flujo de viento en superficie, permitiendo que la arena eólica quede atrapada en ella, generándose dunas obstaculizadas por la vegetación o dunas fitogenéticas.

Depósitos aluviales recientes (60) Precordillera, Sistema del Famatina, Sierras Pampeanas Occidentales

Arenas gruesas a finas, limos, gravas y bloques

Se incluyen bajo esta denominación los sedimentos clásticos depositados por la acción mecánica de las aguas corrientes en las planicies aluviales de los principales cursos fluviales que se hallan dentro del área de la Hoja. Están compuestos en general por

gravas y arenas sedimentadas en los cauces y limos y arcillas depositados en remansos o en las planicies de inundación. Además, la presencia de grandes bloques dentro de los cauces es indicio de crecientes de detritos o flujos de detritos que pueden circular por dichos cauces durante los meses de verano, como consecuencia de lluvias de corta duración y gran intensidad que originan aumentos considerables de los caudales de los ríos permanentes y crecientes intempestivas en los ríos y arroyos normalmente secos. Son episodios de corta duración que producen efectos erosivos considerables, aumentando bruscamente las cargas de las redes fluviales.

Depósitos eólicos (61) Sierras Pampeanas Occidentales, Sistema del Famatina, Precordillera

Arenas finas y limos

Las características semiáridas dominantes determinan que los procesos de transporte y depositación eólicos sean muy importantes, más aun cuando existen sedimentos susceptibles de ser transportados por el viento, en este caso representados por arenas, limos y arcillas. En ese sentido, en el paisaje de cuencas y cadenas que caracteriza al área de la Hoja, el material proveniente de la degradación de las sierras, por erosión fluvial, glaciaria y remoción en masa, se acumula en los amplios valles de los ríos Vinchina, Bermejo, Guandacol, y otros, desde donde es removilizado por acción eólica formando dunas y extensos mantos eólicos. La extensión de éstos últimos en las grandes depresiones del paisaje es enorme, pero debido al escaso espesor de estas cubiertas eólicas no han sido mapeados. Estos mantos eólicos están representados por acumulaciones de pequeñas dunas sin cara de avalancha, que se desarrollan en las superficies aplanadas del piedemonte distal y sobre las terrazas fluviales. También se observan formas alargadas denominadas bandas y cordones de arena que constituyen una variedad de mantos de arena. Por sectores, las superficies de estos mantos eólicos son irregulares y onduladas, pudiendo además presentar ripples.

Maisonave (1979) describió, más al norte, en los cerros Pabellón Grande y Las Lajitas, fuera del área de trabajo, depósitos eólicos ubicados en sectores elevados de coloración gris blanquecina a castaña, movilizados por el viento zonda, a los que denominó médanos de altura. Sobre la sierra de Los Tarjados también hay este tipo de formas; son acumulaciones de arenas que se extienden al abrigo del obstáculo que representan las divisorias bajas de las sierras,

denominadas dunas de sotavento. En algunos valles de la vertiente oriental de estas sierras se observan dunas descendentes depositadas también a sotavento de las divisorias.

Otras acumulaciones medianosas de la Hoja han sido descritas en el apartado Depósitos pedemontanos indiferenciados con cubierta eólica.

Depósitos de remoción en masa (62) Sierras Pampeanas Occidentales, Sistema de Famatina

Brechas sedimentarias

Un gran depósito de brechas sedimentarias, producido por procesos de remoción en masa se observa al pie de la vertiente oriental de la sierra de Umango. Se trata del depósito de una avalancha de rocas que partió del frente de sierra y fluyó hacia la depresión intermontana situada entre los bloques de basamento que constituyen las sierras de Umango y del Espinal. En dicha depresión afloran secuencias terciarias sinorogénicas de tonalidades rojizas, sobre las que se disponen discordantemente los depósitos de la avalancha, de tonos grisáceos por estar constituidos por rocas del basamento. La zona de arranque del movimiento se ubica a caballo de la salida del corrimiento, inclinado al oeste, que levantó el basamento de la sierra de Umango sobre las sedimentitas terciarias.

En planta, el depósito tiene forma lobada, con una longitud de aproximadamente 3000 m y un ancho de 1000 metros. Su superficie muestra una morfología irregular caracterizada por elevaciones y depresiones (hummocky). La erosión generada por las quebradas que cortan el depósito (del Cordobés y Bajo La Cuesta), permiten estimar un espesor de 40 m en la zona distal y apreciar el perfil, en el que se pueden reconocer las diferentes zonas litocinemáticas definidas por Yarnold y Lombard (1989), y que caracterizan las avalanchas de rocas en ambientes áridos. Desde el techo a la base se pueden identificar una "Cubierta de grandes bloques" en la superficie del depósito, una "Zona maciza superior" compuesta por una brecha gruesa; una "Zona cizallada inferior" integrada por una brecha muy fina por cizallamiento de la roca por fricción, debido a que concentra la mayoría de la deformación producida durante el movimiento; y por último una "Zona mixta discontinua" compuesta por material de la brecha fina superior y por clastos arrancados del sustrato terciario e incorporados en la base del depósito.

En la superficie de este cuerpo rocoso se han observado arcillas lacustres depositadas en pequeños

cuerpos de agua generados por el relieve irregular de la avalancha. En estos depósitos se observa una sucesión rítmica de ciclos de sedimentación representados cada uno, de base a techo, por un intervalo de inundación (arenas con sábulos cubiertas por arenas finas con laminación horizontal), un intervalo de decantación (pelitas con bioturbación), otro de desecación (grietas de desecación con escasa bioturbación) y un intervalo eólico (arenas con concreciones horizontales que indican niveles freáticos). Los depósitos lacustres reflejan condiciones climáticas áridas a semiáridas similares a las actuales, en la época en que se produjo la avalancha, lo que constituye un dato paleoclimático interesante.

El factor disparador de esta avalancha de rocas, fue sin lugar a dudas, la actividad sísmica. Los movimientos generados por terremotos son movimientos secos, con alta velocidad y gran volumen. Entre los criterios citados para establecer un origen sísmico para deslizamientos, los que se reconocen en esta avalancha son los siguientes: zona de arranque sobre un corrimiento; gran volumen de material involucrado; excesiva distancia de viaje y gran velocidad del movimiento; presencia de zonas litocinémicas descritas en movimientos secos; condiciones climáticas áridas a semiáridas en el momento de producirse el movimiento; endicamiento de la red fluvial; ascensos contrapendiente y bordes del depósito bien definidos que manifiestan su gran energía.

Otro depósito compuesto por brechas generadas por procesos locales de remoción en masa se ubica en el faldeo noroccidental de la sierra Baja de los Portezuelos. En este caso se trata de un gran colapso de rocas a lo largo de 4 km, sobre una escarpa erosiva desarrollada en las sedimentitas de la Formación Patquía.

3. ESTRUCTURA

3.1. INTRODUCCIÓN

La región estudiada se encuentra dentro de los Andes Centrales, sobre el segmento donde actualmente se produce una subducción subhorizontal entre la Placa de Nazca y la Sudamericana, que algunos autores denominan como "Pampeano" (Ramos *et al.*, 2002), desarrollado entre los 27° y 33° de latitud sur, el cual experimenta una fuerte deformación compresiva cenozoica con ausencia de volcanismo cuaternario. En esta sección andina el orógeno alcanza un ancho notable donde se recono-

cen distintos cordones montañosos que se agrupan en provincias geológicas conocidas como, de oeste a este, la Cordillera de la Costa, la Cordillera Frontal, la Precordillera, las Sierras Pampeanas Occidentales y las Sierras Pampeanas Orientales; entre éstas últimas se interpone el Sistema de Famatina.

La zona delimitada por ésta hoja geológica abarca en su borde occidental un sector de la Precordillera. Esta provincia geológica ha sido tradicionalmente subdividida, a partir de sus características estratigráficas y estructurales, en Occidental, Central y Oriental (Ortiz y Zambrano, 1981). En la Precordillera Occidental se encuentran las facies profundas y de talud de las sedimentitas cambro-ordovícicas, mientras que la Central y Oriental abarcan las facies de plataforma de las mismas. Por otra parte la Precordillera Occidental y Central poseen una estructura caracterizada como una faja plegada y corrida epidérmica, con corrimientos mayormente de vergencia al este, que involucra a las secuencias sedimentarias del Paleozoico inferior al cuaternario, mientras que la Precordillera oriental presenta fallas inversas de vergencia al oeste que en profundidad afectan al basamento precámbrico. El área de estudio comprende a la Precordillera Occidental, que abarca las sierras de Yerba Loca y La Punilla, mientras que hacia el este se dispone la Precordillera Central, la cual se extiende hasta el valle del Bermejo por el oriente y aproximadamente hasta el río de la Troya por el norte.

En el sector central de la zona estudiada se encuentran, en una faja con orientación NNO, distintos cordones correspondientes a las Sierras Pampeanas Occidentales, los cuales separan la depresión de los ríos Guandacol y Bermejo, al oeste, del bolsón de Villa Unión - Pagancillo, al este. Este sector muestra las rocas más antiguas de la zona, representadas por rocas de basamento ígneo-metamórfico, mesoproterozoicas a eopaleozoicas, cubiertas por distintas secuencias sedimentarias del Paleozoico superior a cenozoicas. Estos cordones presentan una estructura ándica dada por bloques elevados y basculados mediante fallas inversas de alto ángulo, que en general inclinan al este, las cuales en profundidad se horizontalizan.

Hacia el borde oriental del área mapeada se disponen los cordones submeridianos del Sistema de Famatina, donde se reconoce la mayor altura de la región (Cerro General Belgrano 6097 m s.n.m.). Esta provincia geológica en el sector estudiado presenta también una estructura dada por fallas inversas de alto ángulo, que inclinan mayormente al este en su

pendiente occidental y hacia el oeste en su flanco oriental, las cuales elevan bloques de basamento neoproterozoico a paleozoico inferior con su cobertura de sedimentitas neopaleozoicas a neógenas.

3.2. PRECORDILLERA

La Precordillera presenta una estructura cenozoica caracterizada como una faja plegada y corrida de piel delgada, en general, que involucra al basamento en su sector más oriental, lo cual se observa más al sur de esta zona donde se desarrolla ampliamente la Precordillera Oriental. Los corrimientos presentan mayormente vergencia al este y se desprenden desde un nivel de despegue basal en las sedimentitas cambro-ordovícicas. Esta faja plegada muestra un complejo desarrollo ya que las rocas involucradas han sufrido distintos eventos deformativos a lo largo del tiempo, por lo que las unidades más antiguas registran estructuras generadas por deformaciones previas que condicionaron el desarrollo de la tectónica posterior.

Esta provincia geológica en la zona estudiada posee características particulares. En el sector norte se encuentra constituida por un único cordón, asociado a la Precordillera occidental, conocido como la Sierra de la Punilla. Aquí es donde la Precordillera muestra su menor extensión horizontal en sentido E-O y está formada mayormente por sedimentitas devónicas y carboníferas. En el frente oriental de la sierra se expone un corrimiento N-S que inclina al oeste y sobrepone la Formación Punilla sobre distintos niveles de sedimentitas mesozoicas y neógenas, llegando en algunos sectores a involucrar unidades cuaternarias (Falla La Troya; Perucca, 1996). En el bloque bajo asociados a esta falla se desarrollan hacia el este escamas tectónicas y pliegues en las distintas unidades involucradas. El borde occidental de la sierra de la Punilla, en el extremo NO del mapa, también presenta una falla inversa submeridiana, pero con inclinación al este, que se interpreta como un retrocorrimiento asociado a la reactivación andina de una estructura paleozoica previa. Al oeste de ésta última se encuentra una pequeña escarpa pedemontana, conocida como Falla Majaditas (Bastías, 1985), la cual afecta los sedimentos cuaternarios. En el interior de la sierra se destaca el desarrollo de grandes pliegues de varios kilómetros de longitud de onda que afectan a la Formación Punilla, los cuales poseen ejes oblicuos de dirección NO. Los mismos han sido denominados por Caminos *et al.*, (1993) sinclinal del cerro Tambillos y anticlinal del cerro

Cebada. Dichos autores atribuyen estos pliegues a una deformación compresiva gondwánica, ya que soportan en discordancia angular a las sedimentitas carboníferas de la Formación Quebrada Larga, que inclinan homoclinalmente al oeste. Se encuentran además al menos dos corrimientos paralelos a los ejes de los pliegues, con vergencia al oeste, los cuales posiblemente se asocien a la citada deformación y que se reactivaron en eventos compresivos posteriores involucrando a las sedimentitas carboníferas. En el elevado sector interno de la sierra, se observa un corrimiento N-S con inclinación al oeste, que repite la Formación Punilla y en parte la superpone a La Formación Quebrada Larga. Esta Falla, posiblemente neógena, y su prolongación hacia el sur, muestra una reactivación holocena y ha sido estudiada por Bastías (1985), quién la denomina como Falla de La Bolsa, a la cual atribuye un desplazamiento inverso-dextral.

Hacia el sur de la sierra de la Punilla, en el borde occidental de la hoja, se encuentra la sierra Yerba Loca, que también se considera dentro de la Precordillera occidental, donde afloran sedimentitas marinas ordovícicas con intercalaciones de rocas oceánicas básicas conocidas como Formación Yerba Loca. Las mismas presentan una fuerte deformación compresiva y metamorfismo de muy bajo grado, que se asocia con un evento deformativo vinculado a la colisión de Chileña (Ramos, 1996). Los estratos se encuentran formando pliegues apretados y volcados a isoclinales, de rumbo NNO-SSE a N-S, con planos axiales subverticales o de fuertes inclinaciones tanto al este como al oeste. Marginando la sierra por el este se desarrolla un corrimiento, de rumbo N-S e inclinación al oeste, que monta las rocas mencionadas mayormente sobre los niveles neógenos de la Formación Cerro Morado. Estos últimos en general forman un sinclinal apretado y truncado en el bloque bajo de la falla, en otros sectores, como en el Rincón Colorado, se encuentran las sedimentitas mesozoicas y carboníferas formando pliegues y escamas menores asociados a la falla. Hacia el norte asociado a este corrimiento se desarrolla un anticlinal frontal en las sedimentitas mesozoicas, el cual se trunca contra el corrimiento que margina por el este la sierra de la Punilla.

Sobre el borde occidental de la sierra de la Yerba Loca se observa una falla inversa de menor magnitud con vergencia occidental, que se interpreta como un retrocorrimiento, la cual monta hacia el oeste las rocas ordovícicas sobre el carbonífero y trunca un pequeño corrimiento que superpone hacia el este las

sedimentitas carboníferas sobre las mesozoicas. La falla muestra una reactivación cuaternaria con desplazamiento de rumbo dextral según Perucca (1995), quien la denominó como Falla Punilla.

Desde el norte hacia el sur de la zona mapeada la Precordillera se ensancha notablemente, considerándose ya como Precordillera Central el sector que se extiende al este de la zona arriba descripta. Entre la pampa de Panacán y el río Guandacol, se reconocen al menos cuatro corrimientos principales que repiten tectónicamente la secuencia sedimentaria, a los que se asocian distintas fallas y pliegues menores. Los corrimientos presentan mayormente un rumbo N-S e inclinaciones fuertes al oeste, desarrollan en varios sectores un anticlinal en el frente del bloque elevado y un sinclinal en labio bajo, en general asimétricos con vergencia al este. Estas estructuras se encuentran truncadas por numerosas fallas subverticales de rumbo NO-SE con desplazamiento sinistral (lateral izquierdo). En algunos sectores se observan fallas antitéticas de rumbo N-S con inclinación al este, que en algunos casos responden a la reactivación de estructuras paleozoicas previas y en otros se infiere que responde a la interferencia de las estructuras del basamento de sierras Pampeanas de vergencia occidental.

En el sector oeste de la pampa de Panacán se observa un corrimiento N-S que monta hacia el este al Grupo Trapiche sobre las sedimentitas del Paleozoico superior, las cuales forman pliegues amplios de longitud de onda kilométrica. El corrimiento hacia el sur es truncado y desplazado por fallas oblicuas sinestrales, quedando más al sur por debajo del Paleozoico superior plegado. Se interpreta estas estructuras observando su prolongación hacia el sur en la hoja vecina (Furque *et al.*, 1999), donde el Carbonífero se dispone en discordancia angular sobre corrimientos y pliegues de vergencia oriental que afectan las secuencias sedimentarias del Ordovícico al Devónico. Esta discordancia es plegada por la deformación posterior (gondwánica) que genera los pliegues que hacia el norte penetran en la zona de estudio. Luego en discordancia angular sobre estos pliegues se disponen las sedimentitas mesozoicas y neógenas, que afloran al norte del río Huerta de Guachi, a su vez plegadas y falladas por la deformación ándica.

Hacia el norte y el este de la Pampa de Panacán se desarrolla otro gran corrimiento, el cual con rumbo submeridiano se une con la falla del frente oriental de la sierra de la Punilla, mientras que hacia el sur adopta un rumbo NNO-SSE hasta la pampa

del Chañar, donde se trunca en una zona compleja de fallas sinestrales de rumbo NO-SE. Este corrimiento en el filo Piedra Blanca dispone al Grupo Trapiche, que forma el núcleo de un gran anticlinal, sobre un sinclinal truncado desarrollado en unidades cenozoicas. El anticlinal en su extremo norte adopta un rumbo NE, mientras que al oeste del mismo se presenta un escama comprimida, con un sinclinal afectado por corrimientos paralelos a la estructura, que involucran a secuencias que van del Paleozoico superior al Neógeno. Hacia el sur del cerro Letrero el corrimiento principal adopta un rumbo NNO y monta al Grupo Trapiche sobre las sedimentitas del Paleozoico superior y mesozoico. En el faldeo occidental de la sierra del Pescado asociados al corrimiento se generan un anticlinal con un sinclinal frontal en las sedimentitas de las formaciones Panacán y Volcán, que se superponen tectónicamente al flanco oeste de un sinclinal desarrollado en las formaciones Ciénaga del Río Huaco y Cerro Morado.

Continuando al este por el río Gualcamayo, se encuentra otro corrimiento de vergencia oriental que monta las calizas de la Formación San Juan sobre el neopaleozoico que forma un sinclinal al oriente. Esta falla hacia el sur confluye con la discordancia de la base de las sedimentitas carboníferas, que se tectoniza, mientras que hacia el norte del cerro Las Vacas se pierde en las fallas sinestrales de rumbo ONO-ESE, que producen complejos truncamientos y transferencias de rechazos en las estructuras.

Hacia el este del corrimiento anterior se encuentra el frente principal de falla de la Precordillera, que muestra un complejo desarrollo. Al oriente del cerro Tambería está constituido por un corrimiento de vergencia al E que dispone la Formación San Juan, inclinando al oeste, sobre los niveles neógenos plegados que forman la bajada hacia el este.

Hacia el sur el corrimiento del frente se ramifica, por un lado margina el flanco oriental de la sierra de la Batea colocando las rocas ordovícicas sobre el paleozoico superior, y más al sur sobre las capas neógenas luego de ser afectado por fallas NO-SE. La otra rama, luego de ser desplazada por una falla sinistral de rumbo NO, da origen a un anticlinal apretado de vergencia oriental, con las calizas ordovícicas en su núcleo, que forma la sierra de Yanso. Este anticlinal presenta al frente de su limbo oriental una zona de intensa deformación con pliegues menores y fallas paralelas a las capas.

Hacia el norte el frente es desplazado por una falla sinistral de rumbo NO, la cual en dirección al río de los Piojos se une a un corrimiento que eleva

el cerro Urcuschún y continúa hasta el río Yanso. Asimismo al norte del cerro Alaya y al norte del cerro Corral sendas fallas sinistralas desplazan el frente, que progresivamente pierde rechazo y se une con el corrimiento del cerro Urcuschún. El frente en este sector muestra evidencias de actividad neotectónica según Zambrano et al (1996) afectando el fallamiento los sedimentos cuaternarios.

Al SO del cerro Urcuschún, atravesada por el río de los Piojos, se observa una zona de compleja deformación, con la presencia de corrimientos inclinados al este truncados por discordancias que involucran a las unidades del Paleozoico inferior. Thomas y Astini (2007) interpretan estas estructuras como desarrolladas en una faja plegada y corrida de vergencia occidental producida en el Ordovícico superior vinculada a la colisión de la Precordillera contra el margen occidental de Sudamérica. En la zona del puesto Totorá, se observa un corrimiento de rumbo NO e inclinación al NE que sobrepone la Formación Cerro Totorá inclinando al NE sobre Formación San Juan, que forma un anticlinal subparalelo al mismo. Estas estructuras también involucran a las unidades suprayacentes del Paleozoico superior al Neógeno, pero con menor desplazamiento, por lo que se interpretan como antiguas estructuras del paleozoico inferior de vergencia al SO, reactivadas durante el neógeno.

Al norte del río Yanso el corrimiento del frente de la Precordillera se pierde hacia el NNE en una zona de pliegues y fallas entre el Triásico y el Neógeno. La gran lámina de corrimiento que se encuentra al sur de citado río forma un complejo anticlinorio que buza hacia el norte y se introduce bajo las secuencias meso-cenozoicas que constituyen una especie de cubeta plegada y comprimida entre la sierra de la Punilla y los bloques de la Sierras Pampeanas. Hacia el E, al sur de río La Flecha, se desarrollan una serie fallas inversas de rumbo NN0 a NO que inclinan al E, las cuales elevan y basculan al E los niveles neógenos y afectan a los sedimentos cuaternarios. Estas fallas por su vergencia y su rumbo subparalelo al lineamiento de Valle Fértil han sido vinculadas por Ciccioli *et al.*, (2004) a la interacción con el sistema de fallamiento de las Sierras Pampeanas.

En el lateral occidental del valle del Guandacol-Bermejo, al oriente del frente precordillerano, se observan grandes pliegues kilométricos de rumbo NNO a N-S que involucran a las sedimentitas neógenas. Los mismos presentan ejes con buzamientos suaves al norte y al sur, formando algunos braquianticlinales que en general muestran vergencia al este, con el lim-

bo oriental fuertemente inclinado, como se observa al este de los cerros Corral y Tambería. Asociado a los corrimientos del frente de la Precordillera se observa, en el bloque bajo al oriente, el desarrollo de un sinclinal, con su limbo oeste en parte fallado y con repliegues menores, que afecta a las sedimentitas meso-cenozoicas. En el extremo sur del área, en la zona del puesto Los Pozuelos, se observa un gran braquianticlinal que continúa hacia el sur ya fuera de la Hoja. Este pliegue presenta una vergencia occidental, con su flanco oeste subvertical, por lo que se lo vincula en profundidad a un corrimiento meridiano con inclinación al este posiblemente asociado a las fallas que elevan las Sierras Pampeanas, como interpretan poco al sur Zapata y Allmendinger (1996). En toda esta bajada precordillerana se observan varias fallas con pequeño desplazamiento vertical, subparalelas a las estructuras principales, que afectan a los sedimentos cuaternarios, lo que muestra la presencia de una importante actividad neotectónica en la zona.

3.3. SIERRAS PAMPEANAS OCCIDENTALES

Las Sierras Pampeanas occidentales constituyen una vasta provincia geológica cuya estructura viene dada por bloques de basamento ígneo-metamórfico con su cobertura sedimentaria, elevados mediante fallas inversas de alto ángulo, las cuales pliegan y fragmentan el antepaís andino a partir del Mioceno. Estas fallas en profundidad se tornan subhorizontales y frecuentemente están controladas por líneas de debilidad previas vinculadas con antiguas suturas entre terrenos, zonas de cizalla y sistemas de rift, que se reactivan compresivamente con movimientos inversos, en partes con componentes de rumbo.

En esta zona las Sierras Pampeanas forman una faja de orientación NNO, controlada en su borde oeste por el lineamiento Desaguadero-Valle Fértil, que se vincula con la sutura entre el terreno de Cuyania, parte del cual forma el basamento de la Precordillera y la sierra de Umango, y el terreno de Famatina (o sector occidental de Pampia) que conforma las Sierras Pampeanas Occidentales hacia el oriente. Este lineamiento se asocia con una zona de debilidad que controló el desarrollo de cuencas extensionales de rift en el Triásico, siendo posteriormente reactivado en el Mioceno como zona de fallamiento inverso de alto ángulo con componentes de rumbo sinistral.

Al oriente del citado lineamiento, que controla la orientación de los ríos La Troya y Bermejo, se dis-

ponen los bloques de basamento, mesoproterozoico a neoproterozoico, formando las sierras de Umango, Espinal y Maz. Hacia el sur de la mismas se desarrollan los cordones que constituyen el Cerro Bola y la Sierra Morada, compuestos principalmente por sedimentitas neopaleozoicas a mesozoicas. Estas serranías han sido interpretada por Rosello et al (1996) como una estructura en flor positiva asimétrica de vergencia al O, asociada a transpresión sinistral en el lineamiento de Valle Fértil.

La Sierra Morada está formada por sedimentitas mesozoicas y neógenas, que en su sector austral constituyen un gran anticlinal asimétrico que buza al NO, con su flanco SO fuertemente inclinado y el flanco NE más tendido. Hacia el NO se desarrolla un braquisinclinal simétrico de orientación NNE luego del cual se observa el gran braquianticlinal asimétrico, con eje de rumbo NNO y el flanco occidental truncado, que forma el Cerro Rajado. En éste último se observan en el sector SE una falla subvertical con desplazamiento de rumbo sinistral, de orientación NNO, a la que se asocian varias fallas menores, también de rumbo y sinestrales, de orientación ONO. Hacia el sector norte de este pliegue se observan varias fallas, subverticales de orientación NE, en general con desplazamientos aparentes sinestrales, y pliegues menores que buzan entre el N y el NE que complican el cierre de la estructura. En la bajada occidental de la sierra es posible observar pequeñas escarpas pedemontanas de rumbo NNO, con bloque hundido al oeste, que afectan los sedimentos cuaternarios, lo que indica la actividad actual de este frente serrano, que continúa hacia el sur de la hoja marginado por la prominente Falla Valle Fértil (Bastías, 1985; Costa, 1999).

En el Cerro Bola afloran las sedimentitas neopaleozoicas, triásicas, cretácicas y neógenas, separadas por discordancias entre erosivas y suavemente angulares, las cuales se encuentran plegadas conjuntamente en un complejo braquianticlinal. El mismo viene desde el sur con rumbo submeridiano y hacia el norte su eje adopta una dirección NE a la cual buza. Hacia el NO se encuentra el valle que se interpone entre el Cerro Bola y la Sierra de Maz, donde aflora un sinclinal, que buza al NE, el cual hacia el SO presenta su flanco SE parcialmente cubierto. Se infiere el desarrollo de una falla subparalela a los pliegues que en parte trunca el flanco NO del anticlinal y SE del sinclinal perdiendo rechazo hasta desaparecer hacia el NE. Aquí en el sector pedemontano se observan fallas de rumbo NE, con bloque hundido al NO, que afectan a los depósitos

cuaternarios la cuales han sido denominadas por Costa (2013) como grupo de Fallas del Cerro Bola. También es posible observar truncando las capas del braquianticlinal distintas fallas subverticales, con distintas orientaciones y desplazamientos, algunas de las cuales pierden progresivamente rechazo hasta desaparecer. Posiblemente muchas de estas estructuras estén controladas por las fallas del rift triásico en parte reactivadas por el plegamiento posterior.

Las sierras de Maz y del Espinal constituyen un complejo anticlinorio de basamento, con un eje sigmoidal buzante al SSE, elevado en su borde occidental por una falla que inclina con alto ángulo al E, la cual tiene un rumbo NNO en el sur, donde está mayormente cubierta, que cambia a NNE en el extremo norte de la hoja. En la zona del Campo del Carrizal, las metamorfitas del basamento se disponen en contacto de falla sobre los niveles neógenos, mesozoicos y carboníferos, que inclinan al E, formando estrechas escamas tectónicas submeridianas. Luego hacia el norte, al oriente del río del Corral Martínez, se observa la falla truncando con alto ángulo al E los niveles neógenos y mesozoicos, inclinados fuertemente al O, que quedan en contacto tectónico con el basamento y pequeños remanentes de sedimentitas carboníferas y mesozoicas deformados en la zona de falla. Hacia el E en la pendiente oriental de las sierras se observan fallas inversas inclinando con alto ángulo al este, en general subparalelas a la foliación metamórfica NNO a NNE, que responden a corrimientos del paleozoico inferior que imbrican las unidades precámbricas, parcialmente reactivados por la compresión posterior. Al N del cerro Quillay uno de estos corrimientos, conocido como Falla La Víbora, yuxtapone el complejo de Maz sobre el Complejo El Zaino (Kilmurray y Dalla Salda, 1971; Vujovich *et al.*, 2005), luego se pierde en la base de los niveles carboníferos a los que afecta parcialmente. Otro corrimiento, en el pie oriental de la sierra de Maz, repite el complejo homónimo y en parte lo coloca sobre el carbonífero, desapareciendo hacia el sur entre los niveles de éste último. Al oeste del cerro Punta Colorada una falla inversa, de rumbo NS son fuerte inclinación al E, monta el basamento y las sedimentitas neopaleozoicas, sobre los niveles triásicos. Esta falla prosigue cubierta hacia el sur donde aflora nuevamente truncando el sinclinal buzante al NE del cerro Bola, perdiéndose luego en el flanco nororiental del braquianticlinal allí presente. En la sierra de las Ramaditas se observa un corrimiento de rumbo NNE con vergencia al O que repite el basamento sobre el Triásico y se pierde hacia el sur en la

base de las secuencias neopaleozoicas. Al NO, en el bloque inferior del corrimiento, el Triásico se apoya sobre el basamento, siendo afectado por pequeñas fallas inversas de rumbo NS, a las que se asocian pliegues menores, paralelos a la foliación de las metamorfitas. También se observan fallas de rumbo aproximadamente EO subverticales, que producen truncamientos y desplazamientos laterales aparentes de los contactos. Es posible que este conjunto de estructuras se vincule con la reactivación compresiva de las fallas extensionales del rift triásico y de las estructuras contraccionales precámbrico-paleozoicas del basamento. En la sierra del Espinal también se observa un gran corrimiento paleozoico de rumbo NS, subvertical de vergencia al O, que superpone el Complejo el Taco sobre el Complejo de Maz.

La Sierra de Umango presenta en su borde oriental un corrimiento, de rumbo NNE y vergencia oriental, el cual coloca el basamento precámbrico sobre los niveles neógenos plegados, aflorantes en la estrecha depresión que la separa de la sierra del Espinal. Aquí las sedimentitas neógenas se encuentran repetidas y plegadas por un corrimiento submeridiano inclinado al oeste, que despega en las pelitas rojas mesozoicas y repite la secuencia neógena, formando luego hacia el norte un pliegue de propagación de falla transportado, con un sinclinal apretado por debajo y un anticlinal transportado por encima, ambos buzando al norte. Hacia el sur el corrimiento que levanta la sierra deja en su labio bajo un sinclinal apretado en el neógeno, y se pierde en una zona de fallas menores y repliegues en las sedimentitas. El flanco nor-occidental de la sierra de Umango está controlado por una a falla de rumbo NNE, que se encuentra inmediatamente al norte de la hoja, interpretada como dextral-inversa (Varela *et al.*, 2011; Meira *et al.*, 2012) que yuxtapone las sedimentitas devónicas a las metamorfitas del basamento. Al norte del puesto Tambillos se infiere la presencia de un corrimiento cubierto de rumbo NE y vergencia al SE que coloca las rocas neoproterozoicas, aflorantes en el cerro Puntillas, sobre las sedimentitas del paleozoico superior a mesozoico y otras rocas del basamento. Por otra parte al NE del citado puesto, una falla inversa de rumbo submeridiano e inclinación al E, monta el basamento sobre las sedimentitas del paleozoico superior que se encuentran plegadas e inclinando al E apoyadas sobre las metamorfitas proterozoicas. Hacia el sur esta falla se encuentra cubierta entre las metamorfitas y afloramientos saltuarios de sedimentitas mesozoicas. En el extremo sur de la sierra de Umango se observa un amplio

anticlinal buzante al sur en las sedimentitas neopaleozoicas. Este pliegue se desarrolla sobre un klippe de rocas neoproterozoicas que tienen una estructura sinformal (Varela *et al.*, 2011; Meira *et al.*, 2012), de rumbo submeridiano y buzamiento al sur, que se extiende hacia el norte. El flanco occidental del anticlinal se encuentra truncado por un corrimiento que repite y pliega las sedimentitas neopaleozoicas y coloca una escama de basamento, que forma el cerro Veladero, sobre las sedimentitas. Hacia el sur este corrimiento pone en contacto tectónico distintos niveles de las sedimentitas neopaleozoicas, mesozoicas y neógenas, culminando en pliegues dentro de éstas últimas. Al N de la quebrada de la Totorá se desarrolla dos corrimientos de vergencia oriental con rumbo N-S y NNE-SSO que dentro de la hoja afectan a las metamorfitas del basamento pero al norte el más oriental involucra a las sedimentitas neógenas (Fauqué *et al.*, 2001).

En el sector ubicado al sur de la sierra de Umango y al este de la sierra de la Punilla se desarrollan en las sedimentitas neopaleozoicas a neógenas una serie de complejos pliegues hectométricos a kilométricos, con ejes de rumbos y buzamientos variables, a los que se asocian fallas y pliegues menores. Estas estructuras presentan diseños que se pueden vincular con la superposición de plegamiento por la acción de distintas direcciones de esfuerzos y distintos eventos temporales. Por un lado la secuencia mesozoico-neógena, groseramente concordante, se dispone en discordancia angular sobre las sedimentitas neopaleozoicas plegadas, lo cual controla la deformación neógena. Algunos autores (Meira *et al.*, 2012) sugieren la ocurrencia en el neógeno de un cambio en la dirección de compresión de aproximadamente N-S a E-O. A estas complicaciones se suma la reactivación de estructuras del paleozoico inferior y del precámbrico, más el efecto de contrafuerte generado por la compresión de las sedimentitas entre la Pre-cordillera y distintos bloques del basamento de las Sierras Pampeanas.

En las sierras de Maz, del Espinal y de Umango, se desarrollan numerosas fallas con actividad neotectónica, que en general muestran escaso desplazamiento, afectando a los sedimentos cuaternarios pedemontanos mayormente con rumbos submeridianos paralelos a las estructuras principales. Entre las mismas se conocen la falla Puesto Tambillos y el grupo de fallas La Flecha, al sur de la sierra de Umango, la Falla Cerro Cordobés, a este del cerro homónimo, y la Falla Campo San Antonio al sur de la Sierra del Espinal (Casa *et al.*, 2014).

El basamento de las Sierras Pampeanas presenta una compleja estructura interna generada por distintos eventos compresivos y transpresivos asociados a colisiones y distintos regímenes de subducción, ocurridos entre el proterozoico y el paleozoico, donde se reconocen sistemas de corrimiento, con el desarrollo de klippen, y zonas de cizalla (Vujovich *et al.*, 2005; Varela *et al.*, 2012; Meira *et al.*, 2012).

3.4. SISTEMA DE FAMATINA

Esta provincia geológica presenta una estructura cenozoica dada principalmente por fallas inversas de alto ángulo, de rumbo N-S a NNO-SSE con vergencia dominante al E en su pendiente oriental y al O en su vertiente occidental, a las que se asocian fallas subverticales de rumbos NO-SE y NE-SO que transfieren lateralmente los desplazamientos. El Fallamiento eleva y bascula bloques de basamento, neoproterozoico a paleozoico inferior, produciendo un plegamiento asociado en la cobertura sedimentaria neopaleozoica a cenozoica.

El este sector del sistema se pueden diferenciar dos sectores separados aproximadamente el río Miranda, uno más elevado al norte, que comprende la Sierra de Famatina, y otro de menor altura que está conformado por la Sierra de Sañogasta, que gradualmente presenta cotas más bajas hacia el sur.

La Sierra de Sañogasta está constituida por una serie de amplios cordones escalonados, de rumbos NS a NNO-SSE, limitados por fallas inversas de alto ángulo, mayormente en su borde occidental, a las que se asocian pliegues en las secuencias sedimentarias. En el sector sudoccidental se encuentra la Sierra de los Tarjados, en la cual se observa el desarrollo de un anticlinal asimétrico en su borde oeste sobre las sedimentitas triásicas. El mismo muestra un eje ligeramente arqueado, de rumbo submeridiano, con el limbo occidental subvertical y el oriental con suaves inclinaciones al este a subhorizontales, en sectores se observa hacia el oeste en el bloque bajo un sinclinal en las secuencias cenozoicas, en partes afectado por fallamiento inverso que pone el triásico en contacto tectónico sobre el neógeno con fuerte inclinación. Hacia el norte de la Loma del Diablo, el anticlinal pierde relieve y luego da paso a una falla inversa de alto ángulo, con vergencia al oeste, que genera un elevado cordón donde las plutonitas ordovícicas se superponen a las sedimentitas neopaleozoicas a triásicas, y más al norte a las formaciones Negro Peinado y Suri, siendo luego truncado por una falla oblicua de rumbo NE paralela a la quebrada del río Cosme.

Al oriente de estas estructuras en la cuesta de Miranda se observa otra gran falla inversa, conocida como Falla Aicuña (Durand *et al.*, 1987), de fuerte inclinación al este que nuevamente coloca la Formación Ñuñorco sobre las formaciones Negro Peinado y Suri, y luego sobre las sedimentitas neopaleozoicas y triásicas. Al sur de Aicuña esta falla pierde rechazo, involucrando en superficie solo a las rocas neopaleozoicas y triásicas, a la vez que se desarrolla hacia el este una nueva falla inversa subparalela que eleva el basamento ordovícico y su cobertura, la cual margina por el oeste el cordón serrano central, que se continúa en las sierras Altas y de Talampaya. Se interpreta que estas dos fallas vuelven a converger hacia el Alto de Laguna de los Ontiveros y la Sierra de los Portezuelos, luego de ser truncadas y desplazadas por otras fallas de rumbo NE-SO y NO-SE, donde producen un conspicuo plegamiento en las sedimentitas neopaleozoicas a neógenas. Al sur del río Miranda, inmediatamente al este de la falla allí mencionada, se dispone otra falla inversa de rumbo subparalelo pero de vergencia oriental (Falla del Cerro Colorado, Durand *et al.*, 1987) que monta las plutonitas sobre la sedimentitas de la Formación Patquía, y hacia el sur sobre si mismas, convergiendo luego hacia la falla que se desarrolla al sur de Aicuña. En el elevado sector del cerro Barreal Colorado se observan varias fallas submeridianas de alto ángulo, con labio hundido algunas al este y otras al oeste, que afectan a las plutonitas ordovícicas y cortan o dejan en el tope de los bloques remanentes subhorizontales de sedimentitas neopaleozoicas. Entre éstas se destacan dos que tienen vergencia al este, con bloque hundido al oriente, una corre por la quebrada El Durazno (Falla Cerro Barreal, Durand *et al.*, 1987) y la otra es subparalela hacia el este, ambas se pierden en las Sierras Altas, acomodando en parte su desplazamiento mediante fallas oblicuas de rumbo ONO-ESE. Al NE del Cerro Barreal Colorado, se observa otras dos fallas subverticales de rumbo NNO-SSE con bloque bajo al oriente denominadas por Durand *et al.*, (1987) Fallas Puesto Argañaráz. En el borde sudoriental de la Hoja se reconoce otra importante falla inversa de vergencia occidental marginando por el oeste la sierra de Vilgo, la cual coloca nuevamente coloca la Formación Ñuñorco sobre la Formación Patquía y niveles aluviales modernos, elevando y basculando al este las sedimentitas neopaleozoicas que son también afectadas por fallas paralelas antitéticas más al este, ya fuera del mapa. Esta falla desaparece hacia el norte posiblemente limitada por estructuras de

rumbo ONO-ESE desarrolladas al oriente del Alto de las Lecheras.

Al norte del valle del río Miranda se encuentra la falla homónima (Durand *et al.*, 1987), de carácter inverso y de fuerte inclinación al N y NE, con rumbo E-O en el sector oriental y luego NO-SE hacia el poniente donde se bifurca y se pierde en los niveles neopaleozoicos. Esta falla eleva las plutonitas ordovícicas y remanentes de su caja sobre las sedimentitas de las formaciones Agua Colorada y Patquía, en las que genera pliegues y fallas menores asociadas. Constituye una importante discontinuidad que separa las estructuras que se desarrollan hacia el sur en la Sierra de Sañogasta de las que se encuentran al norte en la Sierra de Famatina.

La Sierra de Famatina muestra un elevado cordón central en el cual se reconoce un corrimiento, poco al oriente de la cumbre principal, que se sigue desde el río Cosme donde se desarrolla una importante zona de falla de rumbo NE-SO, que luego toma una dirección NS y se ramifica. Esta estructura con vergencia al E coloca las Formaciones Ñuñorco y Suri sobre las sedimentitas neopaleozoicas en las nacientes del río mencionado, y hacia el norte repite a las plutonitas ordovícicas y en parte las coloca sobre la Formación Negro Peinado, mostrando ésta última generalmente también contactos tectónicos vinculados a fallas subparalelas de vergencia oriental que se disponen hacia el E. En el extremo norte de la Hoja la falla mencionada afecta a un pequeño remanente de sedimentitas neopaleozoicas a más de 5000 m de altura. Al occidente del cordón central se desarrollan fallas inversas submeridianas con elevadas inclinaciones al este, las cuales repiten las plutonitas y las superponen a las sedimentitas y vulcanitas ordovícicas, fuertemente plegadas y con una falla antitética asociada, que a su vez se disponen en contacto tectónico sobre las plutonitas en la zona de Los Portezuelos. Al norte del río Potrero Grande se reconoce una falla N-S de vergencia occidental que dispone la rocas ordovícicas sobre sedimentitas neopaleozoicas, y más al oeste se infiere al menos otras dos fallas de similar actitud que se escalonan, al norte de Tiaguas y al este de Villa Castelli, elevando bloques de plutonitas ordovícicas.

En el sector oriental de la Sierra de Famatina se observa al norte del río Miranda una falla inversa submeridiana, con bloque al O, la cual afecta a las Formaciones Negro Peinado y Ñuñorco, elevando y basculando al E la pequeña serranía que se encuentra entre El Pozo y Sañogasta. Se infiere hacia el O la presencia de una falla inversa de vergencia contraria,

marginando por el oriente el bloque serrano principal desde este sector hasta el norte de Guanchín. Este bloque serrano es también afectado por fallas subverticales de rumbos ONO-ESE a NO-SE que controlan la orientación de las quebradas, como la de Aguadita de Cosme y la del río Amarillo, posiblemente estas estructuras acomodan y transfieren rechazos de las fallas inversas submeridianas. Desde Sañogasta hasta el norte de la Hoja se desarrolla el frente de deformación oriental de Famatina, dado por un corrimiento, al que se asocian varias fallas inversas subparalelas, de rumbo NS y vergencia al este que en superficie eleva y pliega a las sedimentitas neógenas y cuaternarias. Al O de Santa Florentina se encuentra otro gran corrimiento, paralelo al frente, que viene desde el norte y coloca las formaciones Negro Peinado y Ñuñorco sobre los niveles cenozoicos, perdiéndose luego hacia el sur en la Formación Santa Florentina. Hacia este corrimiento confluyen dos estructuras oblicuas de rumbos NO y NNO, que se interpretan como fallas inversas, que colocan las plutonitas ordovícicas sobre la Formación Negro Peinado, una en el extremo norte de la Hoja y la otra paralela al río Agua Negra. También se observan fallas oblicuas subverticales de rumbo NO-SE que generan pequeños desplazamientos y truncamiento en las estructuras, como la que se encuentra desde Santa Florentina hacia el NO controlando el río Amarillo y prosiguiendo por un tributario de éste. Al oriente de Sañogasta en el piedemonte se observa una lomada elongada de rumbo submeridiano de pocos kilómetros de longitud, que eleva a las sedimentitas de la Formación Santa Florentina, la cual se asocia con una falla inversa de vergencia al E, vinculada al frente actual de deformación, denominada como Falla Chilecito (Casa *et al.*, 2014).

Sobre el borde oriental de la Hoja al norte de Chilecito, se encuentra parte de la ladera occidental de la sierra de Paimán, la cual está limitada al oeste por una falla inversa de alto ángulo inclinada al este, que produce la elevación de las plutonitas ordovícicas sobre los niveles sinorogénicos cenozoicos. En el bloque serrano se nota la presencia de fallas oblicuas subverticales de rumbos NO y ONO que lo segmentan. Se observa también al norte de Sañogasta un pequeño afloramiento de la Formación Paimán constituyendo un codón bajo de unos 3 Km de longitud, elongado en dirección NNO-SSE, cuyo extremo penetra en la Hoja, para el cual que se infiere también un fallamiento inverso similar al arriba mencionado.

El bolsón de Villa Unión-Pagancillo, representa una depresión tectónica comprimida entre las Sierras

Pampeanas Occidentales y el Famatina, dónde se reconoce el desarrollo grandes pliegues de rumbo NNO-SSE. Al E de Pagancillo se observa un gran sinclinal asimétrico de vergencia occidental, que afecta a las sedimentitas neógenas e incluso a niveles de agradación cuaternarios. En el sector de Villa Unión, al SO de Los Palacios, se desarrolla un amplio anticlinal, con el eje buzando al SSE, asociado a un sinclinal hacia el O, los cuales afectan a las secuencias cenozoicas y hacia el sur se pierden en el flanco occidental del sinclinal de Pagancillo. Estos pliegues son truncados por fallas paralelas subverticales de rumbo NE. La más importante les superpone en contacto tectónico las sedimentitas triásicas. Esta falla se interpreta como inversa de alto ángulo con inclinación al NO, al norte de la misma el triásico presenta un plegamiento difícil de seguir ya que la cobertura cuaternaria produce una desconexión entre los afloramientos donde se observan distintos rumbos e inclinaciones. Poco al SE de la anterior se observa otra falla subparalela de menor rechazo que afecta solo a los niveles cenozoicos del anticlinal y se pierde entre las capas del sinclinal hacia el SO.

Tanto en el piedemonte oriental y occidental como en cordones internos de las sierras de Sañogasta y Famatina, es frecuente la presencia de fallas que afectan la cobertura cuaternaria, lo que denota una tectónica muy activa que continúa elevando estas serranías. Se destacan varias fallas submeridianas con bloque hundido al E, que se encuentran desde el norte de Santa Florentina hasta más al sur de Vichigasta, entre las que encuentra la Falla Chilecito (Casa *et al.*, 2014). También se reconocen en el extremo NE de la Hoja fallas de similar rumbo pero con vergencia contraria asociadas al levantamiento de la sierra de Paimán. Las fallas que se encuentran al oeste de la sierras de Vilgo, Talampaya y Baja de los Portezuelos, en el Alto de Laguna de los Ontiveros y en la zona de Aicuña, muestran actividad cuaternaria con bloque hundido al O y el desarrollo de fallas menores subparalelas al O, al igual que la Falla Puerto Alegre (Casa *et al.*, 2014) en la bajada occidental de la sierra de Sañogasta. Al O de esta última se reconoce el ya mencionado Sinclinal Pagancillo que también afecta depósitos cuaternarios. En el sector occidental de la sierra de Famatina las fallas inversas que se encuentran al N y poco al O de Tiaguas, que elevan el basamento ordovícico, también se nota que afectan a los sedimentos cuaternarios de la bajada.

Se considera que gran parte de las estructuras cenozoicas que elevaron el Sistema de Famatina, particularmente los distintos cordones que forman

la Sierra de Sañogasta al sur del río Miranda, están controladas por la deformación extensional asociada al desarrollo de las cuencas de rift en el Pérmico y el Triásico, cuyas fallas normales submeridianas a NNO y zonas de transferencia NE y NO, fueron reactivadas como fallas inversas de alto ángulo y fallas subverticales de rumbo o transpresivas durante la deformación andina.

3.5. EVOLUCIÓN DE LA ESTRUCTURA

Diferenciaremos tres ciclos tectónicos principales: El Famatiniano, que abarca del Cámbrico al Devónico, el Gondwánico que involucra hasta las rocas triásicas, y por último el ciclo Ándico, que prosigue en la actualidad.

3.5.1. ESTRUCTURACIÓN ASOCIADA AL CICLO FAMATINIANO

El basamento de la zona se encuentra formado por dos terrenos mesoproterozoicos amalgamados en el paleozoico inferior en el margen del Gondwana, el oriental denominado Famatina y el occidental conocido como Cuyania (Ramos, 2010). El terreno Famatina, que abarca el sustrato del sistema homónimo y de las Sierras Pampeanas Occidentales ubicadas hacia el oeste hasta el lineamiento de Valle Fértil, está constituido por plutonitas y metamorfitas, donde se reconocen distintos pulsos magmáticos y metamórficos desde el Paleoproterozoico. Algunos autores consideran a Famatina como un bloque paraautóctono del terreno Pampia contra el cual colisionó en el Cámbrico inferior, conformando el margen sudoccidental del Gondwana (Ramos, 2009; Astini *et al.*, 1995). Sobre el mismo se desarrolló un arco magmático en el Paleozoico inferior asociado a una subducción con polaridad al este que culminó con la colisión de Cuyania en el Ordovícico superior.

El terreno Cuyania, que en este sector abarca la sierra de Umango y la Precordillera, corresponde a un bloque alóctono desprendido de Laurentia. El mismo está formado por una corteza juvenil de rocas de arco y retroarco oceánicas, con eventos de subducción superpuestos en el Mesoproterozoico (Rapela *et al.*; Varela *et al.*; Vujovich *et al.*), sobre la cual se desarrolló una sedimentación neoproterozoica, seguida en el Cámbrico inferior por un proceso extensional de rifting que condujo a la separación del terreno Cuyania, donde continuó una sedimentación marina de plataforma.

La convergencia entre Cuyania y Famatina produjo el arco magmático famatiniano con la deformación

asociada que inicialmente afecta a las sedimentitas de la Formación Negro Peinado y equivalentes, sobre las cuales se disponen en discordancia angular las secuencias volcano-sedimentarias ordovícicas de las formaciones Suri, Portezuelo de la Minitas y equivalentes (Astini y Dávila, 2004; Collo *et al.*, 2009).

Hacia el Ordovícico medio se produce el inicio de la colisión de Cuyania contra el borde sudoccidental del Gondwana, lo que se asocia con una fuerte deformación compresiva y un pico metamórfico. Este evento tectónico se lo conoce como la Fase Oclóyica dentro del ciclo Famatiniano. Según Varela *et al.*, (2011) se desarrolla un cinturón metamórfico externo de alta presión y temperatura en la placa subyacente de Cuyania (1140-1700 MPa / 750-850°C), al oeste del lineamiento de Valle Fértil, mientras que hacia el este se genera una faja interna de metamorfismo bajo condiciones intermedias de presión y temperatura (500-800 MPa / 500-750°C) en la placa cabalgante, dónde se encuentra el arco magmático famatiniano. En las Sierras Pampeanas se registra una importante deformación que genera imbricación de escamas de basamento con vergencia occidental, donde se observa la presencia de estructuras tipo nappes y extensas fajas de cizalla dúctil (Meira *et al.*, 2012; Varela *et al.*, 2011). Dentro de la Precordillera, en la zona del río de los Piojos, se reconocen estructuras que han sido vinculadas por Thomas y Asitini (2007) al desarrollo de una faja plegada y corrida epidérmica con vergencia al oeste, donde se observan corrimientos que imbrican las calizas de la Formación San Juan truncados por una discordancia angular dentro del Grupo Trapiche, al que le atribuyen un carácter sinorogénico, configurando una cuenca de antepaís periférica asociada a la colisión de Cuyania. En el Sistema de Famatina dicho evento produce una marcada discordancia angular entre las secuencias volcanosedimentarias del Ordovícico inferior (formaciones Suri y Portezuelo de la Minitas) y las del Ordovícico medio, el desarrollo de una faja plegada y corrida con vergencia al este en las cuencas ordovícicas asociadas al arco, bien expuestas más al norte de la Hoja, y la formación de fajas submeridianas de cizallamiento dúctil compresivo con vergencia oriental en las plutonitas ordovícicas (Astini y Dávila, 2004).

Posteriormente entre el Ordovícico superior y el Silúrico algunos autores proponen un evento extensional asociado al colapso del orógeno Famatiniano o a un proceso de rifting en el borde occidental de la Precordillera (Cuyania), que se asocia con la intrusión de cuerpos básicos.

Entre el Devónico superior y el Carbonífero inferior se registra un nuevo evento compresivo atribuido a la colisión de Chilenia contra el borde occidental de Cuyania (Ramos *et al.*, 1998), que ya formaba el protomargen sudoccidental del Gondwana. La sutura entre los terrenos estaría dada por la faja de rocas ofiolíticas que se desarrolla en el oeste de la Precordillera Occidental. Esta deformación compresiva se la denomina como la Fase Chánica de la orogenia Famatiniana, la cual produce plegamiento y fallamiento, predominantemente con vergencia al oeste en la región, sobre las unidades eopaleozoicas de la Precordillera occidental (formaciones Yerba Loca y Gualcamayo), que se asocia en algunos sectores con metamorfismo de bajo grado. En las Sierras Pampeanas Occidentales se vincula este evento con el desarrollo de pliegues cilíndricos con ejes submeridianos y zonas de cizalla sinestrales subparalelas, como observan Meira *et al.*, (2012) en las rocas ígneo-metamórficas de sierra de Umango. En toda la región se atribuye a este evento compresivo la discordancia angular que subyace a las unidades neopaleozoicas.

3.5.2. ESTRUCTURACIÓN DEL CICLO GONDWÁNICO

Con posterioridad a la colisión de Chilenia contra Cuyania, en el nuevo margen sudoccidental así conformado para el Gondwana, se registra la implantación de una zona de subducción más al oeste, a la que se asocia el desarrollo de un arco magmático con cuencas de retroarco y antepaís hacia el este. Se vincula a éste régimen de subducción tipo "andino" (Ramos, 2009), la deformación que afecta a las sedimentitas del Devónico superior-Carbonífero inferior (Fm. Punilla) en la Precordillera riojana. Inmediatamente al norte de la Hoja, en la zona de Agua de Carlos (Hoja 2969-II Tinogasta), las sedimentitas de la Formación Punilla son cubiertas en discordancia por unidades del Carbonífero superior; dicha discordancia refleja los movimientos intracarboníferos de la Fase Río Blanco (Fauqué y Limarino, 1991). Estos movimientos habrían estructurado las cuencas del Carbonífero superior-Pérmico inferior de la Precordillera-Cordillera Frontal (Cuencas del Río Blanco y Calingasta-Uspallata) y de las Sierras Pampeanas-Sistema de Famatina (Cuenca Paganzo). Paralelamente estos movimientos habrían estado acompañados de eventos magmáticos que serían la expresión de la Fase magmática Somuncura en la región.

En la zona mapeada un primer evento se refleja en la discordancia labrada en los Granitoides del Cerro Veladero, sobre los que se disponen las sedimentitas neopaleozoicas. Luego las unidades del Carbonífero superior al Pérmico inferior son estructuradas formando pliegues y corrimientos submeridianos de vergencia al este, principalmente en el sector occidental de la Precordillera, que en parte reactivan estructuras previas. Este evento compresivo, que ha sido denominado como Fase San Rafael, se produce en el Pérmico Inferior, y se lo ha vinculado a una tectónica generada por la subhorizontalización de la placa subducida (Ramos, 2009) o la colisión de un terreno que habría sido posteriormente desplazado (Mpodozis y Kay, 1992).

A partir del Pérmico inferior alto a superior toda la región se encuentra afectada por un régimen extensional, con el desarrollo de un intenso magmatismo hacia el oeste en la Cordillera Frontal, que condujo a la formación amplias cuencas de rift. En este sector se reconocen distintas unidades Triásicas, principalmente generadas en la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, que afloran extensamente en las Sierras Pampeanas Occidentales y en el Sistema de Famatina. Esta cuenca es controlada por la sutura entre Cuyania y Gondwana, cuya reactivación bajo condiciones extensionales se asocia con el desarrollo de sistemas de fallas normales de inclinación al este, que en distintos pulsos producen el basculamiento de los bloques de basamento, con el desarrollo de discordancias internas entre las distintas secuencias sedimentarias que rellenan los hemigrabens asociados. Las condiciones distensivas perduraron en la zona hasta el Jurásico basal, cuando se generaron los niveles de la Formación Santo Domingo que se disponen en discordancia angular en el sector precordillerano.

3.5.3. ESTRUCTURACIÓN DEL CICLO ÁNDICO

Dentro del régimen extensional generalizado imperante en el Jurásico inferior se produce la ruptura del Gondwana y el comienzo de la separación entre África y Sudamérica, junto con la reactivación de la subducción en el margen occidental de ésta última, donde se genera un arco magmático al que se asocian cuencas de extensionales retroarco. Hacia el Cretácico superior se completa la apertura del Atlántico sur y se produce una importante reorganización en el movimiento de las placas, lo cual impone un movimiento de deriva hacia el oeste en

la Placa Sudamericana. Esto produce un cambio hacia un régimen compresivo en el borde oeste de Sudamérica, al que se vincula el inicio del levantamiento andino con el desarrollo de corrimientos y la inversión de estructuras normales previas, a los que se asocian cuencas de antepaís con sedimentación sinorogénica (Ramos, 2009).

Las sedimentitas continentales cretácicas (formaciones Ciénaga del Río Huaco y Cerro Rajado), las cuales infrayacen en discordancia erosiva a las secuencias cenozoicas de la zona, es posible que se vinculen con el inicio de la estructuración compresiva andina en territorio chileno, ocurrida entre el Cretácico superior y el Paleoceno (Salazar *et al.*, 2011, Martínez *et al.*, 2015).

Entre el Eoceno y el Mioceno inferior se disponen los niveles de las formaciones Puesto La Flecha y Vallecito, vinculadas a sectores distales del retroarco andino que se expande hacia el este. En el Oligoceno superior ocurre la fragmentación de la placa Farellones dando lugar a la formación de las placas de Cocos y de Nazca, lo cual conduce a que el vector de subducción se torne subperpendicular al margen pacífico sudamericano, produciéndose un incremento significativo en la velocidad de convergencia entre las placas (Yáñez *et al.*, 2001). Asociado a este evento se produce una expansión del arco magmático hacia el este y el desarrollo de volcanismo en el retroarco que alcanza la Precordillera (Formación Cerro Morado). Posteriormente se reconoce una progresiva disminución del ángulo de subducción que se vincula a la migración del volcanismo hacia el este junto con el avance de la deformación en el mismo sentido (Ramos *et al.*, 2002). El levantamiento al oeste de la Cordillera Frontal a partir del Mioceno inferior, junto con la inversión parcial de fallas previas del basamento que produce un ascenso de bloques en el sector oriental, generan una importante subsidencia en las cuencas de Bermejo, Pagancillo y Famatina, donde se depositaron distintas unidades sinorogénicas (formaciones Vinchina, Cerro Morado, Cauquenes, Río Mañero y El Buey). Luego la deformación prosigue estructurando los sectores más occidentales de la Precordillera, junto con fragmentación de las cuencas con la formación depocentros independientes al elevarse los bloques de basamento de las Sierras Pampeanas Occidentales y Famatina, que conforman un antepaís fracturado, donde se pueden reconocer discordancias internas el relleno sedimentario (formaciones Río Jáchal, Zapallar, Desencuentro y El Durazno) que marcan una compleja interacción

entre las distintos elementos (Ciccioli *et al.*, 2013). Posteriormente hacia el Mioceno superior-Plioceno la deformación involucra los niveles sinorogénicos previos generándose los corrimientos de la Precordillera en esta zona y las fallas inversas de alto ángulo que elevan el basamento hacia el este. Vinculada a estos movimientos se labra la discordancia angular que subyace los conglomerados gruesos de las formaciones El Corral y Santa Florentina, que muestra un marcado diacronismo. Paralelamente se registran en la vertiente oriental del Famatina las últimas manifestaciones del volcanismo asociado a subducción en este sector, controlado por fallas submeridianas (Formación Mogote).

En el Pleistoceno-Holoceno sobre este segmento de subducción subhorizontal, con ausencia de volcanismo, la activa deformación compresiva actuante pliega y fractura las unidades sinorogénicas previas y distintos niveles de agradación cuaternarios, elevando los cordones a su altura presente. Se observa actividad tectónica actual en casi todos los frentes de las serranías y en los valles intermontanos de esta zona, a la cual también se asocian fenómenos de remoción en masa como avalanchas y caídas de roca.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. EVOLUCIÓN DEL PAISAJE

El paisaje de la región ha resultado principalmente del accionar del proceso endógeno (tectónica) y en menor medida del modelado exógeno (fluvial, glaciario, periglaciario, eólico y remoción en masa). El papel jugado por la estructura y la evolución tectónica regional ha sido determinante en las características morfológicas del paisaje regional. Estos aspectos geomorfológicos generales están íntimamente relacionados con alineamientos estructurales, resultado de la orogenia Andina, que han dado lugar a la formación de tres cordones montañosos, separados por depresiones tectónicas, que con algunas intermitencias han conservado sus características de cuencas en continuo hundimiento desde el Terciario medio. En los cordones montañosos participan diferentes litologías: basamento metamórfico precámbrico, granitoides del paleozoico inferior, sedimentitas y metamorfitas del Paleozoico inferior, sedimentitas y rocas eruptivas del Paleozoico superior y volcánicas y sedimentitas terciarias. Cada una de estas litologías tuvo diferentes respuestas frente al accionar de los

procesos denudacionales, en particular la acción fluvial y la meteorización.

Caracteriza a la región una compleja evolución tectónica, ya que a la estructuración andina típicamente compresiva, de rumbo aproximadamente longitudinal, se le ha sobreimpuesto una dinámica transversal oblicua, con rumbo aproximadamente noroeste-sudeste, con importante componente transcurrente, que actuó principalmente a lo largo del lineamiento Valle Fértil.

Desde el punto de vista fisiográfico es un típico paisaje de cuencas y cadenas, donde bloques montañosos levantados por la tectónica andina se hallan separados por depresiones tectónicas, mal llamadas valles, en las que fluyen los colectores principales de la red, los ríos Guandacol, Bermejo, Vinchina y del Alto.

En las sierras están expuestas las rocas más antiguas, mientras que en los valles (depresiones tectónicas) se acumulan depósitos más modernos (terciario-cuaternarios) que resultan de la erosión de las cadenas montañosas; y cuyos materiales son llevados por los ríos y removilizados por el viento dentro de las depresiones.

Las rocas que componen las sierras son principalmente metamorfitas, sedimentitas y rocas graníticas. Éstas son las rocas más antiguas de la zona, correspondientes a las eras precámbrica, paleozoica y mesozoica. Entre la formación de estas rocas y su posterior ascenso como sierras, transcurrieron varios millones de años. En ese lapso se produjo erosión y en algunos sectores se depositaron, sobre las unidades más antiguas, sedimentitas correspondientes a la era cenozoica.

Las rocas más antiguas fueron ascendidas para formar las sierras hace aproximadamente 10 millones de años, debido a compresiones que sufre la corteza terrestre. El ascenso fue paulatino y migratorio, de oeste a este. Primero ascendió la Cordillera de los Andes, luego la Precordillera, más tarde las Sierras Pampeanas Occidentales y finalmente la sierra de Famatina. A medida que las sierras ascendían, sus rocas eran desgastadas por la erosión y concomitantemente con el levantamiento se depositaban, hacia el naciente, sedimentitas sobre las rocas más antiguas. Estas sedimentitas eran luego arrastradas y levantadas con el ascenso paulatino de los bloques de basamento que constituyen las sierras y en algunos casos plegadas entre ellos. Actualmente se las halla en la parte baja de las laderas de las sierras, como también formando el sustrato de los depósitos modernos que rellenan las grandes depresiones o constituyendo serranías menores en el paisaje.

Con el ascenso de las sierras, debido a los procesos endógenos, quedaron delimitadas las cuencas y cadenas montañosas. El modelado exógeno posterior se efectuó principalmente por erosión y acumulación, llevadas a cabo por los procesos fluvial, eólico, glaciario, periglaciario y de remoción en masa.

Cada bloque o sierra tuvo un modelado particular, a veces no exactamente igual al resto, por el tipo e intensidad de los procesos actuantes y por las características litológicas y estructurales de cada uno de ellos. El tipo e intensidad de los procesos varió según la altura y orientación de las sierras, el nivel de base de erosión, la posición de las fallas y los cambios climáticos, entre otros.

Como ejemplo, podemos observar la sierra de Famatina, bloque ascendido por encima de los 6000 m que actuó, y actúa, como barrera climática, al interceptar los vientos húmedos del este. El ascenso generó, durante el Pleistoceno, el englazamiento, que le imprimió a la sierra su modelado actual. Muchas otras sierras, de menor altura, nunca fueron englazadas.

Finalmente, las características climáticas áridas han determinado la presencia generalizada de acumulaciones arenosas, a partir de la deflación diferencial de materiales aluviales y piroclásticos depositados en las depresiones tectónicas o valles.

4.2. UNIDADES MORFOESTRUCTURALES

De acuerdo con la evolución recién descripta, en la Hoja Villa Unión hay un paisaje tectónico, en el que las formas principales resultan fundamentalmente de los movimientos de la corteza, que hace que las elevaciones y depresiones estén determinadas por líneas estructurales.

De este a oeste, el primer sector deprimido corresponde al piedemonte oriental de la sierra de Famatina, aproximadamente entre Chilecito y Vichigasta. Continúa el bloque más elevado de toda la Hoja, integrado por la sierra de Famatina, que alcanza los 6.000 m en el cerro General Manuel Belgrano y desciende hacia el sur conformando la sierra de Sañogasta. Al poniente de este cordón se extiende la depresión tectónica conocida como valle de Vinchina. Se levantan a continuación los bloques de basamento representados por el filo del Espinal y la sierra de Maz, que continúan hacia el sur en la sierra Morada, compuesta por sedimentitas del Paleozoico superior, triásicas, cretácicas y terciarias. Todas ellas forman el borde oriental de la depresión

(valle) de los ríos Guandacol o de La Troya y Bermejo, depresión que separa las sierras anteriores de la Precordillera riojana, representada por una faja plegada y corrida compuesta por sedimentitas paleozoicas. Las sierras de La Punilla y de Yerba Loca, pertenecientes a esta Precordillera, representan el límite occidental de la Hoja.

A continuación describiremos la morfología de los principales rasgos morfoestructurales citados.

4.2.1. LA SIERRA DE FAMATINA

La sierra de Famatina es un bloque asimétrico con la línea de cumbres desplazada hacia el oeste; esto se debe a la inclinación del bloque hacia el este, causada por la falla de su pie occidental. Su vertiente oriental escalonada tiene un declive suave y valles poco entallados, en tanto que la occidental, más abrupta, está surcada por profundas quebradas (Turner, 1964).

Maisonave (1979) destacó que este bloque está compuesto por dos grupos serranos: el núcleo de la sierra sobreelevado al poniente, compuesto principalmente por el batolito eopaleozoico y su basamento, y sedimentitas terciarias plegadas al naciente. El primero ha sido modelado por fenómenos glaciarios durante el Pleistoceno y actualmente está sometido a procesos periglaciarios de congelamiento y descongelamiento y a remoción en masa, propia de estos ambientes, como soliflucción, geliflucción, flujos de detritos y flujos de barro. Por debajo de los 3500-4000 m es intensa la morfogénesis fluvial, generando un paisaje de valles y filos que desaguan la alta sierra.

Garleff y Stingl (1996) mencionaron distintos pisos altitudinales geomorfológicos en la sierra de Famatina.

Un piso inferior, por debajo de los 1500 m, que incluye las cuencas generadas en ambientes semi-desérticos. Según estos autores este piso tendría una actividad morfogénica moderada, desarrollada por medio de la erosión mantiforme y la morfodinámica eólica, bajo una cobertura de arbustos poco densa.

Un piso montano, desde el anterior hasta los 3000-3500 m, con disminución de la aridez, suelos estables bajo una vegetación arbustiva e inactividad morfodinámica. En este piso los únicos procesos actuales de erosión ocurren en los valles con barrancos más profundos.

Pisos de alta montaña, por encima de los 3000 metros. En ellos la forma característica más destacada es el "relieve aplanado", también denominado

como "pendientes lisas" por Weischet (1969). Este tipo de relieve es denominado Glattrelied en la literatura geomorfológica alemana, que también se desarrolla a alturas inferiores a 3000 m s.n.m. en el piso montano y se puede desarrollar hasta 5.500 metros.

El Glattrelied es un relieve rocoso con una cobertura de clastos de escasa potencia, resultado del aplanamiento de afloramientos rocosos por mecanismos de meteorización física y desplazamiento de detritos de una gran intensidad, acompañados por escasa incisión de las laderas. Es equivalente a lo que Turner (1964) mencionara en la Hoja Vinchina como "zona de escombros característica de las montañas de clima seco".

De acuerdo con trabajo de Garleff y Stingl (1966) hay dos tipos de Glattrelied. Uno es el denominado Eu-Glattrelied, que se caracteriza por no presentar disección, por sus formas regulares y por laderas con perfil recto o ligeramente convexo. Es un relieve en el que no hay farallones, afloramientos rocosos escabrosos o formas agudas que denoten la incisión de la pendiente. El otro tipo corresponde al Para-Glattrelied desarrollado en áreas con moderada incisión de las laderas, generándose pequeños valles que se incluyen en el proceso de formación del Glattrelied. Este tipo de relieve se ubica en el área límite con el relieve incidido desde abajo a través de quebradas y finalmente destruido.

Los mismos autores destacan que el Glattrelied se presenta como un fenómeno de pisos altitudinales. Cuando se asciende por encima del Eu-Glattrelied se pasa a un piso con efectos de nivación y luego a procesos glaciogénicos generándose ya escarpas alpinas en afloramientos rocosos, mientras que el límite inferior del Para-Glattrelied lo constituye un paisaje ríspido de afloramientos rocosos e incisión fluvial.

Garleff y Stingl (1966) reconocieron una intensa dinámica en los procesos de formación del Glattrelied durante el Cuaternario tardío.

El Glattrelied en la sierra del Famatina se ha desarrollado (dejando de lado los picos más altos) sobre relieves que no sufrieron glaciación previa.

Entre 4600 y 4700 m, en el Glattrelied del piso periglacial se desarrollan glaciares de escombros activos en zonas de permafrost discontinuo.

Por encima de 5000 m se observa un relieve solifluidal de pequeños escalones (lóbulos de soliflucción). Arriba de 5300 m ya hay un relieve quebrado de afloramientos rocosos y a los 6000 m hay glaciares en los sectores sombreados de las cumbres.

Por debajo de 4300 m el Glattrelied es sólo parcialmente activo y la morfodinámica actual está

limitada a la progresiva disminución de la actividad criogénica. Perfiles de Glatthangs inactivos permiten reconocer una intensa y profunda crioclastia y crioturbación durante las glaciaciones pleistocenas, desarrolladas sobre un antiguo permafrost, que representan un requisito previo para alcanzar espesores importantes en el Glattrelied.

Como procesos esenciales en el desarrollo del Glattrelied se reconocen la alta intensidad en la fragmentación de las rocas y el transporte de los detritos en superficie. Este último puede estar condicionado por diversas combinaciones de procesos, entre los que predominan reptaje (dry-creep), transportes solifluidales por saturación o recongelamiento, procesos de lavado y flujos de barro. Esencialmente en todos los casos para la formación y desarrollo del Glattrelied debe estar ausente la incisión fluvial.

A partir de sus investigaciones, Garleff y Stingl (1966) propusieron una morfocronología del desarrollo de las pendientes y el relieve durante el Cuaternario tardío en la sierra de Famatina.

Aproximadamente a los 30.000 años A.P. existieron condiciones más húmedas que las actuales en las áreas cumbreles, que condujeron a la formación de glaciares por encima de 5800 metros. Entre 3000 y 4000 m, se generaron suelos bajo una cobertura vegetal más densa que la actual. Por encima de esta altura dominaba el Glattrelied, mientras que en los sectores bajos se producía erosión mantiforme y pedimentación.

A los 20.000 años A.P., en condiciones climáticas frío-áridas (temperatura entre 4° y 6 °C inferiores a las actuales) no hubo glaciación, pero se expandió la zona periglacial con permafrost y una mayor intensidad en el desarrollo del Glattrelied, hasta por debajo de 4000 metros. El Para-Glattrelied descendió por debajo de 3000 m en la zona de pedimentación muy activa.

A los 15.000 años A. P., condiciones más húmedas en las áreas cumbreles condujeron a un último y débil englazamiento y a un piso con vegetación y suelos. En los sectores bajos dominó una morfodinámica eólica (condiciones de aridez). Esta discrepancia indica que la humedad de los sectores altos provino del oeste, en tanto que los sectores bajos de las cuencas a sotavento se vieron desfavorecidos por dichas corrientes.

Entre 6000 y 3000 años A.P., bajo condiciones más húmedas y posiblemente más cálidas que las actuales, hubo una amplia distribución del desarrollo del suelo y la vegetación. En ese momento la morfodinámica fue muy débil, presentando luego

una reactivación como resultado de una aridización y leve descenso de la temperatura.

Finalmente, en épocas históricas a los 2000 años A.P., la tendencia a la aridez se acentuó debido a la degradación antrópica del paisaje.

4.2.2. LA SIERRA DE SAÑOGASTA

La sierra de Famatina desciende hacia el sur desde el cerro General Manuel Belgrano (6.097 m), en el extremo norte de la Hoja, hasta aproximadamente 2.000 m en el valle del río Miranda, en una distancia de aproximadamente 37 kilómetros.

Al sur del río Miranda continúan los afloramientos de los granitos ordovícicos de la Formación Ñuñorco, pero la sierra, con el nombre de Sañogasta, mantiene una altura entre 2.000 m y 3.000 metros. Se trata de una montaña de bloques, limitada por fallas inversas inclinadas al este (retrocorrimientos), con un hundimiento general de toda la sierra hacia el sur. La disminución en el rechazo de los retrocorrimientos hacia el poniente, produjo un cierto escalonamiento, por lo que el basamento granítico, más profundo, es reemplazado, en los afloramientos, por las secuencias del Paleozoico superior y del Triásico.

La importante incisión vertical que muestran los ríos que desaguan la vertiente occidental de la sierra, indica un cambio en su gradiente que puede ser atribuido a la tectónica cenozoica. Como consecuencia de esto, el rejuvenecimiento manifiesto en las formas del paisaje operó en forma distinta sobre las vertientes opuestas. En primer lugar, debido a la diferencia de altura de los piedemontes oriental (1.000 m) y occidental (1.400 m) y en segundo lugar por el distinto comportamiento de las sedimentitas permotriásicas aflorantes al poniente, con respecto a los granitoides ordovícicos aflorantes al naciente. En las primeras el modelado fluvial generó quebradas profundas con paredes de inclinación cercanas a la vertical, en cambio, hacia el naciente el modelado sobre rocas graníticas de textura equigranular produjo formas menos agudas y en general un paisaje más suavizado.

4.2.3. VALLE DEL RÍO VINCHINA– BERMEJO O VALLE DE VILLA UNIÓN

No se trata de un valle, sino de una depresión tectónica recorrida por cursos fluviales, ubicada entre las sierras de Famatina–Sañogasta al naciente y el filo del Espinal y las sierras de Maz y Morada

al poniente. En ella se han acumulado sedimentitas terciarias que forman el basamento de la cuenca y cuaternarias integradas por los depósitos pedemontanos y las amplias planicies aluviales de los ríos Vinchina-Bermejo, Pagancillo, Talampaya y del Alto, entre otros.

La depresión completa, aun fuera del ámbito de la Hoja Villa Unión, tiene una morfología particular, producto de una evolución compleja del paisaje durante el Cuaternario.

El extremo norte de la depresión está recorrido por el río Grande de Valle Hermoso, que desagua en dirección sur hacia el río Vinchina-Bermejo, que recorre la depresión en el mismo sentido, hasta que la abandona para volcar sus aguas hacia el oeste en dirección del río Bermejo, atravesando el filo compuesto por la sierra Morada y su prolongación al norte en los cerros Cimarrón y Bola. A este sector llegan desde el sudeste los ríos del Alto y Talampaya y desde el noreste el río Pagancillo, todos ellos tributarios del Vinchina-Bermejo. Gentili (1972) mencionó que el río Vinchina-Bermejo es un curso antecedente que atravesó las estructuras en proceso de lenta elevación.

En el extremo sur de la depresión, los citados ríos del Alto, Talampaya y Pagancillo, tienen direcciones de flujo perpendiculares u opuestas a las que siguen los flujos del extremo norte y esto debe ser explicado de alguna manera. Una alternativa es que la depresión haya actuado durante algún tiempo como una cuenca cerrada, hasta que a través de una integración de cuencas generada por la simple evolución del paisaje (erosión de la divisoria), las aguas comenzaron a fluir hacia la depresión del río Bermejo. La otra posibilidad es que originalmente la depresión desaguara hacia el sur, formando el extenso paleoabánico que se halla, fuera de la Hoja, en el extremo sur de la sierra de Sañogasta y de la sierra Baja de Los Portezuelos. A medida que el paisaje evolucionó se produjo una captura fluvial que cortó la divisoria generada por el cordón Cerro Bola- Sierra Morada y esto produjo una onda de rejuvenecimiento que finalmente generó una inversión de la dirección de flujo, en el tramo decapitado, representado por el río del Alto que drena hacia el noreste. Esta alternativa permite explicar la existencia de la divisoria de aguas ubicada en el medio de la depresión, conocida como Alto de la Laguna de Los Ontiveros, que puede ser el resultado de una onda de rejuvenecimiento generada a partir de la captura.

Inmediatamente al norte de la localidad de Villa Unión, afloramientos del basamento precámbrico,

cubiertos por secuencias paleozoicas y mesozoicas, atraviesan la depresión en sentido noreste. También aflora el basamento terciario de la depresión al sudeste de Pagancillo y al este-noreste del puesto San Isidro.

La depresión, también conocida como valle de Villa Unión, atraviesa la Hoja en dirección norte-sur desde la localidad de Villa Castelli hasta el sector donde el río Vinchina se vuelca al río Bermejo, atravesando la divisoria constituida por la sierra Morada y los cerros Bola y Cimarrón que por el poniente la enmarcan. A partir de aquí la depresión tiene una dirección sudeste, siendo drenada en este sector por el río del Alto. A la latitud de Villa Castelli la depresión tiene un ancho de 17 km, se amplía hacia el sur y a la altura de Villa Unión es de 32 km para volverse a estrechar hacia el sur y en el Alto de La Laguna de Los Ontiveros tiene sólo 15 kilómetros.

El piedemonte presenta una marcada asimetría, con gran desarrollo en el pie occidental del cordón compuesto por las sierras de Famatina y Sañogasta y escasa amplitud al pie del filo del Espinal, de la sierra de Maz y del cordón del cerro Bola, como consecuencia lógica de la distinta elevación de ambos cordones montañosos. A esto se asocia el mayor tamaño de las cuencas fluviales del Famatina, en relación con la mayor precipitación que intercepta y habría interceptado una barrera orográfica con picos de 4.000 a 6.000 metros. En el tramo sur de la depresión drenada, en dirección noroeste, por el río del Alto, esta asimetría se va perdiendo paulatinamente en dirección de la divisoria de aguas que atraviesa la depresión y que constituye las cabeceras de dicho curso, probablemente debido a una coincidencia de alturas entre los interfluvios que enmarcan el valle.

En los sistemas depositacionales aluviales que integran el piedemonte se advierten cuatro niveles distintos. Esta profusión de superficies de acumulación ha sido generada por efecto de agentes externos al sistema fluvial (alocíclicos), que estarían representados por el tectonismo y las variaciones climáticas. El primer factor ha sido muy activo durante el Cuaternario, época en la que se produjeron, además, grandes variaciones climáticas. Como la profundidad analítica con la que se ha elaborado la Hoja no permitió determinar con más detalle los procesos de neotectónica, con el objeto de simplificar los razonamientos se ha interpretado que el tectonismo ha sido el generador de las cuencas y que las variaciones climáticas reflejadas en las precipitaciones han afectado los caudales y por lo tanto la eficiencia del transporte de sedimentos, generando estos cambios

o variaciones en la dinámica fluvial y produciendo así los distintos niveles pedemontanos.

Durante las épocas hidrológicamente deficitarias, los perfiles de equilibrio de los sistemas aluviales tienen mayor gradiente. Durante las épocas de superávit hidrológico (más húmedas) aumenta la eficiencia del transporte, los cauces tienden a reducir sus pendientes debido a erosión en las cabeceras, ocasionando incisión en los ápices de los abanicos (piedemonte más antiguo próximo al pie de sierra) y una migración de la cuña sedimentaria hacia la cuenca, generando los niveles pedemontanos más modernos.

4.2.4. SIERRAS PAMPEANAS OCCIDENTALES

En el ámbito de la Hoja, esta región morfotectónica está representada por el filo del Espinal y las sierras de Maz y de Umango.

El filo del Espinal constituye un bloque ascendido y alabeado hacia el este a favor de una falla (retrocorrimiento) que se halla en su pie occidental. Su vertiente occidental constituye así una escarpa de falla madura y la oriental representa la superficie antigua del bloque, que quizás haya constituido una peneplanicie preterciaria antes del ascenso de la sierra, pero la actual erosión no permite aseverarlo.

La sierra de Maz, con la misma disposición estructural que la elevación anterior, constituye también una superficie de erosión exhumada, constituida por rocas cristalinas deformadas que seguramente estuvo expuesta a la erosión desde fines del Paleozoico, rebajada a un relieve suave y luego deprimida, sumergida y sepultada bajo una masa suprayacente de depósitos estratificados. Posteriormente, durante la compresión andina este basamento fue ascendido e inclinado, reiniciándose un nuevo ciclo de erosión que eliminó gran parte de la cubierta de depósitos estratificados, que sólo se conservan en la parte baja del pie oriental de la sierra. La erosión renovada como consecuencia del ascenso, no sólo eliminó la cubierta sedimentaria sino que erosionó profundamente la superficie antigua del bloque desdibujando la peneplanicie preterciaria.

La sierra de Umango, ubicada al poniente del filo del Espinal, conforma un paisaje bastante irregular donde alternan los bloques serranos con depresiones que constituyen barreales y valles. Este paisaje modelado por erosión fluvial es consecuencia del escaso espaciamiento entre los corrimientos que levantaron los bloques y de las variaciones en el

comportamiento de las fallas, sobre todo en cuanto a rechazo y continuidad.

4.2.5. SIERRA MORADA Y SERRANÍAS COMPUESTAS POR ROCAS ASOCIADAS AL CICLO GONDWÁNICO

Alineados al noroeste con los bloques del basamento debido al corrimiento Valle Fértil, se hallan el cerro Bola y la sierra Morada, elevaciones compuestas por depósitos estratificados gondwánicos que cubrieron los bloques de basamento antes descriptos. Las sierras son de perfil asimétrico, con una escarpa abrupta al oeste, debido al frente de fallamiento, y el flanco oriental con pendientes menores.

El rasgo geomorfológico sobresaliente de este cordón es la manera íntima en que la estructura geológica, junto con la variada resistencia de las rocas han regido los detalles de la topografía. La estructura dominante de esta sierra son pliegues amplios arrumbados al noroeste-sudeste, limitados al oeste por el lineamiento Valle Fértil, falla inversa con plano buzante al este y de inclinación variable.

El truncamiento de los pliegues durante los ciclos erosivos ha expuesto rocas de resistencia variada. Las unidades litológicas plegadas están constituidas por conglomerados, areniscas, pelitas y delgadas intercalaciones de facies volcánicas, compuestas por basaltos y aglomerados.

Los conglomerados, las areniscas y las intercalaciones volcánicas son las rocas resistentes y las formadoras de crestas. Las unidades triásicas, como las formaciones Talampaya y Tarjados, depositadas en ambientes fluviales de planicies de inundación y playa-lake, ricos en pelitas, generalmente componen los sectores más deprimidos. La erosión diferencial de estratos resistentes y débiles determina que la topografía (principalmente las crestas) revele las posiciones y sobre todo los contornos de los pliegues. El buzamiento de los anticlinales y sinclinales da origen al diseño arqueado de las crestas. El modelado fluvial sobre esta estructura plegada, determina un paisaje donde comúnmente alternan valles y crestas que pueden ser anticlinales, sinclinales u homoclinales. Los valles de distintas magnitudes pueden alojar formas erosivas como mesas, hongos, cerros testigo, crestones y hogs back.

Los ríos principales, como el Vinchina – Bermejo, tienen cursos transversales a la estructura, pero es más probable que sus tributarios fluyan por valles de rumbo pues el arrasamiento por erosión

de las estructuras plegadas originó sillas estructurales que son aprovechadas para la formación de valles fluviales subsecuentes, tales como las quebradas de Los Jachaleros, del cerro Rajado y del cerro Bola.

4.2.6. VALLE DEL RÍO BERMEJO

En el centro de la Hoja y arrumbada al noroeste se halla la depresión tectónica recorrida por los ríos Guandacol o de La Troya, y más al sur por el río Bermejo. Dentro del ámbito de la Hoja, la depresión se halla limitada al este por la sierra de Maz, los cerros Bola y Rajado y la sierra Morada y al oeste por la sierra de Yanso y los cerros Tambería, de Ayala, Urcuschun, de la Flecha, Colorado y otros, que integran el borde oriental de la Precordillera. El ancho de la depresión varía de más estrecha en el norte a más amplia en el sur donde ya fuera del ámbito de la Hoja, en el valle del Desaguadero, llega a tener 50 kilómetros.

Desde el pie de las sierras que enmarcan la depresión hacia el nivel de base constituido por el río Bermejo, se han desarrollado extensos piedemontes compuestos por pedimentos y abanicos aluviales desarrollados por los ríos que drenan las laderas de las sierras. Como en el valle de Villa Unión, también aquí hay asimetría en el piedemonte, aunque mucho menos marcada; es más extenso el que se ubica en el pie oriental de la Precordillera. Según Gentili (1972), estas acumulaciones fluviales reflejan un ciclo meteorológico mucho más húmedo que el actual, que tuvo lugar en el Pleistoceno inferior y medio. De acuerdo con este autor, el primer nivel aterrizado fue una llanura de acumulación con pendiente original hacia el este; actualmente este nivel está fuertemente disectado, conservándose escasos remanentes parcialmente cubiertos. Los pedimentos están labrados principalmente sobre sedimentitas terciarias y se han desarrollado al menos dos niveles de agradación pedemontana.

Otro rasgo del paisaje, que ya señalara Gentili (1972), son las acumulaciones eólicas ubicadas en la depresión y que son el resultado del predominio de los vientos que soplan del cuadrante oeste y noroeste. Existen dos tipos distintos de acumulaciones: los médanos de tipo barján y los depósitos de interacción eólico-fluvial. Estos últimos se depositan en las proximidades de los cursos principales y son el resultado de la acción mutua entre los depósitos eólicos y las crecientes estivales que los afectan.

4.2.7. PRECORDILLERA

Precordillera Occidental (sierra de La Punilla)

En el extremo noroeste de la Hoja se ubica la sierra de La Punilla, que con solo 17,5 km de ancho, en sentido este-oeste, representa allí el sector más estrecho de la Precordillera. Toda esta unidad morfoestructural se reduce, en este sitio, a ese único cordón montañoso limitado al oeste por la falla del río Blanco, continuación de la línea tectónica del valle de Calingasta-Iglesia que separa la Precordillera de la Cordillera Frontal, y al este por la sierra de Umango, bloque de basamento cristalino cuyo borde sudoccidental está determinado por la megafractura Valle Fértil.

Baldis *et al.*, (1981, 1982) destacaron la importancia de esta megafractura, de rumbo noroeste, en la configuración de las cuencas paleozoicas precordilleranas y en el acuñaamiento hacia el norte de la Precordillera oriental y central. Ha actuado además como un frente de ruptura y empuje tectónico del basamento cristalino hacia el oeste. El bloque de la sierra de Umango aparece entonces como una cuña del basamento dirigida hacia el oeste que penetró en la Precordillera. Durante los movimientos compresionales de la orogenia Gondwánica, el empuje (o resistencia) de este elemento rígido produjo en la pila sedimentaria devónico-carbonífera un gran arco de plegamiento convexo hacia el oeste, cuyo punto de inflexión se halla en el extremo norte de la sierra de La Punilla. Estructuralmente, el tramo septentrional de esta sierra es un bloque tectónico andino de rumbo norte-sur, cortado diagonalmente por pliegues carboníferos orientados al noroeste. Grandes fallas inversas paralelas a los ejes de plegamiento han sido producidas probablemente por el mismo esfuerzo, aunque algunas de ellas muestran evidencias de haber sido reactivadas por los movimientos gondwánicos tardíos y aún por los esfuerzos andinos. El bloque tectónico de La Punilla está limitado por dos fallas inversas de rumbo norte-sur que inclinan con ángulo alto en sentidos opuestos. La falla que limita a la sierra por el este es la fractura principal, correspondiendo probablemente a la falla occidental el carácter de antitética. La sierra de La Punilla tiene entonces un estilo tectónico comparable al de las Sierras Pampeanas.

El perfil transversal del bloque de Punilla es algo asimétrico; la línea de cumbres está desplazada hacia el este y por ello la escarpa oriental está más elevada que la occidental. En la vertiente

oriental la erosión retrocedente de los principales cursos fluviales, a favor de las líneas tectónicas gondwánicas, de rumbo noroeste, han penetrado profundamente en el interior del bloque, con la pendiente de las quebradas relativamente moderada. En la pendiente occidental, donde es menor la influencia de la estructura gondwánica, los cursos fluviales son más cortos, de dirección este-oeste y pendiente más acentuada.

Dentro de la sierra también hay fracturas de rumbo norte-sur, atribuibles a los movimientos andinos. Coincidentes con ellas, en la parte alta de la sierra se alinean una serie de pequeñas depresiones.

La altura que alcanza la sierra de La Punilla (4.500 m) hace que ésta produzca una pequeña interferencia local en el clima, principalmente referida a humedad y temperatura. Los vientos húmedos procedentes del este y sudeste son interceptados por el cordón, produciendo una disminución de las precipitaciones pluviales hacia el oeste. Por otra parte, la gran altura de la sierra influye de manera considerable en la generación de amplias variaciones térmicas que producen fenómenos de crioclastismo, por lo cual los congelifracos cubren en forma de mantos la topografía, suavizando el relieve en la parte alta de la sierra.

Furque (1963) mencionó que la fuerte erosión vertical generada por la acción fluvial, ha destruido antiguas planicies de denudación de anteriores ciclos de erosión, encontrándose sólo restos de una antigua peneplanicie. Destacó que en la parte alta de la sierra de La Punilla hay una semiplanicie de 4.500 m de altura de la que sobresalen cerros de formas redondeadas y suaves. Según el autor citado, esta antigua penillanura desciende suavemente hacia el este, donde se la puede reconocer en los cerros Imán y Pajonal, de 3.980 metros. La planicie de denudación continúa descendiendo hacia el este, donde en el cerro Ursuschún alcanza 3.300 m y 3.100 m y 2.800 m en la sierra de La Batea y en el cerro Tamberías. Asociado a este nivel de denudación se halla un antiguo nivel de agradación o acumulación, representado inmediatamente al oeste del límite de la Hoja por los depósitos de la vega de Las Placetas, ubicados entre la sierra de La Punilla y el río Blanco a 3.500 m de altitud. Depósitos equivalentes a éstos se hallan, también fuera de la Hoja, en la margen occidental del río Blanco, formando el llano del Médano y los llanos de Los Hoyos. Coincidentes con estos niveles de agradación, pero en depresiones intermontanas se hallan los llanos del Volcán y de Ojo de Agua y un poco más al este la pampa de Panacán.

Precordillera oriental y central

El acuñaamiento hacia el norte de la Precordillera oriental y central, coincidente con la megafractura Valle Fértil (Baldis *et al.*, 1981 y 1982), se halla expuesto en la Hoja. En ella la típica morfoestructura dada por las láminas de corrimientos, principalmente arrumbadas norte-sur, está parcialmente desdibujada por fallas inversas con componentes de rumbo, dispuestas al noroeste, producidas probablemente por la interferencia de la cuña de basamento de la sierra de Umango durante los movimientos compresionales gondwánicos tardíos, reactivados luego por los esfuerzos andinos. Se pasa así de un paisaje de cuevas o crestas acompañadas por depresiones cuyos ejes mayores son coincidentes con el arrumbamiento norte-sur de los corrimientos, a otro compuesto por un cordón montañoso único, salpicado de depresiones intermontanas elevadas, generalmente limitadas por las estructuras dispuestas al noroeste.

En este sector la combinación de estructuras arrumbadas al norte y al noroeste, ejercen un importante control sobre la red de drenaje. Furque (1963) mencionó que el curso subsecuente que recorre la quebrada del Volcán, adaptándose al arrumbamiento norte-sur de la estructura, ha perdido su cuenca superior y media debido a una sucesión de capturas por acción erosiva retrógrada de ríos transversales a la sierra, parte de cuyos cursos coinciden con las estructuras de dirección noroeste. El mismo autor destacó que el río Guandacol capturó toda la cuenca del bajo de Ojo de Agua y desagua hacia el este atravesando, por medio de una estrecha garganta, las volcánicas de la Formación del Áspero (Formación Cerro Morado, en esta Hoja) y luego las resistentes láminas de calizas ordovícicas de la Formación San Juan. También Furque (1963) señaló que un poco más al sur, el río Punta de Agua capturó del mismo modo la cuenca media de la quebrada del Volcán. Este curso, después de atravesar en forma diagonal la pampa de Panacán, confluye en el río Gualcamayo, que controlado por la estructura y litología, atraviesa toda la Precordillera hasta desembocar en los llanos de Guandacol. La quebrada Honda erosionó profundamente el borde sur de la pampa de Panacán; según Furque (1963), el trabajo erosivo de este curso tiende a captar toda la cuenca del río Gualcamayo, conjuntamente con la del Pescado. La importante erosión vertical de estos cursos se ha visto favorecida por la ubicación de gran parte de ellos sobre las estructuras de dirección noroeste, como ocurre con la quebrada de Los Caballos, que atraviesa las secuencias ordovícicas controlada también por esas estructuras.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

Al encarar una síntesis de la evolución geológica de la Hoja Villa Unión son muchos los temas que deben analizarse, principalmente debido a que ésta abarca sectores de varias provincias geológicas: el Sistema de Famatina, las Sierras Pampeanas Occidentales y la Precordillera. Se incluye en esta Historia Geológica la Cordillera Frontal, ya que se halla inmediatamente al oeste del límite de la Hoja.

Teniendo en cuenta la segmentación sísmica del orógeno propuesta por Barazangi e Isacks (1976) e Isacks y Barazangi (1977), y los trabajos de Isacks *et al.*, (1982) y Jordan *et al.*, (1983 a), las provincias geológicas cenozoicas están controladas por la interacción entre las placas de Nazca y Sudamérica a través de las distintas geometrías de la zona de Wadati-Benioff. Según Jordan *et al.*, (1983 b), esta geometría y estilos tectónicos de las diferentes unidades morfoestructurales cenozoicas serían el resultado de los movimientos de la fase Quechua, correspondientes a los últimos 10 millones de años. Además, deben tenerse en cuenta los rasgos paleogeográficos previos a la segmentación del orógeno, que también controlaron la constitución geológico estructural de la región.

5.1. NATURALEZA DEL BASAMENTO

La estratigrafía y la estructura del basamento de la comarca es el resultado de acreciones y colisiones ocurridas durante el Proterozoico superior y el Paleozoico inferior (Ramos, 1988). Los principales terrenos acrecionados corresponden a Pampia, Cuyania y Chilenia. Si bien en la Hoja aflora principalmente el basamento del Terreno Pampia, es importante conocer la historia tectónica de todos estos terrenos acrecionados, porque las suturas entre ellos y sus características individuales han influido en la evolución geológica posterior, aun durante el Ciclo Andino (Ramos, 1994). El inicio de la amalgamación de estos terrenos al paleomargen gondwánico se registró en el Proterozoico, durante la Orogenia Brasileña, evidenciada por fajas de deformación milonítica, suturas con remanentes de ofiolitas y núcleos de metamorfitas de alto grado en el sector occidental de las Sierras Pampeanas de Córdoba (Kraemer *et al.*, 1994). Esta sutura marca el límite oriental del terreno Pampia (Ramos y Vujovich, 1993).

La sutura entre Pampia y el basamento de Cuyania está expuesta en las fajas de milonización y deformación dúctil intensa ubicada en el sector

occidental de las sierras de Valle Fértil y La Huerta (Ramos, 1996). Esta sutura se desarrolló alrededor del Ordovícico medio, época en la que se interrumpió el magmatismo asociado a subducción en las Sierras Pampeanas Occidentales (Ramos, 1986, Rapela *et al.*, 1992). De acuerdo con los indicadores cinemáticos, la subducción previa a la colisión habría sido hacia el este (Simon y Rosello, 1990; Vujovich, 1992). Edades Ar/Ar indican una actividad de la sutura hasta los 390 Ma, momento de consolidación definitiva del terreno Pampia (Ramos *et al.*, 1996 a y b).

Cuyania es un terreno compuesto, con suturas internas representadas por una faja ofiolítica de edad Grenville (Ramos *et al.*, 1993, 1996a). Los terrenos amalgamados (Precordillera y Pie de Palo) que formaron Cuyania serían posibles arcos de islas intraoceánicas representados por anfibolitas y gneises (Vujovich y Kay, 1996). Sobre Cuyania se desarrolló una plataforma calcárea de edad cámbrico-ordovícica. Tanto las evidencias paleontológicas como las características isotópicas y geoquímicas de su basamento permiten inferir que este terreno alóctono formó alguna vez parte de Laurentia (Bond *et al.*, 1984; Ramos *et al.*, 1986; Ramos, 1992; Benedetto y Astini, 1993; Astini *et al.*, 1995 y 1996).

Evidencias de esta amalgamación se hallan al oeste del Famatina, en la faja de rocas ultrabásicas ubicada en las Sierras Pampeanas Occidentales. En la sierra de Toro Negro, al norte de la Hoja, hay rocas ultrabásicas con esquistos anfibólicos. Las rocas ultrabásicas continúan hacia el sur en el filo del Espinal y en las sierras de Umango y Valle Fértil, esta última fuera del límite de la Hoja. Giménez *et al.*, (1998) hicieron un perfil gravimétrico y hallaron una anomalía residual de primer orden, paralela a la sierra de Valle Fértil. Por encima de la anomalía se hicieron perfiles magnetométricos y se descubrió que había abundantes cuerpos de alta densidad, que revela otro límite cortical de primer orden, por lo que el basamento que está del lado de Precordillera no se correspondería con el que está del otro lado de la anomalía. Así, la faja de rocas máficas y ultramáficas discontinúa el basamento que tiene la Precordillera con respecto al de las Sierras Pampeanas Occidentales.

El otro tema al que hay que referirse al hablar de la amalgamación de terrenos es qué significa la Faja de Fiambalá. Su prolongación hacia el sur estaría representada en la faja de milonitas de las sierras de Paimán y Copacabana, ubicadas al naciente del Famatina pero un poco al norte de los límites de la Hoja. Para Pérez (1991), estas milonitas contienen

gran cantidad de gabros toleíticos deformados por cizallamiento. Neugebauer y Miller (1996) hicieron un estudio de la petrología y deformación de la continuidad de la Faja de Fiambalá hacia el sur e interpretaron estas evidencias de intensa deformación como un arco de islas que involucraba rocas oceánicas. Esta faja tiene evidencias de intensa deformación, pero no hay una clara afinidad oceánica. A pesar de que estas rocas no son ofiolitas en sentido estricto, indicarían la presencia de una discontinuidad de primer orden y que hay rocas que posiblemente sean de un arco islándico o de las raíces de un arco magmático.

La idea general es que hay por lo menos dos arcos magmáticos y que los dos estaban activos en el Ordovícico inferior a medio, por lo que no podía haber una cuenca de trasarco. Cuando el arco se hallaba en funcionamiento se generaban vulcanitas y plutonitas con un pico en el Arenigiano, formándose rocas en una corteza atenuada de retroarco. Durante el mismo período, en las Sierras Pampeanas había un magmatismo diferente, con una migración del magmatismo de arco. Habría al menos dos eventos de subducción seguidos de colisión para el Paleozoico inferior. Aceñolaza y Toselli (1988) propusieron que la Precordillera (Cuyania) chocó al norte o al sur de su posición actual y luego fue trasladada por transcurrencia. Lo que aparentemente está claro es que hay dos arcos magmáticos independientes: el arco magmático de las Sierras Pampeanas Occidentales y el arco magmático del Famatina.

En el oeste de Cuyania hay remanentes de corteza oceánica ordovícica, representados por secuencias ofiolíticas (Kay *et al.*, 1984; Haller y Ramos, 1984 y 1993; Fauqué y Villar, 2003). Se habrían obducido durante el Devónico al Carbonífero inferior, debido a la acreción del terreno Chilena contra el margen de Gondwana (Ramos *et al.*, 1984 y 1986).

Luego ocurrió una importante fase de deformación y engrosamiento cortical, interpretada por Mpodozis y Kay (1990) como relacionada con la amalgamación del terreno Equis.

Finalmente, en el Mesozoico inferior se produjo la acreción de parte de la cordillera de la Costa, compuesta por el terreno Pichidanguí (Forsythe *et al.*, 1987; Mpodozis y Ramos, 1989).

Toda esta historia de acreciones del basamento originó discontinuidades corticales que controlaron la ubicación de los sistemas de rift en los períodos de extensión (Ramos, 1996). La sutura entre Pampia y Cuyania controló la ubicación de las cuencas durante el Triásico medio a superior (Ramos y Kay,

1991). También la zona de sutura entre Chilenia y Precordillera controló durante esta misma época la ubicación de las cuencas de rift de Cuyo (Ramos, 1992).

5.2. CICLO FAMATINIANO

Como ya se mencionó, sobre Cuyania se desarrolló una plataforma calcárea de edad cámbrico-ordovícica con la típica fauna de *Ollenellus* del Cámbrico inferior desprendida de Laurentia.

Durante el Ordovícico medio a tardío el margen protopacífico se habría comportado como un margen activo asociado a subducción (Ramos *et al.*, 1984) o como un ambiente sometido a rifting (Dalla Salda *et al.*, 1992a). Las sedimentitas cámbrico-ordovícicas fueron deformadas por los movimientos oclóyicos, interpretados como debidos a la colisión de la Precordillera con el Terreno Pampeano (Ramos *et al.*, 1986).

La aproximación del terreno de Precordillera (incluyendo el basamento grenvilliano de las Sierras Pampeanas Occidentales), generó la actividad volcánica en el Famatina. Este es considerado como un arco de islas autóctono o parautóctono, desarrollado entre Gondwana y el terreno de Precordillera. Existen dos interpretaciones, una que en el Famatina se amalgamaron magmatismos provenientes de una doble subducción; o que hayan existido dos arcos, uno en Famatina y otro paralelo al margen gondwánico, que evolucionaron ambos casi coetáneamente en cortezas con diferente engrosamiento.

Mannheim (1993) hizo gran cantidad de análisis químicos y demostró que las rocas del Sistema de Famatina eran una típica secuencia calcoalcalina. Las rocas ácidas aparecen en un 80 o 90 % y eso no es precisamente la característica de un arco islándico, que es predominantemente oceánico y en el que las rocas ácidas representan el 20 % como máximo. Se trata entonces de una corteza continental más vieja y compleja que se atenuó y sufrió magmatismo a los 450-460 Ma, lo que apoya la segunda interpretación.

Cuando se comparan las edades de Famatina con las de Sierras Pampeanas, se advierte que las primeras son ligeramente más jóvenes. En Fiambalá el magmatismo tiene 515 a 480 Ma y más al norte, en Chango Real, tiene 515 Ma a 470 Ma. Aparentemente el magmatismo asociado a subducción tiene su pico en los 460 Ma en Famatina, lo que indica que la subducción en esta región permaneció activa más tiempo que en las Sierras Pampeanas, quizás 10 o 15 Ma más.

La deformación Chánica se registra en los depósitos eopaleozoicos del borde occidental de la Precordillera y es interpretada como producto de la colisión del terreno alóctono de Chilenia (Ramos *et al.*, 1984 y 1986). Para González Bonorino y González Bonorino (1991), durante el eopaleozoico el borde occidental de la Precordillera evolucionó como un basamento autóctono afectado por atenuamiento cortical.

5.3. CICLO GONDWÁNICO

El Ciclo Gondwánico se relaciona con un orógeno de tipo andino que se desarrolló a lo largo del paleomargen occidental de la Cordillera de Los Andes (Ramos, 1988; Mpodozis y Ramos, 1989). Este orógeno habría estado activo hasta la mitad del Pérmico. A partir de ese momento, una disminución en la velocidad de convergencia condujo a un régimen extensional generalizado que caracterizó el Pérmico tardío y el Triásico (Ramos, 2000).

Cuencas sedimentarias

Según Limarino *et al.*, (1999), las cuencas Paganzo y Río Blanco constituyeron dos importantes áreas de acumulación durante el Paleozoico superior. La primera, desarrollada en un área más estable y con sedimentación predominantemente continental, recibió sedimentos desde el Carbonífero medio hasta probablemente el Pérmico medio. Hacia el oeste, la cuenca Río Blanco, emplazada en un área mucho más móvil y con sedimentación predominantemente marina, se desarrolló desde el Carbonífero inferior hasta fines del Carbonífero superior, cuando se produjo el derrame de las volcanitas del Grupo Choiyoi. La protoprecordillera habría constituido un arco positivo, de orientación norte-sur, que separó parcialmente ambas cuencas. Sin embargo, habría tenido importancia como elemento orográfico positivo en el Carbonífero medio, aunque a partir del Carbonífero superior fue perdiendo expresión paleogeográfica. Sobre la base de las superficies de discontinuidad, las características del relleno sedimentario y la actividad magmática asociada, se ha dividido el relleno sedimentario de estas cuencas en tres etapas.

Etapas sinorogénica: Corresponde a los sedimentos depositados entre el Devónico superior y fines del Carbonífero inferior. Durante este intervalo se depositaron en la cuenca Río Blanco las potentes series incluidas en el Grupo Angualasto y en las formaciones Punilla y Jagüé, que tienen importantes truncamientos en los patrones sedimentarios contro-

lados por la actividad orogénica y los cambios en el nivel del mar. Durante este lapso se habría producido la formación de la protoprecordillera, no habiéndose generado aún la cuenca Paganzo. Esta etapa se encuentra limitada en su base por los movimientos de la fase Chánica y en su techo por los de la fase Río Blanco (Fauqué y Limarino, 1991).

Etapa de cuenca de antepaís: Caracterizada por el desarrollo de una importante cuenca de antepaís fracturado representada por la cuenca Paganzo, esta etapa se extiende desde el Carbonífero medio hasta el Carbonífero superior. Está representada por las cuencas Paganzo y Río Blanco, aunque con elementos litológicos bien diferenciados. Mientras que en la cuenca Río Blanco y en la parte más occidental de Paganzo (área de la Precordillera de La Rioja) tuvo lugar el derrame de importantes efusiones mesosilícicas y ácidas con sedimentación volcanoclástica y clástica asociada (Formación Punta del Agua y parte baja de la Formación Río del Peñón, ambas aflorantes inmediatamente al norte del límite de la Hoja), en la cuenca Paganzo se produjo la deposición de potentes secuencias glaciares, glacialustres y fluviales postorogénicas que cubrieron la mayor parte de la cuenca (formaciones Guandacol y Tupe y sus equivalentes).

Etapa de extensión: Hacia fines del Carbonífero y principios del Pérmico tuvo lugar un importante cambio en el régimen tectónico del área y la instauración de un régimen extensional responsable del derrame de lavas basálticas alcalinas, de una menor tasa de subsidencia y de movimientos localizados en sectores de borde de cuenca, que produjeron la ampliación de las áreas depositacionales. Estratigráficamente corresponden a este intervalo la Formación Solca (no aflorante en el área de la Hoja Villa Unión), la parte más baja de la Formación Patquía y la parte superior de la Formación Río del Peñón y su equivalente dentro de la Hoja, la Formación Panacán. Dentro de la cuenca Río Blanco esta etapa está representada por la Formación Ranchillos, aflorante al noroeste del límite de la Hoja.

Actividad magmática

La actividad magmática en la región es el resultado del reinicio de la subducción en el Carbonífero superior, localizada en una posición más occidental que la que tuvo durante la probable colisión ordovícica (Llambías y Caminos, 1987; Llambías *et al.*, 1991).

Según Llambías (1999), el marco tectónico de este magmatismo consiste en una fuerte inestabili-

dad de la corteza propia de las regiones orogénicas, favorable para el desarrollo de arcos magmáticos. El modelo es el de una subducción de litósfera oceánica simple por debajo del continente, con desarrollo de un arco magmático y de fases orogénicas episódicas.

Esta actividad magmática se halla representada por importantes episodios volcánicos y plutónicos. De acuerdo con Rapella y Llambías (1999), constaría de varios episodios mayores:

Carbonífero inferior-Pérmico inferior: representado por un magmatismo orogénico, predominantemente plutónico de tipo cordillerano, que finalizó con la fase orogénica San Rafael. Aflora en la Cordillera Frontal y en el Bloque de San Rafael.

Pérmico inferior-Triásico inferior a medio: generado a posteriori de la fase San Rafael en la Cordillera Frontal y en el Bloque de San Rafael. En el área de la Hoja y cercana a ella está representado por plutonismo granítico s.s. y calderas riolíticas.

Triásico superior-Jurásico inferior: se halla desarrollado principalmente en el Macizo Norpatagónico, en el área precordillerana de Río Negro y Chubut y en el Macizo del Deseado.

En el área correspondiente a la Hoja Villa Unión o en áreas cercanas, están representados los dos primeros episodios.

El magmatismo del Carbonífero inferior se manifiesta por intrusivos pequeños de composiciones intermedias reconocidos en la Cordillera Frontal, con la Granodiorita Tabaquito (Sato *et al.*, 1990), aflorante inmediatamente al oeste del área de la Hoja; en la Precordillera de La Rioja y San Juan, está representado por los intrusivos de la sierra del Leoncito, cerro Las Tunas y Potrerillos y en las Sierras Pampeanas Occidentales, con el granito de Los Guandacolin (Varela *et al.*, 1996) y del cerro Veladero (Cingolani *et al.*, 1993).

Además, en la Precordillera de San Juan y La Rioja, cercanas al límite de la Hoja, hay secuencias volcánicas sedimentarias correspondientes a este ciclo, representadas por la Formación Punta del Agua (Fauqué y Caminos, 2006).

De acuerdo con Llambías (1999), la extensión de este magmatismo a lo largo de Cordillera Frontal, Precordillera y Sierras Pampeanas indica que el arco atravesaba distintos terrenos que ya habían adquirido, en el Carbonífero, una configuración similar a la actual, aprovechando además este magmatismo el límite entre los terrenos mencionados para el ascenso del magma.

El magmatismo del Pérmico-Triásico inferior, desarrollado luego de la fase San Rafael, tuvo una

intensa actividad entre los 280 y 240 Ma, tanto a lo largo del cinturón orogénico, ubicado en el borde occidental del Gondwana, como en el antepaís (Llambías 1999). Según este mismo autor, su emplazamiento supracortical hace que sean frecuentes en él los complejos plutónico-volcánicos.

En el cinturón orogénico los afloramientos más importantes corresponden a la Cordillera Frontal y al Bloque de San Rafael. En la primera constituyen batolitos como el de Colangüil, ubicado en las cercanías del límite oeste de la Hoja Villa Unión, y plutones aislados como los granitos de la sierra del Peñón, los pórfidos del cerro Carnerito y los granitos de la sierra de Veladerito, todos ellos aflorantes en la Hoja Tinogasta, ubicada al norte de la Hoja Villa Unión. Las vulcanitas del Grupo Choiyoi no afloran dentro del área de estudio, existiendo a esta latitud amplios afloramientos ubicados más al noroeste, oeste y sudoeste, respectivamente, en las Hojas Pastillos, Malimán y Rodeo.

Ciclo extensional Gondwánico (Triásico-Jurásico)

Como resultado de las orogenias paleozoicas quedó amalgamado un núcleo cratónico central o Pangea, que fue afectada por un régimen extensional vinculado con la completa cesación de la subducción a lo largo del margen del supercontinente (Kay, 1993). Las altas anomalías térmicas producidas por el *blanketing* del manto durante la formación de los supercontinentes (Anderson, 1982), controló su ruptura y la dispersión de los distintos bloques. Así, extensas áreas del basamento andino y zonas adyacentes fueron sometidas a un importante régimen extensional durante el Triásico (Charrier, 1979).

El inicio y desarrollo de la estructura de rift fue contemporáneo con efusiones volcánicas del Grupo Choiyoi en la Cordillera Frontal (Kokogian y Mancilla, 1989). Allí, a la fase Sanrafaélica le siguió un importante magmatismo ácido expresado en la parte superior riolítica del Grupo Choiyoi. Según Ramos y Kay (1991), el plateau riolítico estaba sólo localmente asociado con una extensión activa, pero Rodríguez Fernández *et al.*, (1995) citaron un importante desarrollo de fallamiento extensional concomitante con la depositación del Grupo Choiyoi, evidenciado por generación de sedimentación sinextensional.

La ubicación de las cuencas fue controlada por la existencia de importantes líneas de debilidad previas, representando típicos rift episuturales, que se emplazaron por lo general en la placa superior de antiguas suturas paleozoicas (Ramos, 1996).

Los sistemas de rift ubicados en el borde occidental de las Sierras Pampeanas, se instalaron en el labio superior de la sutura, entre los terrenos de Cuyania y Pampia. Corresponden a las cuencas de Ischigualasto, Marayes, Salinas y Beazley. Sus secuencias están muy bien representadas, dentro de la Hoja Villa Unión, en el cerro Bola y su continuación al sudeste en el cordón de la sierra Morada.

Entre los terrenos de Cuyania y Chilenia se ubica la cuenca de Cuyo (Rolleri y Criado Roqué, 1969), que continúa hacia el sur en la subcuenca de Alvear (Vicente, 1975). En dirección norte los depocentros están bien desarrollados entre Calingasta y Barreal, donde las secuencias triásicas han sido descritas, entre otros, por Stipanovic (1957, 1983) y Strelkov y Álvarez (1984).

Más al norte, reducidos afloramientos del Triásico se hallan sobre ambos márgenes del río Blanco, que con rumbo norte-sur corre inmediatamente al oeste de la Hoja Villa Unión. Continuando en la misma dirección, en el sector occidental de la Hoja Tinogasta (al norte de la Hoja Villa Unión) aparecen las sedimentitas de la Formación Santo Domingo, asignadas al Triásico superior-Jurásico inferior, en las que se intercalan escasos y delgados niveles basálticos. Según Ramos y Kay (1991), en casi todas estas cuencas de rift han podido identificarse coladas de basaltos alcalinos de intraplaca.

5.4. CICLO ÁNDICO

Durante el Cenozoico los movimientos del Ciclo Ándico (Groeber, 1929, 1951) produjeron la estructuración definitiva de las distintas morfoestructuras que componen los cordones montañosos de la región. De oeste a este, estos son la Cordillera Frontal, la Precordillera riojano-sanjuanina, las Sierras Pampeanas Occidentales y el Sistema de Famatina. Actualmente, Ramos (2000) dividió este ciclo en dos estadios diferentes con características propias: un subciclo paleógeno, que según el mismo autor alcanzó su máxima expresión en los movimientos Incaicos (Steinmann, 1919) y un subciclo neógeno, con sus movimientos principales asociados a los movimientos Quechuas, en el sentido de Ramos (1988). Ambos subciclos están controlados por las variaciones de velocidad de convergencia relativa entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana.

Los procesos involucrados varían en los distintos segmentos de la cordillera. El segmento de transición (26°-30° S), en el que se halla ubicada la Hoja Villa Unión, registra el pasaje de un volcanis-

mo de arco activo en el sector norte, a un cese del arco magmático en el sector sur. La diferencia se observa a partir del Mioceno superior, cuando cesa el volcanismo (5.3 Ma).

La actividad volcánica se inicia en el Oligoceno superior-Mioceno inferior. El frente volcánico se ubicó a lo largo de la Cordillera Principal, produciéndose, con la paulatina horizontalización de la placa, la migración de la actividad hacia la Precordillera (Formación Cerro Morado) y las Sierras Pampeanas, generando el levantamiento de éstas.

La migración del volcanismo hacia el este está asociada con un desplazamiento del frente orogénico en esa dirección, que a su vez produjo una migración de las cuencas de antepaís y sus depocentros a partir del Mioceno inferior (Jordan *et al.*, 1997). La cuenca de antepaís se rompió durante el Plioceno superior, segmentando la cuenca original mediante el levantamiento de bloques del basamento.

El volcanismo no migró en forma homogénea, sino concentrándose en lineamientos volcánicos. La actividad volcánica del Famatina, predominantemente pliocena, está controlada por la migración de este volcanismo.

La deformación cenozoica de la comarca asociada con el ciclo neógeno, se caracteriza por: a) una inversión tectónica positiva de las cuencas y estructuras gondwánicas, que elevó bloques limitados por fallas inversas de alto ángulo y corrimientos en el antepaís; b) la existencia de estructuras paleozoicas transversales y oblicuas al orógeno que originó una segmentación morfotectónica longitudinal; c) la reactivación de estructuras chánicas y sanrafaélicas en la faja precordillerana; d) migración hacia el este del frente de deformación, en conjunción con la horizontalización progresiva de la placa subductada, desde el Mioceno (Ramos y Cortés, 1993).

Las sucesiones continentales neógenas del ámbito cordillerano son depósitos sinorogénicos (Yrigoyen, 1993) de cuenca de antepaís, vinculados con el ascenso tectónico de frentes montañosos. Los depósitos sinorogénicos del segmento central (27°-33° S), en el que se halla la Hoja, corresponden al sector norte del segmento de subducción subhorizontal, que incluye el sistema de Cordillera Principal, Cordillera Frontal, Precordillera, Sistema de Famatina y Sierras Pampeanas, originando numerosos depocentros y las secuencias cenozoicas más potentes de la Argentina.

Dentro de la Hoja se halla el extremo sur de la cuenca de Vinchina (Ramos, 1970), que actuó como depocentro desde los 10 Ma, por lo que registra tanto los depósitos sinorogénicos relacionados con

la estructuración de la Cordillera Frontal, como los más modernos, del pie oriental del Famatina (Ramos, 2000). Según este autor, registra los mayores espesores para el Neógeno de la región andina (10.260 m). La secuencia está compuesta por las formaciones Vinchina y Toro Negro en la sierra de Los Colorados (Hoja Tinogasta) y más al sur, dentro de la Hoja Villa Unión, por las formaciones Puesto La Flecha, Vallecito, Vinchina, Zapallar y El Corral. Las secuencias analizadas en sentido longitudinal verifican el diacronismo de los levantamientos, a los 7,3 Ma comenzó el levantamiento de la sierra del Espinal, a los 4,3 Ma se produjo un rápido levantamiento de la sierra de Toro Negro y posteriormente, en el Plioceno superior se levantó la sierra de Famatina, fragmentando la cuenca de Vinchina en dos depocentros ubicados al este y al oeste de esa sierra.

6. RECURSOS MINERALES

La mineralización más importante en la hoja Villa Unión es neógena, miocena a pliocena. En Precordillera se destaca el distrito Gualcamayo con cuerpos mineralizados auríferos epitermales y skarn en calizas, cuerpos de skarn de molibdeno y de hierro. La mineralización de Au y Ag es la más importante y está en explotación. También en Precordillera se encuentra el distrito cuproaurífero Guachi.

En la sierra de Famatina (provincia geológica de Famatina) está el pórfido de cobre molibdeno Nevados de Famatina y vetiformes epitermales de baja sulfuración asociados, vetas de cobre y oro (La Mejicana, Los Bayos), aurífero (El Oro) y polimetálicos (Cerro Negro, Caldera).

La mineralización metalífera de la hoja comprende también el importante distrito La Helvecia, en la zona de Guandacol, provincia de La Rioja. El depósito MVT (Mississippi Valley Type, Modelo 9c) contiene mineralización de cinc, plomo, plata y baritina en calizas de la Formación San Juan. El distrito incluye también mineralización de uranio (Urcuschun, Urcal, La Sonia, La Marthita). Este sector es conocido como distrito Guandacol en las prospecciones de uranio realizadas por la Comisión Nacional de Energía Atómica. Otros sectores importantes con mineralización de uranio son el distrito Sañogasta-Cuesta de Miranda (minas San Sebastián y Santa Brígida, entre otras) y el distrito Jáchal, cuyos depósitos más importantes son Cerro Áspero y Chepical.

La mineralización de wolframio está representada por los cuerpos mineralizados vetiformes

agrupados en el distrito Sañogasta (minas La Josefa, El Rico, Grupo El Chacho y Milagros).

En la hoja Villa Unión hay numerosos depósitos no metalíferos. Entre los más destacados se puede mencionar la mineralización de baritina (distrito La Helvecia, Grupo La Puntilla y manifestaciones de la zona de Talampaya) a la que se asocia mineralización de estroncio (celestina).

Los depósitos de pirofilita y sericita de la quebrada El Chuschín y Del Cosme constituyen los únicos depósitos explotados de estos minerales en el país.

Las manifestaciones de grafito en Villa Unión, cuyas minas más importantes son Las Catas y Los Dos, constituyen pequeños depósitos no rentables.

Hay además depósitos de arcillas, calizas, vermiculita y granate.

Las manifestaciones de carbón son las de Villa Unión: minas La Negra, Cortadera y Victoria, localizadas en la Formación Guandacol, de edad carbonífera.

6.1. DEPÓSITOS DE MINERALES METALÍFEROS

COBRE - MOLIBDENO

Nevados del Famatina

El depósito se localiza en el flanco oriental de la sierra de Famatina, a 30 km al ONO de Chilecito, en la provincia de La Rioja. La alteración hidrotermal comprende un área de 25 km² e incluye también los depósitos vetiformes La Mejicana y Los Bayos, como así también Los Bayitos, al norte, en la hoja Tinogasta.

Marcos y Zanettini (1981), estimaron recursos de 300 Mt con 0,37% de Cu, 0,06 % de Mo y 0,9 % de Ag.

Los depósitos vetiformes relacionados a los yacimientos diseminados han sido trabajados desde el siglo XIX. Desde la década del 60 del siglo XX los pórfiros de cobre y molibdeno han sido explorados por el Estado Nacional y Provincial. La Secretaría de Minería de la Nación y posteriormente la Dirección Nacional de Fabricaciones Militares desarrollaron tareas de exploración geoquímica, geofísica y más de 10.000 m de sondeos.

Han estudiado este distrito, entre otros Marcos y Planas (1975), Mallimacci y Centeno (1981), Mallimacci *et al.*, (1981), Mallimacci y Ríos Gómez (1982), Marcos y Zanettini (1981), Losada-Calderón (1992), Losada-Calderón y Mc Phail (1996), Brodtkorb *et al.*, (1996) y Lurgo Mayón (1999).

Los cuerpos mineralizados de cobre y molibdeno se extienden desde Los Bayitos al norte hasta Los Bayos y Portezuelo de Illanes en el sur. La Estrechura, en la parte central, con importantes concentraciones de molibdeno. Otros cuerpos mineralizados son, además de los mencionados: Portezuelo Puma y Caballo Muerto.

En la zona aflora la Formación Negro Peinado de edad cámbrica, compuesta por limolitas predominantes y cuarcitas, con metamorfismo regional de bajo grado. Esta unidad está intruida por la Formación Ñuñorco (Ordovícico-Devónico inferior), constituida por granitos. Ambas unidades están cubiertas en discordancia por la Formación Patquía, de edad pérmica, compuesta por rocas sedimentarias continentales. La Formación Mogote, constituida por cuerpos y diques y brechas de composición dacítica y riódacítica, de edad pliocena intruye a las unidades más antiguas y está relacionada con los procesos de alteración hidrotermal y la mineralización en la zona. Conglomerados polimícticos con aporte predominante de la Formación Mogote, se depositan sobre las unidades anteriormente descriptas.

La estructura del área está representada por fallas de rumbo norte- sur que definen bloques con alturas mayores hacia el oeste. Estructuras de rumbo este-oeste están relacionadas con los depósitos vetiformes de La Mejicana.

Las alteraciones se disponen sin un ordenamiento definido, con superposiciones entre los distintos tipos. Comprenden zonas de alteración potásica, filica, arcilloso - alunítica, propilítica y silícea. La alteración potásica afecta a los sectores Portezuelo de Illanes, Río del Oro, Quebrada del Puma y Quebrada de La Alumbra. La alteración filica se presenta en todas las litologías. La alteración arcilloso - alunítica se encuentra particularmente en los pórfiros y también en las sedimentitas ordovícicas. La alteración propilítica tiene escasa magnitud y se halla en el borde oriental de la zona. La alteración silícea afecta principalmente a los pórfiros en forma masiva, como así también a las sedimentitas ordovícicas.

La mineralización hipogénica está representada por calcopirita, molibdenita, piritita, enargita, famatinita, tetraedrita, esfalerita, galena, magnetita y bornita. Entre los minerales supergénicos se han hallado calcosina, covellina, limonitas, minerales oxidados de cobre y ferrimolibdita.

Estudios de inclusiones fluidas han dado temperaturas de homogeneización: 200°C-375°C y 240°C-390°C; salinidad: 2-8 % y 34,5 % en peso eq, de Na Cl respectivamente en inclusiones ricas en líquido.

250°C - 420°C y 4-5% en soluciones ricas en vapor. (Losada Calderon y Bloom, 1990)

Dataciones realizadas por Losada Calderón y Mc Phail (1996) en dacitas de la Formación Mogotes, método Ar/Ar: 5,0 + 3Ma (alteración potásica en biotitas) y 3,8 + 0,2 Ma alteración cuarzo-sericitica.

El modelo genético del distrito Nevados del Famatina corresponde al de una mineralización de tipo pórfiro.

Guachi (Cu, Au)

El distrito cupro-aurífero Guachi está localizado en la Precordillera, en el norte de la provincia de San Juan, departamento Jáchal. Comprende esencialmente tres sectores o zonas: a) central, aurífera, donde se localizan vetas de cuarzo que fueron explotadas antiguamente: minas Riscos, Potro, Oro Blanco, Sentasón, Oro Rico y zonas de alteración con mineralización diseminada; b) zona oeste: cerro Los Jachalleros, donde hay vetas cupríferas de rumbo este - oeste y nordeste: minas Santa Filomena y Dolores y c) zona norte, en el cerro Los Caballos: mina La Sanjuanina, integrada por cuatro vetas auríferas de rumbo nordeste y una noroeste. Este último sector está ubicado a 1,5 km de los dos restantes. Las coordenadas de la zona central son: S29° 55' 15" y O68° 51' 00".

Furque (1963) basado en Angelelli (1950) destaca que existen antecedentes muy antiguos de explotaciones de oro en Guachi y algunas explotaciones esporádicas en el siglo XIX. A mediados del siglo XX se extrajo mineral que fue tratado en una planta en Villa Mercedes, Jáchal. El antiguo laboreo subterráneo se encuentra aterrado. Realizaron estudios de este distrito: Monchablón, 1956; Wetten, 1959; Rodríguez Murillo, 1977; Angelelli, 1984; JICA-MMAJ, 1998.

La zona de alteración posee 2 km de largo y presenta abundantes limonitas. Se desarrolla una zona central silicificada. La mineralización está alojada en vetillas múltiples, de rumbo norte sur, noroeste y nordeste. De acuerdo con los estudios de inclusiones fluidas de dos muestras (JICA-MMAJ, 1998) la temperatura de homogeneización es de 182 - 237°C y 284 - 317°C; mientras que la salinidad es de 29,9 y 2,7 % en peso de NaCl respectivamente.

La zona central del distrito comprende numerosas vetas con espesores que van del centímetro al metro. La mineralización está constituida por cuarzo, pirita aurífera y en menor proporción blenda, galena y calcopirita (Angelelli, 1984). Las leyes históricas de este sector están entre 1,5 y 22 g/t Au y 20 a 179 g/t de Ag.

De acuerdo a los resultados proporcionados por JICA-MMAJ (1998), la zona silicificada tiene valores de 0,36 g/t de Au, 1 a 78 g/t de Ag y 0,02 a 1,35% de Cu.

La zona Oeste está integrada por un sistema de vetas múltiples radiales. Son vetas angostas con corridas de hasta 300 metros. La mineralización está compuesta por pirita, calcopirita, oro, cuarzo, malaquita, azurita, limonitas, galena. La zona de oxidación tiene 10 m de profundidad. Las leyes promedios son 6,16% de Cu, 14,9 g/t de Au y 48,4 g/t de Ag (Monchablón, 1956; Rodríguez Murillo, 1977)

En la mina La Sanjuanina, Las vetas tienen corridas de hasta 300 metros y potencias de 0,6 hasta 2,3 metros. La mineralización consiste en cuarzo con pirita aurífera, asociada con galena, blenda y calcopirita, limonitas, calcita y yeso. El oro libre se encuentra en los óxidos e hidróxidos de hierro. Wetten, 1959, realizó un muestreo en la mina La Sanjuanina y obtuvo leyes de 2,3 a 18 g/t de Au y 4,7 a 330 g/t de Ag.

La mineralización está relacionada con cuerpos intrusivos dioríticos y dacíticos de edad terciaria intruidos en sedimentitas devónicas y carboníferas y rocas volcánicas andesíticas de la Formación Cerro Morado de edad terciaria (Limarino *et al.*, 2002). La cobertura volcánica buza suavemente hacia el noroeste mientras que al este ha sido erosionado, principalmente en el arroyo Agua Amarga, donde afloran rocas intrusivas fuertemente alteradas (Rodríguez Murillo, 1977).

JICA-MMAJ (1998), concluye que el sistema parece corresponder a un yacimiento epitermal de baja sulfuración que se desarrolla en las profundidades de alta sulfuración.

COBRE - ORO - PLATA

La Mejicana

El distrito La Mejicana se localiza en el faldeo oriental del Nevado de Famatina, al oeste de la localidad de Famatina, a 35 km al norte de la ciudad de Chilecito, provincia de La Rioja.

Está integrado por un sistema de vetas entre las que se destacan: Upulungos y San Pedro subparalelas, de rumbo OSO; con corridas de 350 m y 270 m respectivamente. El espesor promedio de la primera es de 0,90 m, mientras que San Pedro tiene espesores de 0,35 a 0,5 metros. Otras vetas son: Andeuzá, Esperanza, Placilla, White, Atacama y La Verdiona.

Las leyes en las vetas Upulungos y San Pedro: 3,75% - 11,85% Cu; 10 - 20 g/t Au y 100 g/t de Ag.

(Brodtkorb y Schalamuk, 1999). Tabachi, 1953, determinó 134.400 t de reservas con 0,88% de Cu; 4,8 g/t Au y 58,9 g/t de Ag. (Con potencia media de 1,3 m). Vitteau (1910) aportó los siguientes valores: veta San Pedro: 2,75 % de Cu y 300 g/t de Ag.

Los antecedentes de explotación del distrito se remontan al siglo XIX. Desde 1860 a 1867 se procesó la mena de las vetas Upulungos de la mina La Mejicana en la fundición de Guandacol (Vitteau, 1910). En 1903 se construyó el cablecarril que une Upulungos con Chilecito. Se trataron 20.000 t de mineral de cobre rico en oro. Se han desarrollado laboreos subterráneos en cinco y seis niveles, hasta unos 200 m de profundidad.

Las vetas están encajadas en las lutitas de la Formación Negro Peinado, de edad cámbrica. Esta unidad está intruida por granitoides ordovícicos-devónicos (Formación Ñuñorco). Completan la geología de la región diferentes unidades sedimentarias del Paleozoico superior y Mesozoico. Durante el Plioceno se intruyeron cuerpos de dacitas y riocitas que constituyen la Formación Mogote.

La mineralización del distrito está constituida por enargita, famatinita, traedrita-tennantita, calcopirita, pirita, escasa esfalerita y galena. Otros minerales son: bornita, oro nativo, goldfieldita, mawsonita, colusita, bournonita, estannita, minerales de bismuto, marcasitas y teluros de oro y plata (Brodtkorb y Klem, 1980; Losada Calderon y Bloom, 1990; Brodtkorb y Paar, 1993; Losada Calderón y Mc Phail, 1996; Paar *et al.*, 1998)

Estos depósitos son vetiformes auríferos periféricos al pórfido de cobre molibdeno Nevados del Famatina.

La mineralización está vinculada a la Formación Mogote, de edad pliocena. El modelo es epitermal.

Los Bayos

El distrito Los Bayos está constituido por las vetas San Pedro, Victoria, Vizcachita, Esperanza, Irlandesa, Catalina y Alberto. Esta ubicado a 2 km al SE del distrito La Mejicana.

La veta San Pedro, la más importante del distrito, ha sido trabajada mediante cinco galerías, totalizando más de 700 m de labores subterráneas. Ha registrado explotaciones desde 1896. En 1908 se extrajeron 1.812 t (Angelelli, 1984).

Las leyes medias según Vitteau (1910) fueron de 2,75% de Cu y 300 g/t de Ag.

En la zona aflora el pórfido dacítico de la Formación Mogote, de edad Pliocena. Está afectado por una alteración argílica, alunítica y silíceo sericítica. Las vetas se emplazan en esta unidad.

Las vetas tienen rumbo N 22° O, con inclinación al E. Los espesores son variables, conformando clavos de hasta 80 m con espesores de hasta 6 metros.

La mineralización consiste en enargita, famatinita, calcopirita, tetraedrita, pirita, cuarzo, alunita neodigenita. Las texturas son bandeadas, en cocarda, coloforme y drusiforme (Angelelli, 1984).

El depósito es de edad pliocena y el modelo es epitermal de alta sulfuración.

CROMO - NÍQUEL

En el inventario de recursos minerales meta-líferos (Godeas *et al.*, 1999) se incluyen varios indicios con mineralización de cromo níquel, relacionadas con rocas ultrabásicas del basamento metamórfico de Sierras Pampeanas Occidentales, de edad precámbrica. Ninguna de estas manifestaciones tiene importancia económica.

HIERRO

Gualcamayo

En el distrito Gualcamayo hay mineralización de hierro representada por las minas La Abundancia y Quebrada Amarilla.

La Abundancia

Situada en la quebrada de Gualcamayo, a 110 km al norte de Jáchal, provincia de San Juan. Se accede por ruta nacional 40. El yacimiento está a 23 km al oeste de la ruta mencionada.

Destinado a la mina de carbón de Río Turbio, se lo utilizó para la preparación de medios densos para el lavado del carbón. Se ha explotado a cielo abierto en los años 70 del siglo XX.

Las reservas estimadas por IATASA (1972) alcanzan las 37.000 t hasta una profundidad de 30 metros. Muestreos realizados por Aluvión S. R. L. (Angelelli, 1984) aportan registros de 54,7 a 56,4 % de Fe.

El entorno geológico de los depósitos ferríferos se caracteriza por los afloramientos de rocas calcáreas ordovícicas (Formación San Juan) intruidos por una granodiorita y pórfidos dacíticos de edad terciaria. Las rocas ígneas han producido metamorfismo de contacto (skarn con minerales de epidoto y anfíboles).

La mineralización se emplaza en una zona de fracturación. Comprende un cuerpo mineralizado principal de 35 m de largo por 15 m de potencia y otros menores.

La mineralización está constituida por magnetita, pirita, calcopirita con ganga de cuarzo y silicatos ferrocálcicos.

Una datación K/Ar en biotita de la granodiorita porfirica de la mina La Abundancia, realizada por JICA-MMAJ (1999), arrojó una edad de $6,9 \pm 0,1$ Ma. El modelo del depósito corresponde a un skarn de hierro.

Quebrada Amarilla

Situada en la quebrada Amarilla en la zona de Gualcamayo, a 110 km al norte de Jáchal, provincia de San Juan. Se accede por ruta nacional 40. Este sector mineralizado está a 1,5 km al SO de la mina La Abundancia.

Ha sido explorada por Borelli (1979). Este autor sostiene que las manifestaciones ferríferas se emplazan en el skarn en el entorno del stock dacítico tonalítico terciario que intruye las calizas de la Formación San Juan.

Las reservas estimadas por Borelli (1979) se distribuyen según el cuadro al pie de página.

La mineralización ferrífera comprende dos sectores: 1) faja EO, en la que el cuerpo mineralizado tiene 325 m de corrida y 3 a 9 m de potencia. Las leyes alcanzan valores de hasta 49,2% y 2) faja NNE, con dos niveles, el superior de 100 m y el inferior de 150 m, con potencias de hasta 12 m y leyes de hasta 31,8% de Fe.

MOLIBDENO

La mineralización de molibdeno más importante en el área de la hoja es el pórfiro de cobre molibdeno Nevados de Famatina (La Estrechura). Este depósito ha sido descrito en items anteriores. Contiene más de 300 Mt con leyes de 0,13 a 0,17 % de Mo.

En el distrito Gualcamayo se destacan las manifestaciones en las quebradas El Rodado y Varela relacionadas con un cuerpo intrusivo de edad terciaria.

El Rodado y Varela

El Rodado y Varela constituyen manifestaciones de molibdenita que se localizan en las quebradas homónimas, en el distrito Gualcamayo, departamento de Jáchal, provincia de San Juan, a 50 km al

N de la localidad de Jáchal y unos 30 km al SO de Guandacol.

De acuerdo a un estudio realizado por Borelli (1979) en la zona aflora un stock dacítico tonalítico de edad terciaria, de 2,5 km de largo y 400 m de ancho que intruye a las calizas de la Formación San Juan, con eje principal de rumbo NO. El intrusivo ha producido una aureola de skarn en las calizas compuesto por granate y piroxeno. En la roca ígnea existen rocas alteradas, silicificadas y feldespaticadas. La mineralización de molibdeno se localiza en vetas de cuarzo, diacclasas y venillas en las zonas alteradas del cuerpo intrusivo y también como fina disseminación en el skarn. La mineralización está representada por molibdenita, acompañada de magnetita, hematita, calcopirita, pirrotina, piritita, blenda y cuarzo.

Borelli (1979) definió cuatro cuerpos mineralizados que suman 6.250 t (probable más posible) con 15.000 kg de Mo. Las leyes varían de 0,185 % y 0,265 %.

De acuerdo a la edad de los intrusivos, la edad de las manifestaciones de molibdenita es miocena.

ORO

El depósito aurífero más importante en el ámbito de la hoja es el yacimiento Gualcamayo, el único que actualmente se encuentra en explotación.

Otros distritos importantes son La Mejicana en el cordón de Famatina y Guachi en La Precordillera. Estos distritos auríferos asociados a cobre han sido descritos en items anteriores. En Famatina también se localiza el distrito El Oro.

Otra manifestación de menor importancia en la Precordillera es la mina El Pescado.

El Oro

El distrito El Oro es un depósito vetiforme de oro y cobre compuesto por 21 vetas. Está localizado en el faldeo oriental del macizo de Famatina, en la confluencia de la quebrada La Peregrina con el río Oro, a 32 km al oeste de la ciudad de Chilecito, provincia de La Rioja.

El yacimiento ha sido trabajado desde 1936. El laboreo de exploración y explotación totaliza más de 4.000 m en varios niveles. En el periodo 1941 – 1943 se explotaron 67.000 t con leyes de oro de 9 a 14,4 g/t de Au y 0,28 a 0,35 % de Cu que fueron tratadas en una planta de amalgamación y flotación instalada en la mina. En el periodo 1959-1964 se produjeron 199 kg de Au fino y 2.559 t de concentrados de cobre aurífero (Angelelli, 1984). Las leyes de oro

Sectores	RESERVAS		ley
	Faja EO	probables	
posibles		319.000	21,9 % Fe
Faja NNE	posibles más		17 a 26%
	probables	36.650	Fe
TOTALES		495.650	

alcanzan valores medios de 17 a 20 g/t en las vetas Marí y Clara. La veta Kimberley registró leyes de 15 a 16 g/t de Au.

Según Brodtkorb y Schalamuk (1999) se extrajeron unas 170.000 toneladas. Passarello *et al.*, (1992) estimó en más de 200.000 t, con leyes de 5,8 g/t de Au y 0,37% de Cu.

Según Bassi (1953) el yacimiento es un sistema de 21 vetas con dos direcciones predominantes: NS y NO. La mayoría de las vetas tienen dirección NS. Se destacan las vetas Clara, Berta y María; Kimberley B, Santa Bárbara, Patricia, Antigua y Lucía. Los buzamientos varían de 80° al oeste a verticales. La de mayor extensión es la veta María (1000 m). Las otras vetas tienen corridas desde 150 a 400 metros. La veta Kimberley se extiende con rumbo NO, anastomosada con las vetas Patricia Antigua y Kimberley B en su extremo sudeste, mientras que en el extremo noroeste es rechazada por la veta María. Tiene una longitud de 1.100 metros. La potencia de las vetas es variable: entre 0,65 y 2,5 metros. Las vetas se emplazan en el contacto entre el granito (Formación Ñuñorco) y sedimentitas metamorizadas (hornfels) de la Formación Negro Peinado. En el contacto con las vetas se ha desarrollado la alteración silíceo y sericitica, cloritización y epidotización. El granito ha sido intruido por dacitas y andesitas de edad pliocena (Formación Mogote).

La mineralización está compuesta por hematita, pirita, calcopirita, oro en ganga de cuarzo y siderita. Como minerales secundarios se observan limonitas, malaquita y materiales arcillosos. Predominan las texturas bandeadas, en peine y brechosa.

La mineralización es hidrotérmica y está vinculada al magmatismo plioceno de la Formación Mogote.

El Pescado

La manifestación El Pescado está ubicada a unos 35 km al norte de la ciudad de Jáchal, en la Aguada del Pescado, departamento de Jáchal, provincia de San Juan. Fue descubierta en 1876. Las labores antiguas (fines del siglo XIX) consisten en rajos de hasta 10 m de profundidad y chiflones (Ramírez, 1889).

Se conocen leyes de 40 y 50 g/t aportadas por Ramírez (1889) y de 1 a 2 y 30 g/t en material de cancha aportadas por Furque (1963).

La manifestación El Pescado está localizada en la provincia geológica de Precordillera, al este del distrito cuproaurífero de Guachi y al SO de la mina Gualcamayo.

El depósito es vetiforme, está integrado por vetas cortas de rumbo EO y NS, 100 m de corrida y 0,6

a 1 m de potencia (Ramírez, 1889); Furque (1963) menciona dos vetas: I y II, con espesores de 0,30 y 0,9 metros.

La mineralogía consiste en cuarzo, pirita aurífera, limonitas (mineral oxidado).

Gualcamayo

La mina Gualcamayo es el depósito metalífero más importante en el área de la hoja. Está en explotación desde 2008. Está localizada en el norte de la provincia de San Juan, departamento Jáchal, a unos 40 km al suroeste de la localidad de Guandacol, provincia de La Rioja.

Los principales cuerpos metalíferos del distrito Gualcamayo son Quebrada del Diablo, Magdalena y Amelia Inés. Estos cuerpos mineralizados se explotan a cielo abierto desde 2009. En el año 2014 se inició la explotación subterránea de Quebrada del Diablo (QDD Lower West)

Las reservas de QDD, según el IIA, son de 54,4 Mt. La empresa Yamana (<http://www.yamana.com>) sostiene que las reservas probadas del yacimiento Gualcamayo en el año 2014 son 7,906 Mt con 1,78 g/t de Au (0,447 Moz de Au); las reservas probables son 21,249 Mt con 1,17 g/t de Au (0,797 Moz) y las reservas probadas más probables son de 29,115 Mt con 1,33 g/t de Au (1,244Moz). La producción de la mina Gualcamayo ha sido de 147.000 t en 1912; 120.000 t en 2013 y 180.000 t en 2014.

Antes del descubrimiento de los cuerpos mineralizados que actualmente son objeto de explotación, el distrito Gualcamayo comprendía las minas de oro y plata General Belgrano y la Salamanca o Virgen de Lourdes. Fueron descubiertos en 1936 (Angellelli, 1984). En la década del 60 del siglo XX se extrajo el mineral de la zona de oxidación con leyes de 50 g/t de Au. Según Furque (1963) las de oro en la dacita alterada no superan los 5 g/t, mientras que en las venillas acusan hasta 55,58 g/t. Esta mina fue explotada en 1949.

La mina Salamanca está ubicada en las cabeceras de la quebrada de Las Vacas y la mina General Belgrano, en el flanco septentrional del cerro Mostaza. Fueron estudiadas por Furque (1963); Verdinelli (1976), Angellelli (1984) y Logan (1992; 1999). Posteriormente la empresa Mincorp identificó varias áreas de mineralización de oro y cobre de tipo skarn proximal. Minas Argentinas S. A. identificó nuevas áreas de mineralización de oro diseminado. Las exploraciones se realizaron desde 1997 hasta 2002.

En la mina General Belgrano se realizaron cinco labores principales de exploración en la zona de

oxidación consistentes en piques achiflonados. Las leyes en superficie arrojaron valores de 1,99 g/t de Au y 107 g/t de Ag, mientras que en profundidad los valores fueron de 6,27 g/t de Au y 173,6 g/t de Ag (Verdenelli, 1976).

En la mina Salamanca se efectuaron diez labores entre las que se destacan galerías de hasta 37 m y piques achiflonados con galerías laterales (80 m). Verdenelli (1976), obtuvo leyes de 3,41 g/t de oro en superficie y 6,65 g/t en profundidad.

Próximas a la mina General Belgrano están la mina Magdalena y la mina Amelia Inés. Todos estos yacimientos son skarn auríferos. Están emplazados en calizas de la Formación San Juan, edad ordovícica, en el contacto con cuerpos dacíticos terciarios.

Los cuerpos mineralizados de la mina General Belgrano son bolsones de rumbo noreste y buzantes al 60° al SE. La estructura tiene una extensión de 370 metros. Los bolsones tienen espesores de 4 metros. La mineralización consiste en pirita aurífera, blenda, calcopirita, galena, tetraedrita, limonitas, calcosina, oxidados de cobre y cuarzo. El cuerpo mineralizado de la mina Salamanca consiste en concentraciones de guías y venas de pirita aurífera en el pórfido tonalítico. También hay mineralizaciones en el contacto entre el pórfido y la caliza. Los sistemas de fractura tienen rumbos EO y N 16° O. Los minerales presentes son pirita, malaquita, hematita, yeso y cuarzo.

Quebrada del Diablo está localizado al sureste y en forma adyacente a la mina General Belgrano. La mineralización en este sector es epitermal y consiste en un cuerpo de calizas brechadas en el contacto con la dacita. Este cuerpo posee una geometría tabular, de 50 a 150 m de potencia. Es un cuerpo de brechas de colapso por procesos de karstificación y dolomitización en las calizas de la Formación San Juan, de edad ordovícica. Las calizas están intruidas por diques y sills. El cuerpo intrusivo de la quebrada de Varela está a 300 m al norte de QDD. La edad del pórfido según Dawson y Cravero (2000) es de 6 + 0,2 Ma, de acuerdo a la datación radimétrica K/Ar realizada por el INGEIS, mientras que la mineralización datada por JICA-MMAJ (1999) da una edad de 6,9 + 0,1 Ma (K/Ar en biotita, granodiorita porfírica, mina de skarn de hierro La Abundancia, Gualcamayo).

Guanchín

Guanchín es un depósito de oro aluvional localizado a 12 km al norte de Sañogasta, provincia de La Rioja. Se registran leyes de 1,3 g/t, y reservas de 653.170,5 m³ (Godeas *et al.*, 1999). Las concentra-

ciones auríferas están localizadas en conglomerados cuaternarios.

PLOMO - PLATA - CINCO

El distrito argentífero de Famatina (Caldera, El Tigre y Cerro Negro) y el distrito La Helvecia con mineralización de cinc son los depósitos polimetálicos más destacados.

Cerro Negro

El distrito Cerro Negro está localizado a unos 30 km al oeste de la ciudad de Chilecito.

Se destacan entre otras las vetas La Peregrina, Georgette, Teresa, Santo Domingo, San Andrés, Cortadera, La Viuda, Gloria y Nicolaza. La más explotada fue La Peregrina, con altos tenores de plata (hasta 12 kg/t).

Los primeros trabajos fueron realizados por los jesuitas en 1767. La explotación de las vetas se extendió hasta 1810 y continuó hasta 1910 en forma intermitente. Entre los antecedentes bibliográficos se destacan Rickard (1869); Stelzner (1895); Allchurch (1895); Vitteau (1910); Bodenbender (1913); Schalamuk *et al.*, (1977); Schalamuk y Logan (1994, 1999) y Ríos Gómez (1990).

Las labores antiguas de estos depósitos son inaccesibles, están aterradas e inundadas. La mina La Peregrina contaba con 16 niveles, algunos de más de 100 m de largo (Angelelli, 1984).

La geología del entorno de la mineralización está compuesta por la Formación Negro Peinado (Paleozoico inferior) constituida por sedimentitas de bajo grado de metamorfismo, bien foliadas, con dirección predominante NS, intruidas por granitos de la Formación Ñuñorco, diques de la Formación Ojotas, descrita en la Hoja 2969-II Tinogasta, ubicada al norte y cuerpos dacíticos y riódacíticos de la Formación Mogote datados en 5,9 a 5,7 Ma (Schalamuk y Logan, 1999).

Las estructuras siguen dos direcciones predominantes: EO y NO-SE con buzamientos de 70° a vertical. Las vetas tienen corridas de 150 a 400 m y espesores que van de 0,5 a 2,5 metros. La veta La Peregrina tiene 350 m de corrida, 0,75 m de potencia y 150 m de profundidad.

Para el conjunto de las vetas del distrito predomina una paragénesis rica en minerales de plata, níquel, cobalto y telurio (Schalamuk *et al.*, 1977; Schalamuk y Logan, 1999). Los minerales hipogénicos están representados por pirita, calcopirita, marcasita, esfalerita, galena, plata nativa, pirargirita-proustita,

oro nativo, minerales de cobalto y níquel y telurios. Los minerales de ganga son siderita, rodocrosita, ankerita, cuarzo, calcita y baritina. Los minerales secundarios son: digenita, covelita, eritrina, cerargirita, limonitas y oxidados de cobre y manganeso.

La alteración hidrotermal se desarrolla tanto en las rocas ígneas como en las metamorfitas. La más importante es la silicificación en las cajas de las vetas, representada por calcedonia. También hay alteración sericitica. La alteración propilítica se extiende como aureolas.

Se obtuvieron temperaturas de homogeneización en un rango de 190° a 265°; C/Na equiv. 4,2 y 6,2 %. (Schalamuk y Logan, 1994)

La mineralización está relacionada con el magmatismo del Plioceno inferior a medio: 5,9 +/- 0,2 Ma; 5,7 +/- 0,2 Ma (Schalamuk y Logan, 1999).

Las vetas argentíferas del distrito Cerro Negro han sido clasificadas como depósitos epitermales de baja sulfuración, modelo 7b (Zappettini, 1999).

Distrito Caldera

Está localizado en la sierra de Famatina, a 2 km al norte del distrito Cerro Negro. La mina más importante del distrito es la Aragonesa. Las vetas tienen rumbo EO. La Mineralización según Bodenbender (1922b) cerargirita, plata nativa, argentita, rosicler, blenda, galena, pirita, calcopirita, óxidos de Fe y Mn y calcita.

Descubrimiento Nuevo

Furque (1972), menciona la mina Descubrimiento Nuevo, localizada en la margen izquierda de la quebrada homónima, 8 km aguas arriba de su desembocadura. El acceso se realiza desde Guandacol hasta la puerta de la Quebrada.

Las labores consisten en dos socavones aterrados.

El depósito consiste en una veta de 200 m de largo, con espesores de 0,3 a ,5 metros. Su rumbo es 350° y buza 40° al E. La roca de caja es una arenisca cuarcítica, verdosa, compacta de la Formación Punilla, de edad devónica.

La mineralización está representada por galena, blenda, calcopirita, malaquita y azurita en ganga de cuarzo.

PLOMO - PLATA - CINC - BARITINA

La Helvecia

El distrito La Helvecia está localizado en la provincia de La Rioja, a 30 km. al oeste de Guandacol. Comprende un área de 50 km² en un radio de 15

kilómetros. Las áreas más importantes que integran este distrito son: Corte Grande, El Halcón, Las Filipinas, Santa Rita. Otros depósitos más alejados y de menor importancia son: El Hoyo y Los Ingenios, Los Sapitos, El Llanito, Urcal (mineralización asociada a uranio) y Las Picadas.

Se han realizado estudios publicados sobre este yacimiento por diversos autores entre los que se destacan: Sister (1960), Thebault y Pasquín (1964), Brodtkorb (1979), Brodtkorb y Brodtkorb (1999).

La mina La Helvecia fue explotada desde fines del siglo XIX y luego desde 1930 hasta 1966. Produjo 9.700 t de oxidados de Zn, concentrados de Pb y 9.000 t de concentrados de baritina (Angelelli, 1984). En la década del 70 fue explorado por el Banco Nacional de Desarrollo. A partir de 1996, Yamiri S. A. ha realizado tareas exploratorias que incluyen estudios geoquímicos, geofísicos y perforaciones.

El distrito ha sido explotado mediante labores subterráneas. Se destaca el socavón La Solitaria de 356 m, en la zona de Corte Grande. En las minas Halcón, Filipinas y Santa Rita hay labores irregulares.

Los cuerpos mineralizados están localizados en la provincia geológica de Precordillera, constituida por unidades sedimentarias paleozoicas y cenozoicas intruidas por cuerpos subvolcánicos miocenos.

De acuerdo a las descripciones realizadas por Brodtkorb y Brodtkorb (1999) los cuerpos mineralizados son tabulares, concordantes con los sedimentos. Sus dimensiones alcanzan los 30 m de largo por 15 m de ancho y 2 m de espesor. La mineralización de galena, esfalerita, pirita, calcopirita, tetraedrita y baritina está localizada en las calizas micríticas de la Formación San Juan (Ordovícico), en forma de granos pequeños alineados con la estratificación, en nódulos y rosarios. Otros cuerpos mineralizados con esfalerita, galena y calamina forman bolsones productos de karstificación y venillas asociadas a brechas y areniscas conglomerádicas mientras que una tercera forma de mineralización con baritina, nódulos de galena, la más generalizada, se localiza en la discordancia entre la Formación San Juan y los depósitos carboníferos. La manifestación El Llanito consiste en brechas cuaternarias con clastos de calizas mineralizadas.

Los estudios de inclusiones fluidas realizados por Brodtkorb *et al.*, (1999) dan salinidades promedio de 11 a 15% en peso de NaCl equivalente y temperaturas de homogeneización de: 75° C (El Ingenio) y 130°-190° C (El Solitario).

Brodtkorb y Brodtkorb (1982) realizaron varios estudios isotópicos de Pb y calcularon edades de

la mineralización que varían entre 360 +/- 80 Ma y 400 +/- 80 Ma.

Las reservas alcanzan 361.000 t para el distrito La Helvecia, con 8,3% Pb; 18,8% de Zn y 91 g/t de Ag (JICA-MMAJ, 1999).

De acuerdo a la clasificación de depósitos minerales de la República Argentina (Zappettini, 1999) el modelo genético el MVT (9c)

URANIO

Se conocen depósitos minerales uraníferos en la zona de Guandacol, en la Precordillera. Se destacan las minas Urcuschún, La Sonia, La Marthita y Urcal, entre otras ocurrencias de menor importancia y características similares. Estos depósitos están alojados en rocas paleozoicas. También hay indicios en sedimentitas terciarias: Stellita, El Alto, Luisito y Carlitos (Belluco *et al.*, 1974).

Al sur de la zona de Guandacol, también en la Precordillera, se ubican los depósitos uraníferos agrupados en la zona Jáchal. Se alojan en rocas sedimentarias de edad carbonífera. Entre los más importantes figuran Cerro Aspero, Chepical, Los Barreales y Las Catitas.

Otros depósitos uraníferos se agrupan en la zona de Sañogasta (Cuesta de Miranda). Entre estos se destacan San Sebastián y Santa Brígida. Otras manifestaciones son las siguientes: San Rubén, La Novedad, Felicidad, San Lorenzo, La Primera, Santa Rosa, San Francioso y Alelí.

Distrito Guandacol

Urcuschún

El depósito uranífero Urcuschún está localizado en el faldeo sur del cerro homónimo, en el departamento de Lavalle a 30 km al oeste de la localidad de Guandacol.

Este depósito ha sido explorado mediante destapes, tres galerías y una malla ortogonal de sondeos. De acuerdo a Belluco *et al.*, (1974), el depósito tiene leyes de 0,3 y 1 % de U₃O₈ y no es económicamente explotable. Valdiviezo y Aldana (1999), estimaron en forma preliminar 413.000 toneladas de reservas, con una ley media de 0,980 ‰ de U.

Este depósito fue descubierto en los años 50 del siglo XX por la CNEA (Valdiviezo y Aldana, 1999).

Los niveles mineralizados, consistentes en un banco portador de restos carbonosos, están alojados en areniscas de la Formación Panacán, de edad pérmica inferior. La sedimentita está intruida por diques y filones de composición mesosilícica.

La morfología del cuerpo mineralizado es estratiforme, discontinuo, y se extiende abarcando una superficie de 20 ha, con potencias de 0,30 a 0,70 metros.

La mineralización consiste en pechblenda y tyuyamunita, asociados a óxidos de Fe, pirita, malaquita.

De acuerdo a Belluco *et al.*, (1974), el depósito es de origen epigenético. Otra hipótesis relaciona estos depósitos al modelo: Uranio en areniscas.

Sonia y La Marthita

Las minas Sonia y La Marthita están ubicadas en las estribaciones orientales del cerro El Toro, al NO del cerro Urcuschún, departamento de Lavalle, a 24 km al Oeste de la localidad de Guandacol.

La producción ha sido de 180 toneladas, principalmente de la mina La Marthita, con leyes de hasta 28,15% de U₃O₈ (Angelelli, 1984). Las labores consisten en destapes y galerías achiflonadas.

Los depósitos Sonia y La Marthita fueron descubiertos por la CNEA en los años 50 del siglo XX (Valdiviezo y Aldana, 1999).

Los cuerpos mineralizados son lentiformes y se distribuyen en los paleocauces. Tienen longitudes de pocos centímetros hasta 15 m y espesores de pocos centímetros a 1 metro. Están relacionados con la presencia de restos carbonosos vegetales. La roca de caja es una arenisca rosada con intercalaciones de lentes arcillosas.

La mineralización consiste en pechblenda, carnotita, schroenkingerita, uranofano, y autunita, asociados a azurita, bornita, calcosina, calcopirita, calcita y óxidos de Fe. (Belluco *et al.*, 1974). Angelelli (1984), mencionan la presencia de los siguientes minerales: becquerelita, curita, kasolita, uranofano, carnotita, zippeita, autunita y torbernita.

Urcal

El yacimiento Urcal está ubicado a 32 km al oeste de la localidad de Guandacol, departamento de Lavalle.

El depósito ha sido explorado mediante labores superficiales, subterráneas y sondeos de hasta una profundidad de 40 metros. Las leyes son 1 a 2% de U₃O₈ (Belluco *et al.*, 1974). Valdiviezo y Aldana (1999), estimaron en forma preliminar 392.565 toneladas de reservas con ley media de U de 0,301 ‰.

El depósito Urcal fue descubierto por la CNEA en el año 1963. Hasta 1969 se extrajeron 7 t de U, con ley media de 1,6-1,7 %. En 1977 se realizó la

primera estimación de reservas de mineral indicado más inferido de 392.565 toneladas con ley media de 0,301 %/00 de U (Valdiviezo, 1977).

El depósito se divide en cuatro sectores de los cuales el más importante es Cabeza Montero. Este cuerpo es filoniano, de rumbo NS, subvertical, 40 m de largo y 0,5 a 2 m de potencia. Las rocas de cajas son una brecha calcárea de la Formación Volcán, de edad carbonífera y calizas de la Formación San Juan.

Los otros sectores son de menor importancia y sus leyes inferiores. Algunos de los cuerpos mineralizados se localizan en el contacto de las areniscas carboníferas y las brechas calcáreas.

La mineralización está representada por pechblenda y tyuyamunita, asociadas a galena, pirita, blenda, baritina, malaquita smithsonita, óxidos de Fe y compuestos de vanadio: karelianita, montroseita, doloresita, duttonita, y paiscoita (Belluco *et al.*, 1974).

Según Brodtkorb (1978), se determinaron, además, los minerales caffinita y tetraedrita como minerales primarios; tyuyamunita, metatyuyamunita, matatorbernitita, smithsonita y calamina como minerales secundarios y ganga de calcita, baritina y cuarzo.

Existen dos hipótesis en cuanto a su génesis, una explica la concentración de uranio a partir de soluciones hidrotermales ascendentes y la otra a partir de aguas circulantes descendentes (Belluco *et al.*, 1974).

Distrito Jáchal

Cerro Áspero.

El yacimiento uranífero Cerro Áspero se localiza, en el río de Los Piojos, departamento de Jáchal, provincia de San Juan, a 40 km al norte de la ciudad de Jáchal.

Ha sido estudiado por Antonietti y Parera (1960) y Belluco *et al.*, (1974).

Las leyes varían desde vestigios a 1% de U₃O₈, con concentraciones excepcionales de 3% de U₃O₈ en sectores pequeños con materia carbonosa y troncos vegetales (Belluco *et al.*, 1974).

Los cuerpos mineralizados consisten en impregnaciones con formas de lentes discontinuas emplazadas en arcosas de la Formación Panacán (Pérmico inferior). Tienen entre 1 y 50 m de largo por 0,15 a 5 m de potencia y no más de 10 m de profundidad, distribuidos en una extensión de 3,5 km, con un rumbo NS. En total se han reconocido 18 cuerpos lenticulares. Se interpreta que pueden existir otros

cuerpos mineralizados en el sentido del buzamiento en profundidad, no aflorantes (Belluco *et al.*, 1974).

La mineralización consiste en pechblenda, uranofano, carnotita y schoeckingerita. Está asociada a alteraciones ferruginosas, materia orgánica vegetal y minerales de cobre oxidados (Belluco *et al.*, 1974; Angelelli, 1984).

Se interpreta que el depósito corresponde al Modelo 9b: Uranio en areniscas de acuerdo a la clasificación de depósitos minerales de Zappettini (1999).

Chepical

El yacimiento Chepical se localiza en el departamento de Jáchal, provincia de San Juan, a 40 km al norte de la localidad de Jáchal. Se accede siguiendo el cauce seco de La Virgencita hasta el puesto Chepical.

De acuerdo a Antonietti (1958), se diferencian dos sectores: 1) Chepical, integrado por dos cuerpos de 95 m de largo cada uno, 0,90 m de potencia media y una ley media de 1,018 %/00 de U y 2) Los Barreales: un cuerpo de 130 m de largo, 0,40 m de potencia y 0,848 %/00 de U. Los cuerpos mineralizados están emplazados en areniscas de edad carbonífera asociados a restos vegetales. Tienen forma tabular e irregular, concordante con la sedimentación. Las sedimentitas tienen rumbo NS y buzamiento promedio de 30° al oeste.

La mineralización está representada por pechblenda, uranofano, carnotita, malaquita y azurita en ganga de óxidos de hierro y manganeso.

El modelo de depósito es 9b: Uranio en areniscas (Zappettini, 1999)

Distrito Sañogasta

El distrito Sañogasta está integrado por las minas San Rubén, San Lorenzo, Alelí, San Sebastián, Santa Brígida, la Represa, Santa Rosa y Don Michel. Las dos más importantes son San Sebastián y Santa Brígida.

San Sebastián y Santa Brígida

Estas minas uraníferas se localizan en el distrito de Sañogasta, en la margen derecha de la cuesta de Miranda, en el camino de Villa Unión a Chilecito, a 20 km al SO de Chilecito y a 4 km al NO de Sañogasta.

Según Angelelli (1984), ambos yacimientos han sido explotados desde 1953, mediante labores superficiales y subterráneas hasta una profundidad de 25 metros. La producción de la mina San Sebastián

entre los años 1953 a 1959 ha sido de 2.070 t con 18.500 kg de U₃O₈ (ley media de 0,89% y ley máxima de 10,5%). En los años 1988-1989 la empresa Uranco extrajo 3,4t (f) U (Blasón, 1999).

Lucero y Diez (1963), realizaron una estimación de reservas en forma preliminar de los recursos remanente de la mina San Sebastián. Calcularon 21.000 t con ley media de 0,644 ‰ de U. Blasón (1999), indica una estimación de reservas de 35.700 t con leyes media de U de 0,0644 ‰ para la mina San Sebastián.

El entorno geológico de las minas está representado por las metamorfitas de la Formación Negro Peinado intruido por granitos de la Formación Ñuñorco. También afloran pórfiros, lamprófiros y riolitas.

La mineralización se concentra en clavos mineralizados en vetas de rumbo NO y NS, de 20 a 50 m, con espesores que varían de decímetros a 2 metros. Además hay cuerpos mineralizados en stockworks con núcleos ricos en Cu y U con corridas de 10 a 20 m y potencias de 0,3 a 0,5 m (Diez *et al.*, 1981; Blasón, 1999)

Los cuerpos mineralizados de la mina San Sebastián están emplazados en el contacto de la Formación Negro Peinado y riolitas, mientras que los cuerpos mineralizados de la mina Santa Brígida están en el contacto entre las metamorfitas y el granito (Belluco *et al.*, 1974).

La mineralización está representada por pechblenda, pirita, calcopirita, bornita, umangita-clausthalita, con ganga de calcita, fluorita, baritina y yeso. Las especies secundarias son las siguientes: clarkeita, sklodowskita, ranquilita, uranofano, tyuyamunita, autunita, torbenita, malaquita, azurita y crisocola.

La edad radimétrica por el método U-Pb para los yacimientos San Victorio y Don Michel del distrito Sañogasta varía entre 305±10 y 316 ±30 Ma (Blasón, 1999)

Se interpreta que el depósito es de origen hidrotermal (Belluco *et al.*, 1974, Angelelli, 1984, Blasón, 1999). Zappettini (1999), lo define como 6c: vetas de uranio asociadas a granitoides.

WOLFRAMIO

Distrito Sañogasta

El distrito Sañogasta está integrado las minas La Josefa, El Rico, Grupo El Chacho y Milagros, de sur a norte. El grupo El Chacho comprende las minas El Águila, Esperanza y Florentina. Están ubicadas en las estribaciones sudoccidentales de la sierra de

Sañogasta, departamento de Chilecito, a 20 km al E de Vichigasta y a 60 km al sur de Chilecito.

La explotación de este distrito wolframífero se inició en 1947, en la mina El Chaco. La mina Josefa fue declarada en 1956 (Echeveste, 1999).

Los datos de producción aportados por Angelelli (1984) son los siguientes: La Josefa, con leyes de WO₃- 0,25 a 2,8 %, produjo 667 kg en 1967; 3.800 kg en 1968 y 1.140 kg en 1969. Concentrados de 65 % de WO₃-. El grupo minero El Chacho produjo 271 t desde 1948 a 1956; 3.342 Kg en 1967 y 2.681 Kg en 1968, con ley de 65% WO₃⁻. Hay 10.000 t acumuladas en cancha mina con 0,3 a 0,5 % WO₃⁻.

Las minas que registraron una mayor explotación son las minas del grupo El Chacho y La Josefa. En el grupo El Chaco se totalizan 1.500 m de laboreos en dos de sus tres vetas: E y Central. Se han abierto 5 niveles en la primera y 4 en la segunda, de hasta 60 m de descuelgue. La veta Florentina, la menos trabajada, tiene 150 m de laboreo. En la mina Josefa se han desarrollado 600 m de galerías y un pique de 40 m de profundidad. La explotación se ha desarrollado en 20 niveles (Echeveste, 1999).

Estos depósitos han sido estudiados por Sister (1956), Avila Zabaleta (1969), Marcos (1971), Angelelli (1984) y Echeveste (1999).

Los depósitos wolframíferos del distrito Sañogasta están emplazados en rocas granitoideas de la formación Ñuñorco. Están intruidas por diques de lamprófiros, aplitas y pegmatitas. Se diferencian dos litologías: un granito rosado y una granodiorita de color gris (Marcos, 1971). Entre ambas unidades se desarrolla una zona de cizalla. Los cuerpos mineralizados están localizados próximos al contacto entre ambas litologías.

Los depósitos en general consisten en vetas de 70 a 200 m de largo. La veta de la mina Josefa tiene rumbo N 35° O/ 75° SO; 140 m de largo y 0,30 m de potencia media. La mineralización se localiza en clavos. En la mina El Rico hay tres vetas con rumbos N 30° a 80° O y 0,3 m de espesor promedio. En el grupo El Chacho se destacan tres vetas paralelas, con rumbos SO y extensiones de 150; 200 y 70 m y potencias de 0,3 a 0,35 m; la mina El Milagro está constituida por una veta NNO de 70 m de corrida.

La mineralogía está representada por wolframita en individuos tabulares y radiales, asociada a scheelita, molibdenita, pirita, calcopirita, y bismutinina en ganga de cuarzo lechoso.

La mineralización wolframítica está vinculada a los intrusivos graníticos de la Formación Ñuñorco, de edad ordovícica-devónica inferior. El modelo es 6a: vetas de wolframio asociadas a granitoides (Zappettini, 1999).

6.2. DEPÓSITOS DE MINERALES INDUSTRIALES

ARCILLAS

El depósito de arcilla más importante es Cerro Bola. También se explota arcilla de depósitos cuaternarios (La Fena, San Cayetano).

Cerro Bola

Ubicado en el departamento de General Lavalle, a 50 km al sur de Villa Unión. Se accede desde el km 454 de la ruta nacional 40, 15 km de huella hacia el SE.

Ha sido descrito por Iñíguez (1973), y Schalamuk *et al.*, (1983). Son depósitos sedimentarios. Consisten en capas en posición horizontal, con extensiones de 3 km y espesores de hasta 4 m localizadas en la base de la Formación Guandacol, de edad carbonífera. Las arcillas son de color gris y contienen impurezas de carbón, cuarzo y mica.

BARITINA

Se ha descrito en ítems anteriores el yacimiento La Helvecia, en la zona de Guandacol, provincia de La Rioja, con mineralización de baritina asociada a polimetálicos (cinc, plomo, plata).

Se destaca además el grupo minero La Puntilla y los distritos de Bajo de Las Minas y Talampaya.

La Puntilla

En el grupo La Puntilla, descrito por Schalamuk *et al.*, (1983), se ha diferenciado: 1) el sector Norte, localizado en el faldeo sudoccidental del cerro La Puntilla que comprende las minas La Puntilla, Silvano y Minar y 2) el sector Sur, ubicado en los parajes Lomas Blancas y Los Portillos e integrado por las minas Don Pedro y Lomas Blancas. Ambos sectores están separados por 8 km de distancia en sentido NS.

Sector Norte

Las minas del sector norte del grupo La Puntilla están localizadas a 17,5 km al NNE de Villa Unión.

La Puntilla es la mina más explotada del sector. Las labores consisten en un pique de 35 m de profundidad, rajos y otras labores que en total suman 200 metros. Fue trabajada en los años 1943 a 1945. Es un depósito vetiforme de 300 m (170 m visibles), rumbo N 40° a 70° E/ 53° a 80° al NO y 0,18 m de potencia

media. Mastandrea y Valdez (1968), calcularon 990 t con leyes de 76,5 % de SO₄Ba y 2,0% SO₄Sr. La mineralización consiste en baritina, celestina, calcita, cuarzo y galena.

La veta Silvano ha sido explorada mediante una galería sobre veta y labores superficiales. Consiste en una veta de 150 m de largo y 0,25 m de espesor.

En la mina Minar I se ha explotado un clavo mineralizado mediante una galería de 20 metros. En la mina Minar II se han desarrollado 70 m de laboreo. Son vetas de rumbo NO con escasa potencia.

Sector Sur

Las minas del sector sur del grupo La Puntilla están localizadas a 9 km al NNE de Villa Unión.

Mastandrea y Valdez (1968), calcularon 666 t de reservas indicadas más inferidas en la mina Lomas Blancas, con 75,8% de SO₄Ba y 1,6% de SO₄Sr. Esta mina está constituida por una veta de 120 m de corrida y 0,10 a 0,50 m de potencia, de rumbo N 65°E/ 79° NNO. La baritina está acompañada de calcita, cuarzo y galena. Se explotó los años 1955, 1977 y 1978. El laboreo consiste 80 m de desarrollo longitudinal y 30 m en el vertical.

La mina Don Pedro consiste en cuerpos vetiformes, uno principal, de 240 m de corrida, con rumbos N 75° E a N 55° O, e inclinaciones desde 60° al NNO y 80° al SO y uno secundario al Norte, de 70 m de largo y rumbo N 55-80° E/70-80° SE. Los espesores varían de 0,10 a 0,5 metros. La mineralización está constituida por baritina, calcita, cuarzo, celestina, fluorita y óxidos de manganeso. Se han calculado 3.102 toneladas de reservas con leyes de SO₄Ba de 67,7 a 79,5% y 3 a 5% de SO₄Sr (Mastandrea y Valdez, 1968). Esta mina se explotó en los años 1943 y 1945. El laboreo consiste en dos piques, 14 y 10 m de profundidad (Mezzetti, 1960). Las rocas de caja son las areniscas rojas de la Formación Los Colorados, de edad triásica.

Las características de los cuerpos mineralizados se sintetizan en la siguiente tabla, de acuerdo a los datos aportados por Mezzetti (1960); Mastandrea y Valdez (1968) y Schalamuk *et al.*, (1983).

Talampaya

En el faldeo occidental de la sierra de Sañogasta, a 150 km al norte de la localidad de Patquía hay depósitos vetiformes de baritina, más de 10 vetas emplazadas en granitos de la Formación Ñuñorco. El sector se conoce como Talampaya y las minas San Ramón y Los Gauchos.

Sector	mina	rumbo y buzamiento de la veta	corrida (m)	potencia (m)	leyes	reserva (t)
Norte	La Puntilla	N 40° - 70° E/ 53-80° NO	170 (300)	0,18	76,5 % de SO ₄ Ba y 2,0% SO ₄ Sr	990
	Silvano	N 13° O/ 65 - 80° NE	150	0,25	75,5 % de SO ₄ Ba y 1,9% SO ₄ Sr	532
	Minar	N 65° O/ 74° NE	200	0,23	85,7 % de SO ₄ Ba y 2,8% SO ₄ Sr	365
Sur	Don Pedro	N 75° E a N 55° O/60° NNO y 80° SO y N 55-80° E/70-80° SE	240 y 70	0,10 a 0,5	67,7 a 79,5% de SO ₄ Ba y 3 a 5% de SO ₄ Sr	3.102
	Lomas Blancas	N 65°E/ 79° NNO	120	0,10 a 0,5	75,8% de SO ₄ Ba y 1,6% de SO ₄ Sr	666
total						5655

CALIZA

Cerro La Totora

Hay depósitos de calizas emplazados en la Precordillera, a 20 km al oeste de la localidad de Guandacol. Las zonas son el área aldeaña del río Guandacol, quebrada y puesto El Tambo, quebrada de las Piedras Blancas y el área del cerro La Totora. El material es apto para la elaboración de cales hidráulicas. Estas zonas fueron exploradas por Castaño *et al.*, (1970).

Río Guandacol-El Tambo

Estudiado por la González (1978), de la Fundación Lillo, consiste en un cuerpo alargado de dirección NNO-SSE, que constituye un pilar tectónico entre dos fallas ándicas subparalelas, y fallas transversales y oblicuas que lo dividen en bloques. Tiene una longitud de 3 km mientras que el ancho varía entre 0,5 a 1 kilómetro. Está compuesto por calizas y dolomías portadoras de nódulos de pedernal. El muestreo dio los siguientes valores promedios: 50,28% de CaO (89,78 % CO₃Ca) y 3,15% de MgO (6,58 % CO₃Mg). Cubicaron 34 Mt de material apto para la fabricación de cemento.

ESTRONCIO

Mina Alborada

Está ubicada a 9 km al E de la localidad de Guandacol, a 300 m de la ruta nacional 40 (km 444,5) y a 33 km al O de Villa Unión.

Este depósito ha sido descrito por Schalamuk *et al.*, (1983). Ha sido explotada en forma esporádica, mediante destapes y canteras (a cielo abierto). También se ha explotado el yeso de este depósito.

Afloran en el entorno geológico local areniscas rojizas, pardas a verdosas que integran la Formación Patquía de edad pérmica, seguidas por volcanitas de posible edad triásica. Los estratos tienen rumbo NE, con buzamientos de 40° a 70° al SE. Hay lentes de yeso paralelos a la estratificación, de 110 m de largo y una potencia máxima de 4 metros.

Los cuerpos mineralizados consisten en bochas y lentes irregulares de celestina de hasta 1 m³, localizados en las areniscas rojas. Afloran en forma discontinua a lo largo de 50 metros.

El mineral explotable es celestina, acompañada de baritina, calcita y yeso. La celestina es de grano fino, sacaroide, compacta, de color pardo grisácea con tintes rojizos.

GRAFITO

Villa Unión

Los depósitos de grafito de Villa Unión se localizan en el faldeo oriental de la sierra de Maz, el sector norte del cerro Punta Colorada y la sierra de La Ramadita, al oeste de la localidad de Villa Unión. Abarcan una extensión de 300 km².

Al oeste de la localidad de Villa Unión, Departamento General Lavalle, a una distancia de 11 a 15 km en línea recta al oeste de Villa Unión.

Se accede desde Villa Unión por ruta nacional 40 hacia Guandacol. A los 14 Km se toma una huella hacia el norte. A los 10 km se encuentra la mina Los Dos (Puesto de Vallecito).

Las minas (ocurrencias) que integran los depósitos de grafito son las siguientes: La Espuela, Don Eusebio, Los Dos, Astra, Las Sardinias, Las Catas, La Merced y Ramadita. De todas estas sólo Los Dos ha tenido importancia económica (Lavandaio, 1999), mientras que Las Catas es un descubrimiento más reciente.

Lavandaio, 1968, calculó 13.500 t, en la mina Los Dos, con una ley media de 4,5 % de carbono. Este mineral ha sido extraído mediante explotación a cielo abierto.

Aluvión S. R. L., en 1973, realizó tareas de exploración subterránea. Obtuvieron 183.392 toneladas de reservas positivas y 121.931 t de reservas probables. Según esta empresa la explotación subterránea del mineral es antieconómica.

Según Lavandaio (1999), la producción total de la mina Los Dos ha sido de 12.000 t y se extendió desde los años 1966 a 1992. El mineral se procesaba en una planta ubicada en Villa Unión donde se producían concentraciones de hasta el 75% de carbono.

Estos depósitos se conocen desde la década de 1940. La primera mina que se exploró fue La Espuela, mediante labores subterráneas.

Los depósitos consisten en bancos lenticulares de rocas metamórficas portadores de grafito: esquistos grafiticos, pertenecientes al basamento de Sierras Pampeanas occidentales. Las rocas portadoras son cuarcitas (Los Dos, Las Catas), calizas en Las Ramaditas y esquistos cuarcíticos-micáceo en las otras minas. Los Dos: 250 m de largo por 8 m de espesor. En la mina La Espuela la mineralización se localiza en dos vetas de rumbo NS que cortan los bancos portadores de grafito. El mineral está concentrado en las milonitas que rellenan las fallas. Las corridas suman 130 m y la potencia media es de 1,30 metros.

El principal cuerpo mineralizado es la mina Los Dos. La mineralización está en cuarcitas de rumbo NS y buzamiento desde vertical a 75° al Oeste. Se diferencian dos sectores: norte y sur.

La ley media de la mina La Espuela es de 2,8 % de grafito. Las labores consisten en tres galerías que suman 130 m de longitud y un pique interno de 5 m de profundidad.

Las Ramaditas consisten en varios bancos carbonáticos, con espesores de 2 a 11 m, que se extienden 2,5 kilómetros. Las calizas contienen grafito, epidoto y granate (Carrión y Sister, 1957). El grafito se presenta en escamas y amorfo. Los contenidos de grafito varían de 0,2 a 0,8 % (Lavandaio, 1968).

La Merced consiste en dos bancos paralelos de esquistos, de 0,55 a 0,9 m de espesor y 25 m de largo, con leyes de 2,3 a 2,8 % de grafito.

La manifestación Las Sardinias constituye en un banco de esquistos cuarzo micáceos portadores de grafito, de 20 m de largo y dos metros de espesor.

El grafito de Villa Unión es el resultado de la cristalización del carbono residual, originado por un proceso de cracking extremo de hidrocarburos contenidos en intersticios, huecos y espacios abiertos de rocas sedimentarias que fueron sometidas a un metamorfismo regional en facies de anfibolitas almandínicas" (Lavandaio, 1999). El modelo de depósito es metamórfico (Modelo 10a)

GRANATE

En el faldeo noroccidental de la sierra de Uman-go, a 96 km al norte de Guandacol se encuentra la manifestación Cacho, al sur de los depósitos Matilda y Cordobés, descriptos por Guerrero (1969 y 1999).

Los cuerpos mineralizados consisten en niveles granatíferos en una secuencia de metamorfitas biotíticas de edad precámbrica. Son lentiformes y discontinuos, con potencias de 1 a 2,5 m y extensiones de 200 metros. Los granates tienen composición de almandino.

De Alba (1954), menciona una mina de granate en la sierra de Maz, al norte, en la quebrada La Víbora. El depósito tiene unos 3 m de ancho. Los cristales tienen hasta 0,6 m de longitud.

El modelo de depósito es metamórfico (Modelo 10c)

PIROFILITA

Los depósitos de pirofilita de la provincia de La Rioja son los únicos explotados en la República

Argentina. Conforman una faja de 5 km de largo en dirección NS y centenas de metros de ancho. Las minas más importantes se distribuyen en las quebradas de Chuschín y Del Cosme. En la quebrada de Chuschín se sitúan las minas: Juanita del Puerto, Hércules y La Antártica, mientras que las minas que se localizan en la quebrada del Cosme son: Delina, San Lorenzo y Daniel. Márquez Vieyra (1983), menciona además un tercer grupo: Lirio- Minetti.

Se localizan en el flanco occidental de la sierra de Famatina (departamento General Lavalle), en la quebrada de Chuschín, y a 40 km al E de la localidad de Villa Unión. Se accede a partir de la ruta nacional 40 (km 509) por huella, unos 17 km hacia el norte.

La pirofilita de estos yacimientos ha sido explotada desde 1945. La producción hasta el año 1996 ha sido de 71.594 t (Schalamuk y Curci, 1999). Las reservas alcanzan aproximadamente 1 Mt, de acuerdo a las estimaciones realizadas por Márquez Vieyra (1983), sintetizadas en la tabla siguiente. Los contenidos promedios son de 15% de Al_2O_3 , 75% de SiO_2 , 4% de óxidos alcalinos y 14 % de cuarzo libre. Se ha explotado mediante laboreos subterráneos, socavones y galerías amplias, con alturas de más de 4 metros.

Estudios referidos a estos depósitos son los siguientes: Ueno y Mastandrea (1969), Angelelli y Ezcurra (1962), Schalamuk *et al.*, (1981 y 1983), Márquez Vieyra (1983), Schalamuk y Curci (1999), y Fiscina *et al.*, (1996).

Se emplazan en la provincia geológica Sistema del Famatina. La geología regional está representada por una secuencia volcano sedimentaria compuesta por grauvacas, pizarras, cuarcitas y riolitas de edad ordovícica atribuidas a la Formación Suri. Esta unidad está intruida por granitoides calcoalcalinos (granodioritas, monzogranitos, tonalitas) denominada Granito Ñuñorco, de edad ordovícica superior a devónica inferior. Afloran además diques de lamprófiro de edad incierta. Depósitos sedimentarios continentales (conglomerados, areniscas y arcosas) de edad carbonífera a pérmica se apoyan en discordancia sobre las unidades más antiguas.

En el entorno de la mineralización se diferencian dos tipos litológicos denominados esquistos y semiesquistos. El esquisto está constituido por cuarzo, sericita, caolinita y pirofila. La proporción de pirofilita es de menos del 10 %. El semiesquisto es de cuarzo y sericita. Cuando el material no presenta manchas de óxidos de Fe o guías de piritita se comercializa como material de primera calidad, mientras que el semiesquisto es material de segunda.

Mina	Positivas	Probables	totales
Delina	2700	5400	8100
San Lorenzo	40500	270000	310500
Lirio	27000	162000	189000
Juanita del Puerto (E)	54000	270000	324000
Juanita del Puerto (O)	27000	108000	135000
Totales	151200	815400	966600

La mineralización se localiza en una faja de alteración de rumbo norte sur, de 5 km de largo por centenas de metros de ancho. Los cuerpos mineralizados son tabulares, lenticulares, paralelos a los esquistos de rumbo N a N 15° E, con inclinación subvertical a alto ángulo al E. Tienen dimensiones de 100 a 150 m de largo y 1 a 1,5 m de espesor

La mineralogía de los depósitos está representada esencialmente por sericita y pirofilita a los que acompañan cuarzo, caolín, clorita, dickita, illita, montmorillonita, diásporo, andalucita, corindón y óxidos de hierro. La roca alterada es de color grisáceo a verde claro y grano fino. Hay venillas de cuarzo y piritita.

Los cuerpos mineralizados se han formado por procesos alteración hidrotermal de las metamorfitas de bajo grado, relacionados con la intrusión del Granito Ñuñorco, de edad ordovícica a devónica inferior (Schalamuk y Curci, 1999).

VERMICULITA

Las manifestaciones de vermiculita se localizan al oeste de Villa Unión, en la Banda Florida (La Caprichosa) y en la sierra de Maz (La Dudosa). Están emplazadas en las rocas de los Complejos Metamórficos, de edad precámbrica.

6.3. COMBUSTIBLES SÓLIDOS

CARBÓN

Descriptos por De Alba (1954), los depósitos de carbón se localizan en la falda sudoriental de la sierra de Maz, Villa Unión. Las minas son, de norte a sur: La Negra, La Cortadera y La Victoria.

La unidad que contiene los depósitos de carbón es asignada al Carbonífero, sustentadas por restos fósiles vegetales (Formación Guandacol).

La Negra

El depósito consiste en dos mantos de carbón separados por 150 metros. Estos mantos se intercalan entre areniscas y arcosas. Los mantos son lenticulares, con espesores de 0,6 a 0,86 m de espesor, rumbo NE y buzamiento 30° a 35° al SE.

Las reservas son de 70.000 toneladas. Se han extraído 1.000 t de este depósito.

El carbón es semibituminoso, de color negro, con contenidos de cenizas de 20 % y 6.500 cal/g.

7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

DISTRITO MINERO LA MEJICANA

El Distrito Minero La Mejicana se ubica en la provincia de La Rioja, en la ladera oriental de la sierra de Famatina, entre 4300m y 4900m sobre el nivel del mar. Dista 34 kilómetros al oeste – noroeste de la localidad de Chilecito, distancia sorteada por el histórico cablecarril que unía la estación ferroviaria de Chilecito con la mina La Mejicana.

Este distrito minero, integrado por más de 20 vetas mineralizadas, tuvo un período de máxima explotación de minerales metalíferos (plata, oro y cobre) entre 1905 y 1923, favorecido por el funcionamiento del cablecarril. Se accede desde Chilecito recorriendo las rutas nacional 40 y provincial 11 pavimentadas; luego por un camino de tierra hasta Los Corrales y finalmente por una huella minera que sigue el cauce del río Amarillo.

El distrito toma el nombre de la mina La Mejicana, registrada en 1807 por el minero Félix Amarello de origen mejicano. Luego de la época de máxima actividad en el primer cuarto del siglo XX, la explotación en el área cesó totalmente. Posteriormente se realizaron, en varias oportunidades, nuevas exploraciones, estudios y replanteos de las labores, pero estos trabajos no modificaron el estado de inactividad del yacimiento.

En el distrito minero y áreas circundantes, así como en la vertiente oriental del Sistema del Famatina, que se atraviesa para llegar a la mina, afloran unidades ígneas, metamórficas y sedimentarias paleozoicas y cenozoicas. En la zona del yacimiento afloran las rocas ordovícicas de la Formación Negro Peinado, compuestas por esquistos, pizarras, filitas

y cuarcitas. Estas rocas se habrían originado en un complejo sedimentario de origen marino, afectado por metamorfismo regional, al que se habría sobreimpuesto un metamorfismo de contacto durante la intrusión de los granitoides ordovícicos de la Formación Ñuñorco, cuyos afloramientos forman las cumbres de los Nevados del Famatina en la zona de La Mejicana.

Unos 10 km al norte de la mina La Mejicana afloran sedimentitas continentales del Paleozoico superior asignadas a la Formación Agua Colorada (Carbonífero) en la zona de Tambería de Real Viejo y un poco más al norte asoman las sedimentitas continentales pardo rojizas de la Formación Patquía (Pérmico) en la zona conocida como Tres Piedras.

Hacia el sud y este de La Mejicana afloran pequeños cuerpos ígneos irregulares y diques de dacitas y riocacitas de la Formación Mogote, que intruyen las rocas de la Formación Negro Peinado, que fueron asignadas al Plioceno y a las que se atribuye la mineralización de cobre, oro y plata del distrito.

A la latitud del distrito minero el piedemonte de la sierra está integrado por cinco niveles de agradación pedemontana. El más antiguo, del Pleistoceno inferior, es denominado Formación Santa Florentina; los siguientes corresponden al Pleistoceno superior y Holoceno. La agradación pedemontana cubrió los depósitos continentales sinorogénicos de edad neógena, pero probablemente la tectónica cuaternaria expuso las secuencias neógenas de las formaciones El Buey y El Durazno interrumpiendo los niveles pedemontanos más modernos. Dentro de las unidades cuaternarias se destaca en el distrito un conglomerado con cemento color ocre, expuesto en las terrazas de la margen derecha del río Amarillo, portador de oro, que ha sido denominado Formación Cueva de Pérez.

Este sitio ha sido designado como de interés geológico porque está ligado a la historia de la minería en la Argentina. El cablecarril que transportaba el mineral desde el yacimiento hasta la estación ferroviaria, donde era cargado en trenes, ha sido declarado Monumento Histórico Nacional debido a que fue una destacada obra de ingeniería para su época por la longitud de su recorrido (34 km) y el desnivel, que supera 3325,44 metros.

MONUMENTO NATURAL CERRO BOLA

El cerro Bola está ubicado en el oeste riojano, al este de la localidad de Guandacol e inmediatamente al sur de la sierra de Maz. Desde el punto de vista

geológico está en el sector noroeste de la unidad morfoestructural de Sierras Pampeanas Occidentales, formando parte de los afloramientos correspondientes a la cuenca triásica Ischigualasto–Villa Unión. Estructuralmente es un braquianticlinal cuyo flanco occidental se halla truncado por una falla inversa. En él, aflora una potente secuencia sedimentaria correspondiente a los denominados "Paganzo I, II y III", semejante a la que se observa en el cerro Guandacol, con la diferencia de que en el cerro Bola no afloran las rocas del basamento.

El núcleo del anticlinal corresponde a una potente secuencia de areniscas y pelitas gris verdosas, con niveles diamictíticos intercalados en el tercio inferior, correspondientes a la Formación Guandacol. Sobre esta unidad continúa una sucesión de conglomerados y areniscas gris blanquecinas, con minerales de carbón, correspondientes a la Formación Tupe. Sobreyace a ésta una secuencia de bancos rojos integrada por conglomerados, areniscas y pelitas, pertenecientes a la Formación Patquía. Continúan sobre esta unidad, mediando discordancia erosiva, potentes coladas volcánicas seguidas de areniscas y areniscas conglomerádicas pertenecientes a la Formación Talampaya, la que a su vez está cubierta, en discordancia, por bancos rojos con vulcanitas, correspondientes a la Formación Tarjados. Finalmente, sobre esta secuencia y en discordancia erosiva, se disponen conglomerados, areniscas y pelitas correspondientes a la Formación Los Rastros.

PARQUE NACIONAL TALAMPAYA

Enclavado en el centro oeste de la provincia de La Rioja, el Parque Nacional Talampaya está situado en la sierra de Los Tarjados. En sus pintorescos paisajes se destacan los afloramientos de la Formación Talampaya, que pueden ser fundamentalmente observados en el cañón homónimo y en el paraje conocido como Ciudad Perdida.

El Parque Nacional Talampaya, conjuntamente con el Parque Provincial Ischigualasto, fueron incorporados por la UNESCO al listado de los sitios de patrimonio Natural de la Humanidad. Esto es debido a que son uno de los pocos yacimientos en el mundo que contienen un completo registro de vertebrados fósiles que permite explicar su evolución durante todo el período Triásico. Ambos sitios forman parte de la Cuenca Triásica Ischigualasto – Villa Unión, cuya formación habría comenzado durante el Pérmico medio – superior, y continuó hasta el Mesozoico

más temprano, cuando la nueva Pangea comenzó a sufrir los primeros efectos de un régimen extensional que preanunciaba el desmembramiento de Gondwana. Estos efectos se vieron concretados durante el Triásico medio superior con la formación de cuencas continentales ubicadas en el oeste de la Argentina, en las provincias de La Rioja, San Juan, Mendoza y Neuquén, continuando por la Patagonia hasta el Macizo del Deseado. El origen de estas cuencas fue producto de los procesos extensionales (rifting) que culminaron con la apertura del océano Atlántico en el Jurásico medio.

Estructuralmente la cuenca Ischigualasto-Villa Unión se habría comportado como un hemigraben, con un bloque elevado y otro hundido; este último fue paulatinamente cubierto por sedimentos fluviales y eólicos. Las rocas más antiguas del Parque corresponden a las areniscas gujarrosas de la Formación Talampaya, depositadas sobre rocas carbonífero-pérmicas del Grupo Paganzo. Estas areniscas de color rojo pálido a rosado forman los importantes paredones rojizos del cañón de Talampaya, labrados por el viento y el agua.

Tras un movimiento de la falla principal de la estructura, se elevó la Formación Talampaya, convirtiéndose así en un área de aporte; la erosión fluvial y eólica que la afectó depositó arenas y limos cuya consolidación posterior dio origen a la Formación Tarjados, dispuesta en discordancia erosiva sobre la anterior y aflorante en la parte alta de los paredones del cañón de Talampaya.

Colmatada la cuenca, un nuevo movimiento tectónico produjo un ascenso que reactivó la erosión fluvial y favoreció además la formación de un lago. La consolidación de los depósitos fluviales dio origen a la Formación Chañares (areniscas, limolitas, arcillitas y tobas) y la de los lacustres a la Formación Ischichuca (arcillitas negras).

La presencia del lago, los tipos de fósiles y las arcillas negras de la Formación Ischichuca revelan que las condiciones climáticas se tornaron más húmedas. Tal vez esto fue lo que ocasionó la expansión del gran lago, por lo que las sedimentitas lacustres y deltaicas depositadas en él cubrieron la Formación Chañares. A estas sedimentitas se las denominó Formación Los Rastros, destacándose por la abundante fauna y flora fósil que poseen.

Posteriormente, un nuevo ciclo de ascenso reinició el trabajo erosivo de los ríos que depositaron arenas, limos y arcillas de tonos blanquecinos, rosados y amarillentos que darían origen a la Formación Ischigualasto, portadora también de gran cantidad de

restos fósiles de vertebrados y plantas. La datación de cenizas volcánicas contenidas en esta unidad indica una edad triásica superior.

Finalmente, otro ascenso tectónico reinstaló un nuevo sistema fluvial representado por canales sinuosos sobre una amplia planicie aluvial acompañados por lagunas temporarias. Las sedimentitas resultantes de este proceso, representadas por areniscas y limolitas de color rojo, fueron denominadas Formación Los Colorados. Son portadoras de abundante cantidad de fósiles entre vertebrados, grandes raíces y troncos petrificados, que indican una flora de gran porte. Amplios afloramientos de esta unidad predominan en el sector occidental de la cuenca, extendiéndose desde el cerro Bola hasta el Parque Provincial Ischigualasto.

Hace unos 25 millones de años comenzó el levantamiento de la Cordillera de Los Andes, debido a compresiones que sufre la corteza terrestre. El ascenso fue paulatino y migratorio de oeste a este, primero ascendió la Cordillera de Los Andes, luego la Precordillera, más tarde las Sierras Pampeanas Occidentales y finalmente la sierra de Famatina. Con el ascenso de las sierras quedaron delimitadas nuevamente las cadenas y cuencas montañosas. A medida que las sierras ascendían sus rocas fueron desgastadas por la erosión y concomitantemente con el levantamiento se depositaron en las cuencas sedimentitas sinorogénicas sobre las rocas más antiguas. Estas sedimentitas neógenas fueron luego arrastradas y levantadas a medida que continuaba el ascenso de los bloques de basamento y en algunos casos plegadas entre ellos. Actualmente se las halla

en la parte baja de las laderas de las sierras, también formando el sustrato de los depósitos cuaternarios que rellenan las grandes depresiones o constituyendo serranías menores en el paisaje.

En el lapso comprendido entre el Mioceno superior y el Plioceno inferior (5,5 a 3,6 Ma) se produjeron nuevos levantamientos de las sierras, que arrastraron en ese ascenso a toda la pila sedimentaria, fracturando la corteza y dejando al descubierto las sedimentitas triásicas y neógenas, dando lugar al paisaje subactual.

El modelado exógeno posterior se efectuó principalmente por erosión y acumulación llevadas a cabo por los procesos eólico y fluvial. Justamente como consecuencia de este último proceso se labró el cañón de Talampaya y Los Cajones, donde pueden verse, en posición prácticamente horizontal, los perfiles de las formaciones Talampaya y Tarjados, expuestos en paredones verticales muy elevados, que son muy buenos ejemplos de erosión en tubos de órgano que se atribuyen a la acción del agua y del viento. La mayor resistencia de la Formación Tarjados, sobreimpuesta a la Formación Talampaya, y la disposición horizontal de los estratos, generó relictos de erosión del tipo de los denominados mesas, mesillas y butte, a los que se han dado nombres propios como Las Torres, Los Reyes Magos y El Monje, entre otros. En el extremo sur del parque se halla el paraje denominado Ciudad Perdida, donde la inclinación de la secuencia triásica ha dado origen a un paisaje de cuevas y crestas labrado en la Formación Talampaya, que conforma un paisaje muy distinto al del cañón, pero también de singular belleza.

CUADRO - RESUMEN DE INDICIOS Y OCURRENCIAS MINERALES HOJA 2969-IV VILLA UNION

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
				Lat	Long						
1	Pb, Ag, Zn, Cu	Descubrimiento Nuevo	Río La Troya	S 29° 00' 30"	O 68° 48' 00"	2969 22 - Zapallar	areniscas cuarzosas	Formación Punilla	Devónico	Ga, Bl, Cp, Mi, Az, Q.	Dos socavones
2	Cu	La Aspereza	Río La Troya	S 29° 01' 00"	O 68° 45' 00"	2969 22 - Zapallar	esquistos migmatíticos	Metamorfita Tambillo	Neoproterozoico	Cp, Bo, carbonatos de Cu.	
3	Granate	Cacho	Sierra de Umango	S 29° 00' 00"	O 68° 37' 00"	2969 22 - Zapallar	esquistos micáceos	Metamorfita Tambillo	Neoproterozoico	Gm, Alm.	destapes
4	Fe	Hierro I y II	Villa Castelli	S 29° 03' 00"	O 68° 29' 00"	2969 23 - Villa Unión	esquistos, limolitas	Complejo El Zaino	Proterozoico		
5	Cr, Ni	San José, San Juan, San Antonio, Oscar I, II y III, Ernesto I, II y III	Villa Castelli	S 29° 04' 00"	O 68° 29' 00"	2969 23 - Villa Unión	rocas ultrabásicas	Complejo de Maz	Proterozoico		
6	Cr, Ni	Rodeiro, Donato Rodríguez, Montaña, La Mira	Villa Castelli	S 29° 06' 00"	O 68° 29' 00"	2969 23 - Villa Unión	rocas ultrabásicas	Complejo de Maz	Proterozoico		
7	Vermiculita	La Dudosa	Villa Unión	S 29° 13' 00"	O 68° 26' 00"	2969 23 - Villa Unión	esquistos, amfibolitas, migmatitas	Complejo de Maz	Proterozoico	Vrm.	destapes
8	Baritina	Grupo La Puntila (La Puntila, Silvano, Minar)	Villa Unión	S 29° 11' 00"	O 68° 11' 00"	2969 23 - Villa Unión	areniscas	Fm. Los Colorados	Triásico	Ba, Q, Ca, Ce.	un pique de 35 m de profundidad, rajos y otras labores, en total 200m.
9	Baritina	Lomas Blancas y Don Pedro (Gpo. La Puntila)	Villa Unión	S 29° 14' 00"	O 68° 11' 00"	2969 23 - Los Palacios	areniscas	Fm. Los Colorados	Triásico	Ba, Ca, Q, Ce, Fl, Oxmm, ga.	Dos piques de 14 y 10m en Don Pedro. 80 m de laboreo en Lomas Blancas.
10	Cu, Pb	Río Indarguas	Famalina	S 29° 09' 00"	O 67° 50' 00"	2969 24 - Sañogasta	melamorfitas	Fm. Negro Peinado	Proterozoico - Cámbrico inferior	Cp, Ga.	
11	Mo, Cu	La Estrechura	Famalina	S 29° 00' 00"	O 67° 45' 00"	2969 24 - Sañogasta	rocas dacíticas	Fm. Mogote	Plioceno	Cp, Mo, Py, En, Fam, Ttr, Bl, Ga, Mag, Bo, Cc, Cv, Lim, Oxou, ferrimolbita.	
12	Au, Ag, Cu, Mo	La Melicana (Upulungos, San Pedro y otras)	Famalina	S 29° 01' 00"	O 67° 45' 00"	2969 24 - Sañogasta	pórfiro dacítico	Fm. Mogote	Plioceno	En, Fam, Ttr, Cp, Py, Bl, Bo, Au, Mack, Te Au, St, Bm, Mar, Q, Ba, Cid.	Laboreos subterráneos en cinco y seis niveles, hasta unos 200 m de profundidad.
13	Cu, Ag, Au	Los Bayos (Iriandesa, San Pedro, Victoria, Vizzachita, Catalina, Alberto)	Famalina	S 29° 02' 00"	O 67° 44' 10"	2969 24 - Sañogasta	Pórfiro dacítico	Fm. Mogote	Plioceno	Cp, Mo, En, Fam, Cc, Bo, Cv, Neo, Bl, Ttr, Ga, Mag, Au, Py.	Cinco socavones en distintos niveles: más de 700 m de labores subterráneas.
14	Pb, Ag, Zn	Cerro Negro (La Viuda, Peregrina)	Famalina	S 29° 03' 00"	O 67° 44' 00"	2969 24 - Sañogasta	lutitas y pizarras	Fm. Negro Peinado	Proterozoico - Cámbrico inferior	Ga, Bl, Ag, Prq, Pro, Frb, Te, Acan, Py, Sid mm, Q, Ba, Ca.	Laboreo antiguo inaccesible, aterrado e inundado. Explotación en 16 niveles en la mina La Peregrina.
15	Cu, Mo	Portezuelo de Illáñez	Famalina	S 29° 03' 00"	O 67° 43' 00"	2969 24 - Sañogasta	filitas	Fm. Negro Peinado	Proterozoico - Cámbrico inferior	Mo, Cp, Bl, Ga, Py, Ttr.	
16	Pb, Ag, Zn	Cerro Negro (La Plata I y II, Georgete)	Famalina	S 29° 04' 00"	O 67° 43' 00"	2969 24 - Sañogasta	pizarras, filitas	Fm. Negro Peinado	Proterozoico - Cámbrico inferior	Ga, Bl, Ag, Pir, Pro, Frb, Te, Acan, Py, Sid mm, Q, Ba, Ca.	Laboreos antiguos. Socavones
17	Au (Cu)	Distrito El Oro (Antigua, Kimberley, María)	Famalina	S 29° 05' 00"	O 67° 44' 17"	2969 24 - Sañogasta	granito/hornfels	Fm. Ñuñorco/Fm. Negro Peinado	Ordovícico - Proterozoico/Cámbrico inferior	Au, Py, Cp, Espe, Hem, Q, Sid.	Más de 4.000 m. de labores subterráneas en varios niveles
18	Pb-Zn-Ag-Cu	Distrito Caldera (La Aragonesa)	Famalina	S 29° 01' 00"	O 67° 42' 00"	2969 24 - Sañogasta	lutitas y pizarras	Fm. Negro Peinado	Proterozoico - Cámbrico inferior	Ga, Bl, Ag, Cp, Py, rosicler, Q, carbonatos, Rds.	laboreos antiguos
19	Au	Guanchín	Guanchín	S 29° 12' 00"	O 67° 37' 00"	2969 24 - Sañogasta	conglomerados	Depositos cuaternarios	Cuaternario	Au, Mag, Mnz, Zrn.	Canteras
20	Cu	María Luisa	Sierra de Maz	S 29° 21' 00"	O 68° 29' 00"	2969 29 - Los Palacios	esquistos, pizarras	C. El Tanco	Proterozoico		destapes
21	carbón	Victoria	Villa Unión	S 29° 27' 00"	O 68° 25' 30"	2969 29 - Los Palacios	areniscas, lutitas, pelitas	Fm. Guandacol	Carbonífero	C	

Cuadro resumen de indicios y ocurrencias minerales - Hoja 2969-IV Villa Unión

22	carbón	Cortadera	Villa Unión	S 29° 25' 10"	O 68° 23' 10"	2969 29 - Los Palacios peñitas	areniscas, lutitas, peñitas	Fm. Guandacol	Carbonífero	C	destapes
23	carbón	La Negra	Villa Unión	S 29° 23' 15"	O 68° 22' 30"	2969 29 - Los Palacios peñitas	areniscas, lutitas, peñitas	Fm. Guandacol	Carbonífero	C	destapes
24	Barritina (U?)	La Teresita, M. Donnati (La Pampa)	La Pampa	S 29° 15' 58"	O 68° 20' 31"	2969 23 - Villa Unión	esquistos	Complejo El Zaino	Proterozoico	Ba.	labor de 10 m de largo
25	Grafito	Los Dos	Villa Unión	S 29° 20' 29"	O 68° 21' 12"	2969 23 - Villa Unión	cuarcitas, calizas, esquistos cuarzo micáceos	Complejo El Zaino	Proterozoico	Gra.	Explotación a cielo abierto. Labores subterráneas de explotación
26	Grafito	Las Cañas	Villa Unión	S 29° 17' 00"	O 68° 18' 00"	2969 23 - Villa Unión	cuarcitas, calizas, esquistos cuarzo micáceos	Complejo El Taco	Proterozoico	Gra.	Destapes.
27	Vermiculita	La Caprichosa	Banda Florida	S 29° 17' 08"	O 68° 15' 45"	2969 23 - Villa Unión	esquistos, amfibolitas, migmatitas	Complejo El Taco	Proterozoico		
28	Pirofilita	(Quebrada de Chuschin) Don Juan I y XI, Hércules, La Anárctica I y XI, Jugueta del Puerto	departamento de Lavalle	S 29° 16' 50"	O 67° 53' 32"	2969 24 - Sañogasta	lutitas, areniscas	Fm. Suri	Ordovícico	Q, Ser, Ch, Pirof.	labor principal de 1.500 m.
29	Pirofilita	(quebrada del Cosme) Delina, San Lorenzo, Daniel	departamento de Lavalle	S 29° 15' 49"	O 67° 53' 16"	2969 24 - Sañogasta	lutitas, areniscas	Fm. Suri	Ordovícico	Q, Ser, Ch, Pirof.	Delina: socavones (250 m de labores) San Lorenzo, dos niveles de galerías, 850 m.
30	Barritina	La Zeta	Agua Colorada	S 29° 20' 00"	O 67° 53' 00"	2969 30 - Vichigasta	granito	Fm. Ñuñorco	Ordovícico-Silúrico	Ba.	
31	arcillas	La Fena, San Cayetano	Puerto Alegre	S 29° 27' 00"	O 67° 56' 00"	2969 30 - Vichigasta	aluviones		Cuaternario	Aic.	Canteras
32	Pirofilita	Mina Antonieta	Puerto Alegre	S 29° 21' 00"	O 67° 54' 00"	2969 30 - Vichigasta	filitas, esquistos, cuarcitas	Fm. Suri	Ordovícico	Prof. Ser.	
33	Pb, Cu, Ba	El Chuschin	Sierra de Famatina	S 29° 15' 00"	O 67° 52' 00"	2969 24 - Sañogasta	Pirofilitas, esquistos, cuarcitas	Fm. Negro Peinado inferior	Proterozoico - Cámbrico inferior		
34	Pb, Cu, U, Ba	Miranda Sur	Sierra de Famatina	S 29° 20' 00"	O 67° 47' 00"	2969 24 - Sañogasta	Lutitas, grauvacas, andesitas, dacitas, pórfiros	Fm. Suri	Ordovícico	Cp, Cv, Bi, Ox de Cu.	
35	Cu, Mo	Agua de la Cabra	Sierra de Famatina	S 29° 15' 00"	O 67° 45' 00"	2969 24 - Sañogasta	granitos	Fm. Ñuñorco	Ordovícico - Silúrico	Cp, Mo.	
37	U, Cu	San Sebastián	Sañogasta	S 29° 16' 32"	O 67° 37' 35"	2969 22 - Zapallar	Eófitas leptometamórficas	Fm. Negro Peinado inferior	Proterozoico - Cámbrico inferior	Py, Cp, Bo, Pch, umanguita.	Rejos y canteras. Labores subterráneos.
38	U, Cu	Santa Brígida I y II, Navidad, Felicidad.	Sañogasta	S 29° 19' 00"	O 67° 38' 00"	2969 22 - Zapallar	esquistos, cuarcitas	Fm. Suri	Ordovícico	Pch, Py, Cp, Bo, umanguita, clausathalita, Ca, Fl, Ba, Gyp.	labores superficiales y subterráneas hasta 25 m de profundidad
39	U	Sonia, La Marthita	Guandacol	S 29° 30' 00"	O 68° 47' 00"	2969 28 - Guandacol	areniscas	Fm. Panacáñ	Pérmico	Pch, Car, schroenkingerita, Uran, Aut, Az, Bo, Cc, Cp, Ca, Ox, de Fe.	Las labores consisten en destapes y galerías achiflonadas.
40	U	La Primera	Guandacol	S 29° 29' 00"	O 68° 46' 00"	2969 28 - Guandacol	areniscas	Fm. Panacáñ	Pérmico	Pch, Py, Cp.	
41	Pb, Ag, Zn, Ba	El Llanto	Guandacol	S 29° 31' 00"	O 68° 46' 00"	2969 28 - Guandacol	conglomerado y brechas		Cuaternario	hemimorfita, hidrocinclita, smithsonita, auricalcita.	Canteras
42	Pb, Ag, Zn, Ba	Helvecia (Corte Grande, El Halcón, Las Filipinas, Santa Rita.)	Guandacol	S 29° 33' 00"	O 68° 46' 00"	2969 28 - Guandacol	Conglomerados, calizas	Fm. San Juan/Fm Volcán	Ordovícico-Carbonífero	Ga, Py, Bi, Ba, hemimorfita, smithsonita, hidrocinclita, Q, Ca.	Socavón de 356 m, galerías, pique de 31 m, cortaveta de 55 m y labores irregulares.
43	U (Pb, Zn)	Urcal	Guandacol	S 29° 35' 00"	O 68° 46' 00"	2969 28 - Guandacol	areniscas, calizas	Fm. Panacáñ / Fm. San Juan	Pérmico-Ordovícico	Pch, Ty, Ga, Py, Bi, Ba, Mi, smithsonita, Ox, de Fe y compuestos de V : karelianita, montroseita, doleresta, duttonita, y patiscoita	labores superficiales, subterráneas y sondeos de hasta 40 m
43	U	Urcuschún	Guandacol	S 29° 35' 00"	O 68° 48' 00"	2969 28 - Guandacol	areniscas	Fm. Panacáñ	Pérmico	Pch, Ty, Ox de Fe, Py, Mi.	destapes, tres galerías y una malla ortogonal de sondeos.
44	Pb, Ag, Zn, Ba	Helvecia (El Hoyo, El Ingenio)	Guandacol	S 29° 35' 00"	O 68° 45' 00"	2969 28 - Guandacol	Conglomerados, calizas	Fm. San Juan	Ordovícico	Ga, Py, Bi, Ba, hemimorfita, smithsonita, Q, Ca.	

45	U	Cerro Aspero, Cerro Blanco, Las Caltas	Chepical	S 29° 39' 00"	O 68° 44' 00"	2969 28 - Guandacol	areniscas, arcosas	Fm. Panacán	Pérmico	Pch, Uran, Car, schoeckingenta, Mn.	destapes, sondeos.
46	U	Chepical, Los Barreates, Quebrada Colorada	Chepical	S 29° 42' 00"	O 68° 43' 00"	2969 34 - Panacán	areniscas	Fm. Panacán	Pérmico	Pch, Uran, Car, Mi, Az, Ox de Fe y Mn.	destapes, sondeos.
47	Caliza	Cerro Totorá	Guandacol	S 29° 29' 00"	O 68° 41' 00"	2969 23 - Villa Unión	calizas	Fm. San Juan	Ordovícico	caliza	destapes, canteras.
48	Au, Ag	La Salamanca	Gualcamayo	S 29° 42' 15"	O 68° 39' 10"	2969 34 - Panacán	calizas	Fm. San Juan	Ordovícico	Py, Mi, Hem, Gyp, Q.	Diez labores; galerías de hasta 37 m, piques achifonados con galerías laterales (80 m).
49	Au, Ag	General Belgrano	Gualcamayo	S 29° 40' 30"	O 68° 38' 40"	2969 34 - Panacán	calizas	Fm. San Juan	Ordovícico	Py, au, Bl, Cp, Ga, Tr, Lim, Cc, Ox de Cu, Q	Cinco labores principales de exploración en la zona de oxidación consistentes en pique achifonados.
50	Mo	El Rodado, Varela (Gualcamayo)	Gualcamayo	S 29° 41' 00"	O 68° 39' 00"	2969 34 - Panacán	calizas, tonallitas	Fm. San Juan	Ordovícico - Terciario	Mo, Mag, Hem, Cp, Po, Py, Bl, Q.	destapes
51	Fe	La Abundancia, Qda Amarilla (Gualcamayo)	Gualcamayo	S 29° 42' 20"	O 68° 38' 30"	2969 34 - Panacán	calizas, pórfiro tonalítico	Fm. San Juan	Ordovícico - Terciario	Mag, py, Cp, Q, silicatos ferroalúico	
52	Au, Ag	Quebrada del Diablo, Amelia Inés, Magdalena.	Gualcamayo	S 29° 42' 05"	O 68° 37' 30"	2969 34 - Panacán	calizas	Fm. San Juan	Ordovícico	Py, au, Bl, Cp, Ga, Tr, Lim, Cc, ox de Cu, Q.	Open pit y labores subterráneas.
53	Sr arcillas	Alborada	Guandacol	S 29° 32' 00"	O 68° 27' 00"	2969 29 - Los Palacios	areniscas	Fm. Paquífa	Pérmico	Ce, Ca, Ba, Gyp.	Destapes, canteras.
54	W	Cerro Bola	Guandacol	S 29° 33' 00"	O 68° 25' 00"	2969 29 - Los Palacios	lutitas	Fm. Guandacol	Carbonífero	Arc, C, Q y Mi.	
56	W	Milagros	Sañogasta	S 29° 30' 35"	O 67° 36' 05"	2969 30 - Vichigasta	granito	Fm. Ñuñorco	Devónico	Wt, Sch, Mo, Py, Cp, Bis.	Destapes y un socavón de 8 m.
57	W	Grupo El Chacho (El Águila, Esperanza, Florentina)	Sañogasta	S 29° 32' 10"	O 67° 36' 00"	2969 30 - Vichigasta	granito	Fm. Ñuñorco	Devónico	Wt, Sch, Mo, Py, Cp, Bis.	1.500 m de labores.
58	W	El Rico	Sañogasta	S 29° 33' 00"	O 67° 35' 50"	2969 30 - Vichigasta	granito	Fm. Ñuñorco	Devónico	Wt, Sch, Mo, Py, Cp, y Bis	Rajos y un socavón.
59	W	Josefa	Sañogasta	S 29° 36' 00"	O 67° 35' 30"	2969 30 - Vichigasta	granito	Fm. Ñuñorco	Devónico	Wt, Sch, Mo, Py, Cp, Bis	600 m de galerías, un pique, 40 m de profundidad, 20 niveles.
60	Baritina	La Canaleta	Sa. de Talampaya	S 29° 40' 00"	O 67° 32' 00"	2969 36 - Talampaya	granito	Fm. Ñuñorco	Silúrico	Ba	
61	Cu	Santa Filomena, Dolores y otras (Guachi)	Guachi	S 29° 55' 00"	O 68° 52' 00"	2969 34 - Panacán	andesitas, dacitas	Fm. Cerro Morado	Mioceno	Cp, Py, Az, Mi, Ga, Au	Rajos, socavones, piques, chifones, galerías.
62	Au, Ag	Riscos, Oro Blanco, Potoro, Sanjón	Guachi	S 29° 55' 00"	O 68° 49' 00"	2969 34 - Panacán	areniscas	Fm. Panacán	Pérmico	Q, Py, au, Bl, Ga, Cp.	labores subterráneas aterradas.
63	Au	Los Caballos, La Sanjuanina (Guachi)	Guachi	S 29° 54' 00"	O 68° 49' 00"	2969 34 - Panacán	areniscas	Fm. Panacán	Pérmico	Py, au, Q, Ga, Bl, Cp, Lim, Ca, Gyp.	Destapes, rajos, galerías.
64	Au	El Pescado (El Picalfor, La Culebra, Del Águila)	Jáchal	S 29° 54' 00"	O 68° 39' 00"	2969 34 - Panacán	areniscas	Fm. Panacán	Pérmico	Q, Py, au, Lim	rajos de hasta 10 m de profundidad y chifones.
65	U, Cu	La Enterrada, La Pantera	Huaco	S 29° 57' 00"	O 68° 22' 00"	2969 35 - Sierra Morada	areniscas y limollitas	Fm. Río Jáchal	Neógeno	Mi, Az, Cp, Gyp, Ce	destapes y sondeos
66	Baritina	Talampaya (San Ramón I y II, Los Gauchos)	Talampaya	S 29° 47' 00"	O 67° 36' 00"	2969 36 - Talampaya	granito	Fm. Ñuñorco	Silúrico	Ba	
67	Baritina, Fluorita, U	Rincón de Los Paez	Talampaya	S 29° 56' 00"	O 67° 37' 00"	2969 36 - Talampaya	granito	Fm. Ñuñorco	Silúrico	Ba, fluorita.	
68	Baritina	Isabel (Bajo de las Minas)	Bajo de las Minas	S 29° 56' 00"	O 67° 36' 00"	2969 36 - Talampaya	granito	Fm. Ñuñorco	Silúrico	Ba	

ABREVIATURAS Ag: plata; Arg: argentina; Au: oro; Az: azurita; Ba: baritina; Bc: bornita; Ch: caolinita; Cp: calcopirita;

Clt: calcetonia; Cv: covellina; En: enargita; Ga: galena; Gyp: yeso; Hem: hematita; Lim: limonita; Mag: magnetita; Mi: malaquita;

Prof: pirrotina; Py: pirita; Q: cuarzo; Ser: sericita; Tr: tetraedrita; Wt: wolframita

LA RIOJA	Santa Rosa	Veas San Juan, Maiequita y Santa Rosa	La Mejicana	28	56	-28,9333333	67	39	16	-67,6544444	Epiternal. Polimetálico complejo	7e	2,45	50,000	1225	La Mejicana	Episodios ándicos	Episodios nec1
LA RIOJA	La Encrucijada	La Encrucijada	La Mejicana	28	58	-28,9677778	67	41	54	-67,6983333	Epiternal. Polimetálico complejo	7e	6,12 máxima	#VALORI	La Mejicana	Episodios ándicos	Episodios nec0	
LA RIOJA	El Pararrayo	El Pararrayo	La Mejicana	28	59	-28,9883333	67	37	55	-67,6519444	Depósitos asociados a Epiternal. Polimetálico complejo	6d	5-6 (ley máxima)	#VALORI	La Mejicana	Episodios famatnianos	Ordoviciano inf0	
LA RIOJA	Nevados del Famatna	Montey, Rosario, Italia, Independencia, Libertad	La Mejicana	28	59	-28,9888889	67	46	37	-67,7769444	Epiternal. Polimetálico complejo	7e	7,1	0	La Mejicana	Episodios ándicos	Episodios nec0	
LA RIOJA	Nevados del Famatna	Ofir	La Mejicana	28	59	-28,9886111	67	47	17	-67,7880556	Epiternal. Polimetálico complejo	7e	2,1	86,500	La Mejicana	Episodios ándicos	Episodios nec1	
LA RIOJA	Nevados del Famatna	La Estrechura	La Mejicana	29	0	-29	67	45		-67,75	Porfirio de cobre	4b	0,5	202,000,000	La Mejicana	Episodios ándicos	Episodios neogenos	
LA RIOJA	El Pararrayo	La Cobriza	La Mejicana?	29	0	-29	67	40		-67,6666667	Depósitos asociados a granitoides	6d	1,1 (ley máxima)	#VALORI	La Mejicana?	Episodios famatnianos	Ordoviciano inf0	
LA RIOJA	Sierra de Umango	Las Aspezas	Los Liantenes	29	1	-29,0166667	68	45		-68,75	Veas y brechas de asignación genética diversa	14b		0	Los Liantenes	Episodios Hercínicos	Permo-Triásico	
LA RIOJA	La Mejicana	Upungus y San Pedro	La Mejicana	29	1	-29,0166667	67	45		-67,79	Epiternal alta	7c	1,06	134,400	La Mejicana	Episodios ándicos	Episodios nec1	
LA RIOJA	Nevados del Famatna	Los Bayos (Madessa, San Pedro, Victoria, Vicedante, Chelina, Absarón)	La Mejicana	29	3	-29,05	67	48		-67,7	Porfirio de cobre	4b	3	20,000	La Mejicana	Episodios ándicos	Episodios nec1	
LA RIOJA	Nevados del Famatna	Portezuelo de Illanes	La Mejicana	29	3	-29,05	67	43		-67,7166667	Porfirio de cobre	4b	0,3	300,000,000	La Mejicana	Episodios ándicos	Episodios nec3 (todo el distrito)	
LA RIOJA	Cuesta de Miranda	Miranda Sur	Los Liantenes	29	20	-29,3333333	67	47		-67,7833333	Epiternal. Polimetálico complejo	7e		0	Los Liantenes	Episodios famatnianos	Devónica? 0	
SAN JUAN	Guachi Oeste	Guachi Oeste	Preordillera	29	55	-29,9166667	68	52	0	-68,8666667	Porfirio de cobre-oro	4c	6,16	17,340	Preordillera	Episodios ándicos	CUYANIA Episodios neógenos	

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ACEÑOLAZA, F.G., 1969. Características geológicas y estratigráficas del sector septentrional de la Precordillera riojana. 4as Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1:1-13. Buenos Aires.
- ACEÑOLAZA, F.G., 1970. Nota sobre la presencia de *Orchosteropus atavus* Freng. En capas carboníferas de la región de Jagüe, provincia de La Rioja. Acta Geológica Lilloana, 11(3):61-62, San Miguel de Tucumán.
- ACEÑOLAZA, F.G. y R.R. LECH, 1996. Geología del Neopaleozoico sedimentario de la Sierra de Paimán, provincia de La Rioja, Argentina. En: Aceñolaza, F.G., H. Miller y A. Toselli (Eds.), Geología del Sistema de Famatina, Münchner Geologische Hefte, 19:97-102. Munich.
- ACEÑOLAZA, F.G. e I. RABANO, 1990. Nota sobre algunos trilobites *Asaphina* de la Formación Suri (Sistema de Famatina, La Rioja, Argentina). 5° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 1, Serie Correlación Geológica 7:39-49. San Miguel de Tucumán.
- ACEÑOLAZA, F.G. y A.J. TOSELLI, 1977. Observaciones geológicas y paleontológicas sobre el Ordovícico de la zona de Chaschuil, provincia de Catamarca. Acta Geológica Lilloana, 14:55-81. San Miguel de Tucumán.
- ACEÑOLAZA, F.G. y A.J. TOSELLI, 1981. Geología del Noroeste Argentino. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán. 212 pp.
- ACEÑOLAZA, F.G. y A.J. TOSELLI, 1984. Lower ordovician volcanism in NW Argentina. En: Brunton, D.L. (Ed.), Aspects of Ordovician system; Paleontological Contribution University Oslo, 295:203-209.
- ACEÑOLAZA, F.G. y A.J. TOSELLI, 1986. Vulcanismo intercalado al Ordovícico inferior clástico en el noroeste de Argentina. Revista Instituto de Geología y Minería, 6:49-63. San Salvador de Jujuy.
- ACEÑOLAZA, F.G. y A.J. TOSELLI, 1988. El Sistema de Famatina, Argentina: su interpretación como orógeno de margen continental activo. 5° Congreso Geológico Chileno, Actas 1:A55-A67.
- ACEÑALOZA, F.G. y M. VERGEL, 1987. Hallazgo del Pérmico Superior fosilífero en el Sistema de Famatina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 3, 125-129.
- ACEÑOLAZA, F.G., F. DURAND y DÍAZ TADDEI, 1977. Nautiloideos ordovícicos de la Precordillera Argentina. Fauna de Huaco, Provincia de San Juan. Acta Geológica Lilloana, 8: 1-8.
- ACEÑOLAZA, F.G., H. MILLER y A.J. TOSELLI, 1996. Geología del Sistema de Famatina. Münchner Geologische Hefte, 19, 410 pp., Munich.
- ACEÑOLAZA, F.G., H. MILLER y A.J. TOSELLI, 2000. The Pampean and Famatinian Cycles – Superposed orogenic events in West Gondwana. The Geological Evolution of the Andes, Sonderheft ZAG, 337-343.
- ACEÑOLAZA, F.G., H. MILLER, Y A.J. TOSELLI, 2002. Proterozoic - Early Paleozoic evolution in western South American - a discussion. Tectonophysics, 354: 121-137.
- ALBANESI, G.L. y N.E. VACCARI, 1994. Conodontos del Arenigiano en la Formación Suri, Sistema del Famatina, Argentina. Revista Española de Micropaleontología, 26: 125-146.
- ALCOBER, O., 1993. Análisis paleoambiental de la Formación Ischigualasto, Cuenca Ischigualasto, San Juan. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan (inédito) 123 pp.
- ALDERETE, M.C., 1968. Geología de la Quebrada del Portezuelo del Alumbra, Cuesta de Miranda, La Rioja. 31° S., Tesis (inédito), San Miguel de Tucumán.
- ALLCHURH, J., 1895. Expediciones mineras. Departamento Nacional de Minería. Memorias: 201-208. Buenos Aires.
- ALLMENDINGER, R.W., D. FIGUEROA, D. SNYDER, J. BEER, C. MPODOZIS y B.L. ISACKS, 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30° S latitude. Tectonics, 9(4): 789-809.
- AMOS, A., 1954. Estructura de las Formaciones Paleozoicas de la Rinconada, Pie Oriental de la sierra Chica de Zonda, San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina 9(1):3-32. Buenos Aires.
- AMOS, A., 1958. Some Lower Carboniferous brachiopods from the Volcán Formation, San Juan, Argentina. Journal Paleontology 32(5): 838-845.
- ANDERSON, D.L., 1982. Hotspots, polar wander, Mesozoic convection and the geoid. Nature, 297:391-392. Londres.
- ANDREIS, R.R., 1988. La “facies verdosa” de la Formación Patquía (Pérmico) en el extremo austral de la Sierra del Maz (provincia de La Rioja, Argentina). Reunión Anual del Grupo Argentino de Trabajo del Proyecto (IUGS-UNESCO) 211 “Paleozoico Superior de América del Sur”, Resúmenes: 49-52. Buenos Aires.
- ANDREIS, R. R. y O. G. ARRONDO, 1974. Acerca de la discordancia angular entre las Formaciones Guandacol y Tupe en la sierra de Maz (provincia de La Rioja). Ameghiniana 11(4): 373-378.

- ANDREIS, R.R., L.A. SPALLETTI y M.M. MAZZONI, 1975. Estudio geológico del Subgrupo Sierra de Maz, provincia de La Rioja, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 30(3):247-273. Buenos Aires.
- ANGELELLI, V., 1950. Los yacimientos minerales de la República Argentina. I Yacimientos Metalíferos. Su geología y relaciones genéticas. Instituto Nacional de Investigaciones en Ciencias Naturales. Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia. *Revista* 2. Buenos Aires.
- ANGELELLI, V., 1984. Los Yacimientos Metalíferos de la República Argentina. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, Tomos 1 y 2, 704 pp., La Plata.
- ANGELELLI, V. y T. EZCURRA, 1962. Evaluación de los recursos naturales de la Argentina. Recursos Minerales. Consejo Federal de Inversiones, 6. Buenos Aires.
- ANTONIETTI, C. E., 1958. Informe geológico Grupo minero Chepical. Departamento Jáchal-San Juan. Comisión nacional de Energía Atómica. Informe inédito.
- ANTONIETTI, C. E. y C. A. PARERA, 1960. Afloramientos radiactivos en areniscas permocarboníferas entre Jáchal y Guandaco. Su importancia económica. Primeras Jornadas Geológicas Argentinas. *Actas* 3: 17-25. Buenos Aires.
- ARCHANGELSKY, S., 1983. Una nueva licofita herbácea del Devónico de las Islas Malvinas, Argentina. *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Bolivianos* 9:129-135. La Paz.
- ARCHANGELSKY, S. y O. ARRONDO, 1971. Estudio sobre el género *Botrichiopsis* Kurtz (*Gondwanidium* Gothan) del Carbónico y Pérmico gondwánico. *Palaeophytologia Kurtziana*, III. *Ameghiniana* 8 (3-4):189-227. Buenos Aires.
- ARCHANGELSKY, S. y D. BRETT, 1960. Nota preliminar sobre el hallazgo de *Rhexoxylon* en la cuenca de Ischigualasto, límite de las provincias de San Juan y La Rioja. *Acta Geológica Lilloana* 3:187-190.
- ARCHANGELSKY, S. y CÚNEO, R., 1991. The Neopaleozoic floristic sucesión from Northwestern Argentina: A new perspective. En: *Gondwana Seven Proceedings*, Ulbrich, H. y A. Rocha Campos (Eds.), Instituto de Geociencias, Universidad de Sao Paulo, 469-481. Brasil.
- ARCHANGELSKY, S., AZCUY, C. y WAGNER, R., 1981. Three dwarf lycophytes from the Carboniferous of Argentina. *Scripta Geologica* 64:1-35.
- ARCHANGELSKY, S., C. AZCUY, C.R. GONZÁLEZ y N. SABATTINI, 1987. Edad de las biozonas. Archangelsky, S. (Ed.), *El Sistema Carbonífero en la República Argentina*, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Córdoba, Argentina, 153-168.
- ARCHANGELSKY, S., C.L. AZCUY, S. N. CÉSARI, C.R. GONZÁLEZ, M. A. HÜNICKEN, A. MAZZONI y N. SABATTINI, 1996. Correlación y edad de las biozonas. En: Archangelsky S. (Ed.), *El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay*, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 203-226.
- ARCHBOLD, N. y T. SIMANAUSKAS, 2001. New strophalosiidae (Brachiopoda) from Early Permian of Argentina. *Proceedings of the Royal Society of Victoria* 113: 217-227.
- ARCHBOLD, N.W., G.A. CISTERNA y T. SIMANAUSKAS, 2004. The Gondwanan Carboniferous-Permian Boundary Revisited: New Data from Australia and Argentina. *Gondwana Research*, 7: 125-133.
- ARCUCCI, A.B., C.A. MARSICANO y A.T. CASELLI, 2004. Tetrapod association and palaeoenvironment of the Los Colorados Formation (Argentina): a significant sample from Western Gondwana at the end of the Triassic. *Geobios*, 37: 557-568.
- ARRONDO, O. y B. PETRIELLA, 1979. El género *Lycopodiopsis* (*Lycopodopsidaceae*, *Lepidodendrales*) del Carbónico medio-Pérmico inferior de Argentina. *Ameghiniana* 16(1-2):121-133.
- ARRONDO, O., S. CÉSARI y P. GUTIÉRREZ, 1991. *Frenguellia* a new genus of lycopods from the early Carboniferous of Argentina. *Review on Paleobotany and Palinology*. 70: 187-197.
- ASTINI, R., 1986. Análisis petrológico, litofacial y estratigráfico de las unidades clásticas ordovícicas en el área de Guandacol, norte de la Precordillera y sus implicancias en la evolución paleogeográfica de la cuenca. Trabajo Final de Licenciatura. Universidad Nacional de Córdoba. Inédito, 68 pp.
- ASTINI, R., 1988. Consideraciones sedimentológicas de la Formación Yerba Loca, Ordovícico de la Precordillera Argentina. 2º Reunión Argentina de Sedimentología 1: 11-15. La Plata,
- ASTINI, R., 1991. Paleoambientes sedimentarios y secuencias depositacionales del Ordovícico clástico de la Precordillera Argentina. Tesis doctoral Universidad Nacional de Córdoba. Inédita, 851 pp.
- ASTINI, R., 1993. Secuencias deposicionales y niveles del mar en el Sistema Ordovícico de la Precordillera argentina. *Boletín de la Real Sociedad de Historia Natural (sección Geología)*, 88:113-126.
- ASTINI, R., 1994a. Las megaturbiditas de la Formación Trapiche (Ordovícico superior de la Precordillera), procesos sedimentarios y marco geológico.

- 5ª Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1:107-112.
- ASTINI, R., 1994b. Geología e interpretación de la Formación Gualcamayo en su localidad clásica (suroeste de Guandacol y cordón de Perico-Potreriño), Precordillera septentrional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49 (1):55-70.
- ASTINI, R., 1994c. Análisis secuencial y paleoambientes de las pelitas negras (aloformación Gualcamayo) que suprayacen a las sucesiones carbonáticas eorodóvicas en la Precordillera argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49 (1-2):71-84.
- ASTINI, R. y N.E. VACCARI, 1996. Sucesión evaporítica del Cámbrico Inferior de la Precordillera: significado geológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 51 (2): 97-106.
- ASTINI, R.A., J.L. BENEDETTO y N.E. VACCARI, 1995. The early Paleozoic evolution of the Argentina Precordillera as a Laurentian rifted, drifted and collided terrane: a geodynamic model. *Geological Society American Bulletin* 107, 253-273. Boulder, Colorado.
- ASTINI, R.A., J.L. BENEDETTO y N.E. VACCARI, 1996. La Precordillera : un terreno exótico a Gondwana. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 293-324. Buenos Aires.
- ASTINI, R.A. y F.M. DÁVILA, 2004. Ordovician back arc foreland and Ocolytic thrust belt development on the western Gondwana margin as a response to Precordillera terrane accretion. *Tectonics* 23: 1-19. TC4008.
- AVILA ZABALETA, F., 1969. Estudio geológico económico distrito wlfámico Sañogasta, Vichigasta, dpto Chilecito, prov. La Rioja. Dirección nacional de Geología y Minería. Buenos Aires. Inédito.
- AZCUY, C.L. y P.R. GUTIÉRREZ, 1984. Miosporas seleccionadas de algunas secuencias carbónicas de Argentina. 3er Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas: 47-52.
- AZCUY, C.L. y J. MORELLI, 1970. Geología de la Comarca de Paganzo- Amaná. El Grupo Paganzo, formaciones que lo componen y sus relaciones. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25(4):405-429.
- AZCUY, C.L. y J. MORELLI, 1979. Descripción Geológica de la Hoja 18e, Paganzo, Provincias de La Rioja y San Juan. Servicio Geológico Nacional. Inédito.
- AZCUY, C.L. y E. OTTONE, 1983. Hallazgo de palinomorfos en la Formación Guandacol, Quebrada La Delfina, Cuenca Paganzo. 5º Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología, Resumen. La Plata.
- AZCUY, C.L., J. MORELLI, D. A. VALENCIO y J.F. VILAS, 1979. Estratigrafía de la comarca de Amaná-Talampaya. Actas 7º Congreso Geológico Argentino (Neuquén, 1978), 1:243-246.
- AZCUY, C.L., P.R. GUTIÉRREZ y V.D. BARREDA, 1982. Algunas miosporas carbónicas de la Formación Agua Colorada provincia de La Rioja, Argentina. *Ameghiniana* 19: 289-302. Buenos Aires.
- AZCUY, C.L., R.R. ANDREIS, A. CUERDA, M.A. HÜNICKEN, M.V. PENSA, D.A. VALENCIO y J.F. VILAS, 1987. Cuenca Paganzo. En: Archangelsky, S. (Ed.), *El Sistema Carbonífero de la República Argentina*, Academia Nacional de Ciencias 3: 41-100. Córdoba.
- BABIN, C. y J.C. GUTIÉRREZ-MARCO, 1991. Middle Ordovician bivalves from Spain and their phyletic and paleogeographic significance. *Paleontology*, 34:109-147. Londres.
- BALDIS, B. y O. BORDONARO, 1981. Evolución de facies carbonáticas en la cuenca cámbrica de la Precordillera de San Juan. 8º Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas (2):385-397, Buenos Aires.
- BALDIS, B.A. y G. CHEBLI, 1969. Estructura profunda del área central de la Precordillera sanjuanina. 4º Jornadas Geológicas Argentinas, 1: 47-66. Neuquén.
- BALDIS, B., O. BORDONARO, M. BERESI y E. ULIARTE, 1981. Zona de dispersión estromatolítica en la secuencia calcáreo dolomítica de Paleozoico inferior de San Juan. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 419-434.
- BALDIS, B., M. BERESI, O. BORDONARO y A. VACA, 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 4:399-445. Buenos Aires.
- BARALDO, J., A. MONTEA y W. SOECHTING, 1990. Triásico de San Juan. 11º Congreso Geológico Argentino. Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Juan, 8:124-139. San Juan.
- BARANZANGI, M. y B.L. ISACKS, 1976. Spatial Distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America. *Geology*, 4: 606-692. Boulder.
- BARREDA, V., C.O. LIMARINO, L.E. FAUQUÉ, A. TRIPALDI, y L. NET, 2003. Primer registro palinológico de la Formación Cerro Morado (Mioceno), Precordillera de La Rioja. *Ameghiniana*, 40(1): 81-87.
- BARREDA, V. D., E. G. OTTONE, F. M. DÁVILA y R. A. ASTINI, 2006. Edad y paleoambiente de la Formación del Buey (Mioceno), sierra de Famatina, La Rioja, Argentina: evidencias sedimentológicas y palinológicas. *Ameghiniana*, 43(1): 215-226.

- BASSI, H. G. L., 1953. Estudio geológico-económico de la mina El Oro, departamento de Chilecito, provincia de La Rioja. Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales 4.
- BASTÍAS, H., 1985. Fallamiento Cuaternario en la región sismotectónica de Precordillera: San Juan-Argentina. Universidad Nacional de San Juan, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, Tesis doctoral inédita, 160 p.
- BECCHIO, R. y F. LUCASSEN, 2002. Concordant titanite U-Pb ages of Cambrian to Silurian high-T metamorphism at the western edge of Gondwana (Southern Puna and Western Sierras Pampeanas, Argentina, 26°-29°S). 5° International Symposium of Andean Geodynamics, Toulouse, Extended Abstract, 77-80.
- BECCHIO, R. y F. LUCASSEN, 2003. Timing of high-grade metamorphism: Early Paleozoic U-Pb formation ages of titanite indicate long-standing high-T conditions in the Southern Puna and Western Sierras Pampeanas (Argentina, 26–29°S). 4° S. Amer. Symp. Isotope Geol., Short Papers, pp. 41–44.
- BELLUCO, A., J. DIEZ Y C. ANTONIETTI, 1974. Los depósitos uraníferos de las provincias de La Rioja y San Juan. Quinto Congreso de Geología Argentina. Actas II, 9-33. Buenos Aires.
- BENEDETTO, J.L., 1994. Braquiópodos ordovícicos (Arenigiano) de la Formación Suri en la región del río Chaschuil, Sistema de Famatina, Argentina. *Ameghiniana*, 31: 221-238. Buenos Aires.
- BENEDETTO, J.L. y R. ASTINI, 1993. A collisional model for the stratigraphic evolution of the Argentine Precordillera during the Early Paleozoic. Second Symposium International Géodynamique Andine ISAG 93 (Oxford):501-504. París.
- BENEDETTO, J.L. y E. VACCARI, 1992. Significado estratigráfico y tectónico de los complejos de bloques cambro-ordovícicos resedimentados de la Precordillera Occidental Argentina. *Estudios Geológicos* 48: 305-313. Madrid.
- BENEDETTO, J.L., Z. HERRERA y G. ORTEGA, 1991. Bioestratigrafía del Ordovícico en el flanco occidental del cerro Potrerrillo, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46 (1-2):60-68.
- BERESI, M., 1988. Sincronismo, diacronismo y cronología de la deposición calcárea ordovícica de la precordillera argentina en base a biozonas de conodontes. 5° Congreso Geológico Chileno, Actas 2 (C): 27-36.
- BERESI, M. 1990. El Ordovícico de la Precordillera de San Juan. *Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Juan*: 32-46.
- BERESI, M. y O. BORDONARO, 1984. La Formación San Juan en la Quebrada de Las Lajas, sierra Chica de Zonda, San Juan. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 95-107.
- BLASCO, G. y V. RAMOS, 1976. Graptolitos caradocianos de la Formación Yerba Loca y del cerro La Chilca, Departamento Jáchal, Provincia de San Juan. *Ameghiniana* 13(3-4):312-329.
- BLASÓN, R., 1999. Yacimiento San Sebastián, distrito uranífero Sañogasta- Cuesta de Miranda, La Rioja. En: *Recursos Minerales de la República Argentina* (Ed: E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 609-612. Buenos Aires.
- BODENBENDER, G., 1896. Devono y Gondwana en la República Argentina. *Academia Nacional de Ciencias*, Boletín 15 (2-3): 201-252. Córdoba.
- BODENBENDER, G., 1911. Parte meridional de la provincia de La Rioja y regiones limítrofes. Constitución geológica y productos minerales. Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería. Anales, 7. Buenos Aires.
- BODENBENDER, G., 1912. Parte meridional de la provincia de La Rioja y regiones limítrofes. *Anales del Ministerio de Agricultura*, Sección Geología, Mineralogía y Minería, 8(3). Buenos Aires.
- BODENBENDER, G. 1913. La formación de plata metálica y los filones argentíferos en el Famatina (Comunicaciones mineras y mineralógicas) *Academia Nacional de Ciencias*, 19: 429-440. Córdoba.
- BODENBENDER, G., 1916. La Sierra de Famatina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 21:100-182. Córdoba.
- BODENBENDER, G., 1922a. Parte meridional de la provincia de La Rioja y zonas limítrofes. *Anales del Ministerio de Agricultura*, Sección Geología, Mineralogía y Minería, 16(1). Buenos Aires.
- BODENBENDER, G., 1922b. El Nevado de Famatina. *Anales Ministerio de Agricultura*, Sección Geología, Mineralogía y Minería, 16(1). Buenos Aires.
- BODENBENDER, G., 1924. El Calchaqueño y los Estratos de La Puna de Penck. *Bol. Acad. Nac. Cs. de Córdoba XXVII*: 405-468.
- BOLTENHAGEN, E., 1967. Spores et pollen du Cretace superieur du Gabon. *Pollen et Spores*, 9(2): 335-355.
- BONAPARTE, J.F., 1965. Nuevas ionitas de la Quebrada del Yeso (La Rioja) y reconsideración de la edad de los afloramientos. *Segundas Jornadas Geológicas Argentinas Actas* 3: 5-16, Buenos Aires.
- BONAPARTE, J.F., 1966a. Cronología de algunas formaciones triásicas de la Argentina basada en restos de tetrápodos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 21:20-38.

- BONAPARTE, J.F., 1966b. Una nueva fauna triásica de Argentina (Therapsida: Cynodontia Dicynodontia). *Ameghiniana* 4 (2): 243-295.
- BONAPARTE, J.F., 1967. Comentarios sobre la Formación Chañares de la cuenca triásica de Ischigualasto-Villa Unión (San Juan-La Rioja). *Acta Geológica Lilloana* 9:115-121.
- BONAPARTE, J.F., 1969. Datos sobre la evolución peleocológica en las formaciones triásicas de Ischigualasto- Villa Unión. *Acta geológica Lilloana* 10(9): 189-206.
- BONAPARTE, J.F., 1971. Los tetrápodos de la sección superior de la Formación Los Colorados, La Rioja, Argentina (Triásico superior). *Ópera Lilloana*, 22:22.
- BONAPARTE, J.F., 1973. Edades reptil para el Triásico de Argentina y Brasil. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 93-130. Córdoba.
- BONAPARTE, J.F., 1975. Sobre la presencia de Laberintodonte Pelorocephalus en la Formación Ischigualasto y su significado estratigráfico (Brachyopoda, Chigutisauridae). 1° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 1:537-544.
- BONAPARTE, J.F., 1978. El Mesozoico de América del Sur y sus tetrápodos. *Ópera Lilloana*, 26: 298 pp. Tucumán.
- BONAPARTE, J.F., 1990. New Late Cretaceous mammals from the Los Alamitos Formation, northern Patagonia. *National Geographic Research*. 6; 1:63-93. National Geographic Society. Washington, DC, United States.
- BONAPARTE, J.F., R. PASCUAL y P.N. STIPANICIC, 1967. Geology of the Upper Paleozoic and Mesozoic (San Juan and La Rioja Provinces, Primer Simposio de Paleontología y Estratigrafía del Gondwana, Guide Book, Buenos Aires 2: 1-19.
- BOND, G.C., P.A. NICKESON y M.A. KOMINZ, 1984. Breakup of a supercontinent between 625 Ma to 555 Ma: new evidence and implications for continental histories. *Earth and Planetary Science Letters*, 70: 325-345.
- BONETTI, M., 1966. Protojuniperoxylon ischigualastensis sp. nov. Del Triásico de Ischigualasto (San Juan). *Ameghiniana* 4:7.
- BORDONARO, O., 1999. Cámbrico y Ordovícico de la Precordillera y Bloque de San Rafael. En: Caminos, R. (Ed.) *Geología Argentina*. Subsecretaría de Minería de la Nación, Instituto de Geología y Recursos Minerales. *Anales* 29(8): 189-204.
- BORDONARO, O., M.S. BERESI y M. KELLER, 1993. Reinterpretación estratigráfica del Cámbrico del área de San Isidro, Precordillera de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino, Mendoza, 2: 12-19, Buenos Aires.
- BORELLI, D., 1979. Estudio geológico económico del área comprendida entre el río Los Piojos, quebrada Las Vacas, Corridita y el río Gualcamayo. Departamento Jáchal, provincia de San Juan. Servicio Miienero Nacional, Plan San Juan. Informe inédito.
- BORRELLO, A. y A. CUERDA, 1968. Grupo Río Huaco (triásico), San Juan. Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires, *Noticias*, 7: 3-15.
- BOSSI, G., 1970. Asociaciones mineralógicas de las arcillas en la cuenca de Ischigualasto-Ischichuca: parte II, perfiles de la Hoyada de Ischigualasto. Universidad Nacional de Tucumán, Fundación e Instituto Miguel Lillo.
- BOSSI, G., 1971. Análisis de la Cuenca Ischigualasto-Ischichuca. 1° Congreso Hispanolusoamericano de Geología Económica, 2-1, Geología.
- BOSSI, G., 1976. Geología de la cuenca de Marayes- El Carrizal, provincia de San Juan, República Argentina. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 23-38. Buenos Aires
- BOSSI, G., 1977. La Formación Cerro Rajado, Provincia de La Rioja. *Acta Geológica Lilloana*, 14: 19-40.
- BOSSI, G. y R. HERBST, 1968. Noticias sobre la geología de la zona de La Torre, Provincia de La Rioja, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 5(1):5-14.
- BOUMA, H., 1962. Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. Elsevier, Amsterdam
- BRACACCINI, O., 1946a. Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera Sanjuanino-Mendocina. *Boletín de Informaciones Petroleras* 258: 48-89, Buenos Aires, Argentina.
- BRACACCINI, O., 1946b. Los Estratos de Paganzo y sus niveles plantíferos en la sierra de Los Llanos (provincia de La Rioja). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 1 (1): 19-61.
- BRACCO, A., A. SOPEÑA y Y. SÁNCHEZ-MOYA, 1996. Sedimentología de la Formación Los Colorados, Triásico Superior de San Juan (Argentina). Tomo Extraordinario 125 Aniversario de la Real Sociedad Española de Historia Natural, 286-290.
- BRACKEBUSCH, I., 1891. Mapa Geológico del Interior de la República Argentina, escala 1:1.000.000, Ghotá, publicado en la Academia Nacional de Ciencias en Córdoba, Córdoba.
- BRODTKORB, A. 1979. La Helvecia: un depósito estratoligado de Pb-Zn y baritina, provincia de La Rioja, *Asociación Geológica Argentina, Revista* 34 (4): 311-330.

- BRODTKORB, M. K. DE, 1978. Óxidos de vanadio en calizas: su presencia en el yacimiento Urcal, provincia de La Rioja. Asociación Geológica Argentina, Revista 33(2): 97 – 104.
- BRODTKORB, M. Y BRODTKORB, A. 1982. Datos isotópicos de plomo de la mineralización de la mina La Helvecia, provincia de La Rioja. Asociación Geológica Argentina. Revista 37 (3): 358-361
- BRODTKORB, A. y BRODTKORB, M. 1999. Distrito La Helvecia (plomo, cinc y bario), La Rioja. (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR, Anales 35: 691- 696. Buenos Aires
- BRODTKORB, M. K. DE Y D. KLEMM, 1980. Estudio mineralógico de enargitas y luzonitas de la sierra de Famatina, provincia de La Rioja, y la supresión del término famatinita. Asociación Geológica Argentina. Revista 35(3): 348-354.
- BRODTKORB, M. K. DE y I. B. SCHALAMUK, 1999. Yacimiento de cobre y oro de la sierra de Famatina, a Rioja. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed: E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1659-16663, Buenos Aires.
- BRODTKORB, M. K. DE, I. B. SCHSLAMUK, O. MARCOS Y F. SARDI, 1996. Mineralizaciones en el Sistema de Famatina. En: Geología del Sistema de Famatina (Eds. F. G. Aceñolaza, H. Miller y A. Toselli). Munchner Geologische Hefte, Reihe A 19:359-388.
- BRODTKORB, M. K. DE Y W. PAAR, 1993. Presencia de colusita y consideraciones mineralógicas en el distrito La Mejicana, provincia de La Rioja. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 5:87-90.
- BRODTKORB, M. , NILLNI, A. y SPIRO, B. 1999. Sulphur isotope and fluid inclusions of La Helvecia deposit. 2ª South American Symposium on isotope Geology. Carlos Paz.
- BUATOIS, L. A. y M. G. MÁNGANO, 1994. Lithofacies and depositional processes from a Carboniferous lake, Sierra de Narváz, Northwest Argentina. Sedimentary Geology 93:25-49.
- BUATOIS, L. A. y M. G. MÁNGANO, 1995. Sedimentary dynamics and evolutionary history of a late Carboniferous Gondwanic lake al Northwestern Argentina. Sedimentology 42: 425-436.
- BUATOIS, L. A. y M. G. MÁNGANO, 1996. Sedimentación lacustre postglacial en la Formación Agua Colorada, Carbonífero Superior, del Sistema de Famatina. En: Aceñolaza, F.G., H. Miller y A. Toselli (Eds.), Geología del Sistema de Famatina. Münchner Geologische Hefte, 19:103-124. Munich.
- BURMEISTER, H., 1876. Description physique de la Republique Argentine, Tome 1. 393 pp; Paris.
- CAMINOS, R., 1972. Perfil geológico de la Cordillera entre los 28° 00' y los 28° 30' de latitud sur, provincia de La Rioja, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 27: 71-83.
- CAMINOS, R., 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales. Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. En: Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Actas 1, 225-291. Córdoba.
- CAMINOS, R., L.E. FAUQUÉ y C. LIMARINO, 1990. Las fases diastóricas intracarboníferas de la Precordillera y su correlación regional. Annual Meeting Late Paleozoic of South America. Proy. IGCP 211: 132-146. Buenos Aires.
- CAMINOS, R., L. E. FAUQUÉ, C. CINGOLANI, R. VARELA y E. MOREL, 1993. Estratigrafía y estructura del Devónico-Carbonífero en el sector septentrional de la Sierra de la Punilla, Precordillera de La Rioja y San Juan. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2:31-41. Mendoza.
- CAMINOS, R., A. ZAMUNER, C. LIMARINO y L. FAUQUÉ, 1995. Triásico superior fosilífero en la Precordillera riojana. Revista de la Asociación Geológica Argentina 50(1-4): 262-265.
- CANDIANI, J.C., R. ASTINI, F. DÁVILA, G. COLLO, M. EZPELETA, P. ALASINO y J. DAHLQUIST, 2011. Hojas Geológicas 2969-18 y 2969-24 Famatina y Sañogasta. Provincia de La Rioja. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín N° 379, 163 pp.
- CAÑAS, F. L., 1988. Facies perimareales del Cámbrico inferior en el área de Guandacol (La Rioja). 2º Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1: 46-50. Buenos Aires
- CARRAPA, B., J. HAUER, L. SCHOENBOHM, M. R. STRECKER, A. K. SCHMITT, A. VILLANUEVA y J. S. GÓMEZ, 2008. Dynamics of deformation and sedimentation in the northern Sierras Pampeanas: An integrated study of the Neogene Fiambala basin, NW Argentina. Geological Society of America Bulletin, 120(11-12): 1518-1543.
- CARREVEDO, M. L., 2010. Palinoestratigrafía y palinofacies de la transición glacial-postglacial del paleozoico tardío en la precordillera sanjuanina, Argentina: aspectos paleoclimáticos, paleobiológicos y paleoambientales. Tesis Doctoral (Inédita), Departamento de Biología, Universidad de Buenos Aires, 356 pp.

- CARRIÓN, N. Y R. SISTER, 1957. Yacimiento de grafito de la quebrada La Espuela. Dirección nacional de Minería. Inédito.
- CASA, A., M. YAMIN, E. WRIGHT, C. COSTA, M. COPPOLECCHIA, M. CEGARRA, F. HONGN, (eds.), 2014. Deformaciones Cuaternarias de la República Argentina, Sistema de Información Geográfica. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, DVD-ROM, v2.0 (ISSN 2362-3519).
- CASELLI, A.T., 1998. Estratigrafía y Sedimentología de las Formaciones Patquía (Pérmico) y Talamapaya (Triásico inferior), en las Sierras Pampeanas noroccidentales y Precordillera Central (provincias de La Rioja y San Juan). Tesis Doctoral (Inédita) Universidad de Buenos Aires, 436 pp.
- CASELLI, A.T. y C.O. LIMARINO, 1993. Relaciones estratigráficas del Grupo Paganzo en los alrededores del cerro Noques, Sierra de Maz, provincia de La Rioja. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas Tomo 2:49-56. Mendoza
- CASELLI, A.T., C.A. MARSICANO y A.B. ARCUCCI, 2001. Sedimentología y paleontología de la Formación Los Colorados, Triásico superior (provincias de La Rioja y San Juan, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56 (2):173-188.
- CASELLI, A.T., S.A. MARENSSI, A. TRIPALDI, C.O. LIMARINO y M.L. GAGLIARDO, 2002. Análisis paleoambiental y correlación estratigráfica de la Formación Puesto La Flecha (Terciario), provincia de La Rioja. 15° Congreso Geológico Argentino, El Calafate, Actas Tomo I: 679-683.
- CASQUET, C., E. BALDO, R.J. PANKHURST, C.W. RAPELA, C. GALINDO, C.M. FANNING y J. SAAVEDRA, 2001. Involvement of the Argentine Precordillera terrane in the Famatinian mobile belt: U-Pb SHRIMP and metamorphic evidence from the Sierra de Pie de Palo. *Geology*, Vol. 29 (8): 703-706.
- CASQUET, C., R.J. PANKHURST, C.M. FANNING, E. BALDO, C. GALINDO, C.W. RAPELA, J.M. GONZÁLEZ-CASADO y J.A. DAHLQUIST, 2006. U/Pb SHRIMP zircon dating of Grenvillian metamorphism in Western Sierras Pampeanas (Argentina): correlation with the Arequipa Antofalla craton and constraints on the extent of the Precordillera Terrane. *Gondwana Research*, 9: 524-529.
- CASQUET, C., R.J. PANKHURST, C. RAPELA, C. GALINDO, C.M. FANNING, M. CHIARADIA, E. BALDO, J.M. GONZÁLEZ-CASADO y J.A. DAHLQUIST, 2008. The Maz terrane: a Mesoproterozoic domain in the western Sierras Pampeanas (Argentina) equivalent to the Arequipa-Antofalla block of southern Perú? Implications for Western Gondwana margin evolution. *Gondwana Research* 13: 163-175.
- CASTAÑO, O., H. RICCI Y A. TOSELLI, 1970. Estudio geológico-económico de las calizas de la zona de Guandacol, dpto. Gral. Lavalle, La Rioja. Dir. Prov. Min. La Rioja. Informe n° 72. Inédito.
- CÉSARI, S.N., 1985a. Palinología de la Formación Tupe (Paleozoico superior) Sierra de Maz, provincia de La Rioja. Parte II. *Ameghiniana*, 22: 197-213.
- CÉSARI, S.N., 1985b. La palinozona Potonieisporites-Lundbladispora de la Cuenca Paganzo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40: 293-296.
- CÉSARI, S.N., 1987. *Diplothema bodenbenderi* Kurtz nov. comb. (Pteridospermal) del Carbonífero de Argentina. *Ameghiniana*, 24 (3-4): 263-269. Buenos Aires.
- CÉSARI, S.N. y P.R. GUTIÉRREZ, 2001. Palynostratigraphic study of the Upper Paleozoic centralwestern Argentinian sequences. *Palynology* 24: 113-146.
- CÉSARI, S. N. y C. O. LIMARINO, 2002. Palynology of glacial sediments from the Guandacol Formation (Middle Carboniferous) in the Cerro Bola area, Paganzo Basin, Argentina. *Alcheringa*, 26(1): 159-176.
- CÉSARI, S. N., y B. VÁZQUEZ NÍSTICO, 1988. Palinología de la Formación Guandacol (Carbonífero), provincia de San Juan, República Argentina. *Revista Española de Micropaleontología*, 20: 39-58.
- CÉSARI, S.N., E. BRUSSA y BENEDETTO, L., 1989. *Malanzania nana archangelsky*, azcuy y wagenr (Lycophyta), en la Formación Guandacol, al oeste del cerro del fuerte, provincia de San Juan. *Ameghiniana*, 26(3-4): 225-228.
- CÉSARI, S.N., L.E. FAUQUÉ, L. ESCOSTEGUY, M. CEGARRA y LIMARINO, C., 1999. Palinomorfos de la Formación Volcán en la Precordillera de San Juan. 1° Simposio Argentino del Paleozoico Superior. Resúmenes: 22-23. Anillaco, La Rioja.
- CÉSARI, S. N., C. O. LIMARINO y E. L. GULBRANSON, 2011. An Upper Paleozoic bio-chronostratigraphic scheme for the western margin of Gondwana. *Earth-Science Reviews*, 106(1): 149-160.
- CHAÍA, T., 1990. Registro del Cenoniano lacustre en la provincia de San Juan. Primer Congreso Uruguayo de Geología, Resúmenes Ampliados:33-36. Montevideo.
- CHAMBERLAIN, C.K., 1978. Recognition of trace fossils in cores. En: Trace fossil concepts, SEPM Short Course N° 5:119-166. Oklahoma.
- CHARRIER, R., 1979. El Triásico de Chile y regiones adyacentes de Argentina; una reconstrucción pa-

- leogeográfica y paleoclimática. Comunicaciones, 26:1-37. Santiago.
- CHIAPPE, L., D. RIVAROLA, A. CIONE, M. FREGENAL MARTÍNEZ, H. SOZZI, L. BUATOIS, O. GALLEGO, J. LAZA, E. ROMERO, A. LÓPEZ ALBARELLO, A. BUSCALIONI, C. MARSICANO, S. ADAMONIS, F. ORTEGA, S. MC.GEHEE y O. DI IORIO, 1998. Biotic association and paleoenvironment reconstruction of the "Loma del Pterodaustro" Fossil Site (Lagarcito Formation, Early Cretaceous, Argentina). *Geobios* 31(3): 349-369.
- CICCIOLI, P. L., 2003. Estratigrafía y sedimentología de las secuencias cretácicas y miocenas de los alrededores de la quebrada de La Flecha, Precordillera de la Rioja. Trabajo Final de licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédito).
- CICCIOLI, P.L. 2008. Evolución paleoambiental, estratigrafía y petrología sedimentaria de la Formación Toro Negro, Sierras Pampeanas Noroccidentales, provincia de La Rioja. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (inédita), 336 pp.
- CICCIOLI, P.L., S.A. MARENSSI y C.O. LIMARINO, 2004a. Cambio en la arquitectura de los sistemas fluviales en el límite de las formaciones Vinchina y Toro Negro (Neógeno), Sierra de los Colorados (provincia de La Rioja). 10° Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes: 41-43. San Luis.
- CICCIOLI, P., A.M. TEDESCO y LIMARINO, C., 2004b. Evidencias de actividad neotectónica en el extremo austral de la Precordillera riojana. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (I):158-161.
- CICCIOLI, P. L., S. BALLENT, A.M. TEDESCO, V. BARREDA, y C. O. LIMARINO, 2005. Hallazgo de depósitos cretácicos en la Precordillera de La Rioja (Formación Ciénaga del Río Huaco). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(1): 122-131.
- CICCIOLI, P.L., C.O. LIMARINO, S.A. MARENSSI, A.M. TEDESCO y A. TRIPALDI, 2010. Estratigrafía de La Cuenca de Vinchina, Sierras Pampeanas Noroccidentales, Noroeste de La Provincia de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66(1): 146-155.
- CICCIOLI, P.L., C.O. LIMARINO, S.A. MARENSSI, A.M. TEDESCO y A. TRIPALDI, 2011. Tectosedimentary evolution of the La Troya and Vinchina depocenters (northern Bermejo Basin, Tertiary), La Rioja, Argentina. En: Salfity, J.A. y R.A. Marquillas (Eds.). *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina*, 91-110.
- CICCIOLI, P., M. GÓMEZ OCONNELL, C. LIMARINO, y S. MARENSSI, 2013. La sucesión terciaria de la quebrada de Los Pozuelos (Cuenca de Vinchina): Su importancia estratigráfica y paleogeográfica para el antepaís andino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70: 451 – 464.
- CICCIOLI, P.L., C.O. LIMARINO, R. FRIEDMAN y S.A. MARENSSI, 2014. New high precision U-Pb ages for the Vinchina Formation: Implications for the stratigraphy of the Bermejo Andean foreland basin (La Rioja province, western Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 56: 200-213.
- CINGOLANI, C., R. VARELA, E. MOREL, O. SCHAUER y O. ARRONDO, 1990. Aportes bioestratigráficos en el Devónico–Carbónico del sector septentrional de la sierra de la Punilla, provincia de La Rioja. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 207-210. San Juan.
- CINGOLANI, C., E. MOREL y A. ZUÑIGA, 1992. El Carbonífero superior en el sector septentrional de la Sierra de La Punilla (Portezuelo del Conejo). Provincias de San Juan y La Rioja. Reunión de Comunicaciones de la Asociación Paleontológica Argentina (Resúmen). *Ameghiniana* 29 (4): 381-382. Buenos Aires.
- CINGOLANI, C., R. VARELA, L. DALLA SALDA y K. KAWASHITA, 1993. Los granitoides del cerro Veladero, río de la Troya, provincia de La Rioja: estudio geocronológico e implicancias tectónicas. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 68-74.
- CISTERNA, C.E., 1992. Granitoides paleozoicos de la Sierra de Narvárez, Sistema de Famatina, Argentina: Hibridización de magmas en un margen continental activo. *Estudios Geológicos*, 8: 229-235.
- CISTERNA, G. A., N. ARCHBOLD y T. SIMANAUSKAS, 2002. The Permian brachiopod genus *Trigonotreta* Koenig 1825 and its occurrence in Argentina. *Ameghiniana*, 39: 213-220.
- CISTERNA, G.A., A.F. STERREN y N.W. ARCHBOLD, 2006. A review of the *Tivertonia jachalensis*-*Streptorhynchus inaequioratus* Biozone in La Delfina Creek, San Juan Province, Argentina. *Ameghiniana* 43: 487-491.
- CLEMENS, K. y H. MILLER, 1996. Sedimentología, proveniencia y posición geotectónica de las sedimentitas del Precámbrico y Paleozoico inferior del Sistema de Famatina. En: Aceñolaza, F.G., H. Miller y A. Toselli (Eds.), *Geología del Sistema de Famatina*. *Münchner Geologische Hefte*, 19: 31-50. Munich.
- COLLO, G., R.A. ASTINI, P.A. CAWOOD, C. BUCHAN y M. PIMENTEL, 2009. U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd isotopic features in low-grade metasedimentary rocks of the Famatina belt: implications

- for late Neoproterozoic-early Palaeozoic evolution of the proto-Andean margin of Gondwana. *Journal of the Geological Society* 166 (2):303-319.
- CÓRSICO, S., 1996. Estratigrafía y sedimentología de la Formación Cerro Morado (Terciario) en inmediaciones del Dique Los Cauquenes (área de Jáchal, provincia de San Juan). Trabajo Final de Licenciatura (inédito). Universidad de Buenos Aires.
- COSTA, C., 2013. Informe sobre rasgos morfológicos asociados a la posible actividad cuaternaria de estructuras. Informe Inédito LNA. UNSL.
- COSTA, C., 1999. Tectónica Cuaternaria en las Sierras Pampeanas. En: Caminos, R. (Ed.) *Geología Argentina, Anales* 29 (24), Sección 2B: 779-784. SEGEMAR, Buenos Aires.
- COTUREL, E. y P.R. GUTIÉRREZ, 2005. Contribución al conocimiento de la megafloora de la Formación Tupe (Carbonífero Superior), en la Mina La Delfina, San Juan, Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia"*, nueva serie 7: 17-29.
- COUGHLIN, T.J., 2001. Linked orogen-oblique fault zones in the central Argentine Andes: the basis of a new model for Andean orogenesis and metallogenesis. PhD thesis, University of Queensland, Brisbane. 157 pp.
- CUERDA, A.J., 1963. Yacimientos de Baritina en la Prov. De La Rioja, en *Minería*, I, 4: 15-21. Buenos Aires.
- CUERDA, A.J., 1965. Estratigrafía de los depósitos neopaleozoicos de la Sierra de Maz (provincia de La Rioja). 2das Jornadas Geológicas Argentinas, 3:79 (año 1963). Buenos Aires.
- CUERDA, A.J., 1967. Formación Guandacol (Devónico superior-La Rioja). *Notas Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires* 4(7): 10- 14, La Plata.
- CUERDA, A.J. y M. ALFARO, 1986. Las graptofaunas de la Formación Gualcamayo en su localidad tipo, Precordillera de La Rioja. 4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 1:31-43. Mendoza.
- CUERDA, A.J. y G., FURQUE, 1975. Nuevos datos sobre la paleobiogeografía de la Formación Gualcamayo. Ordovícico de la Precordillera. 1° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 1:49-57. Tucumán.
- CUERDA, A.J., R. WAGNER y O. G. ARRONDO, 1968. Observaciones sobre algunas floras del Carbonífero Argentino. *Ameghiniana* 5(7): 265-269, Buenos Aires
- CUERDA, A.J., C. CINGOLANI, R. VARELA y O.C. SCHAUER, 1981. Geología de la Sierra de Mogna, provincia de San Juan. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 139-158, San Luis.
- CUERDA, A.J., C. CINGOLANI y R. VARELA, 1983. Las graptofaunas de la Formación los Sombreros, Ordovícico inferior de la vertiente oriental de la sierra del Tontal, Precordillera de San Juan. *Ameghiniana* 20 (3-4):239-260.
- CURRIE, B.S., C.E. COLOMBI, N.J. TABOR, T.C. SHIPMAN y I.P. MONTAÑEZ, 2009. Stratigraphy and architecture of the Upper Triassic Ischigualasto Formation, Ischigualasto Provincial Park, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 27: 74-87.
- DALLA SALDA, L., C. CINGOLANI, y R. VARELA, 1992a. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: Result of Laurentia-Gondwana collision?. *Geology* 20(7): 617-620.
- DALLA SALDA, L. H., I. W. DALZIEL, C. A. CINGOLANI, y R. VARELA, 1992b. Did the Taconic Appalachians continue into southern South America?. *Geology* 20(12): 1059-1062.
- DALZIEL, I. W., 1997. Overview: Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation. *Geological Society of America Bulletin*, 109(1): 16-42.
- DAMANTI, J. F., 1989. Evolution of the Bermejo foreland basin: provenance, drainage development and diagenesis. Cornell University, Ph. D. Thesis (inédita) Ithaca.
- DÁVILA, F. M., 2005. Revisión estratigráfica y paleoambientes del Grupo Angulos (Neógeno), Sierra de Famatina, La Rioja: Su significado en el relleno del antepaís fragmentado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(1): 032-048.
- DÁVILA, F.M. y R.A. ASTINI, 2003. Las eolianitas de la sierra de Famatina (Argentina): interacción paleoclima-tectónica en el antepaís fragmentado andino central durante el Mioceno Medio? *Revista Geológica de Chile* 30 (2): 187-204.
- DÁVILA, F.M., G. COLLO, J. NÓBILE, R.A. ASTINI y G. GEHRELS, 2008. U-Pb detritical ages on a tuffaceous sandstone sheet in the Vinchina Formation, La Rioja: Deposition and exhumation. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 95-96, Jujuy.
- DAWSON, K, Y O. CRAVERO, 2000. Skarn deposits in Argentina. *Studies in La Rioja and San Juan provinces. Serie Contribuciones Técnicas. Recursos Minerales* 12. Servicio Geológico Minero Argentino. 1-29 pp
- DE ALBA, E., 1954. Descripción geológica de la Hoja 16c-Villa Unión, provincia de La Rioja. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 82: 1-81. Buenos Aires.

- DE ALBA, E., 1972. El Sistema de Famatina. 1er Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 143-184. Córdoba.
- DE ALBA, E., 1979. El Sistema de Famatina. 2º Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 1:349-395. Córdoba.
- DE LA FUENTE, M.S., P.L. CICCIOI, C.O. LIMARINO, P.R. GUTIÉRREZ y L.E. FAUQUÉ, 2003. Quelonios podocnemídidos en la Formación Puesto La Flecha (Oligoceno), Precordillera de La Rioja, Argentina. *Ameghiniana* 40(4): 617-624.
- DE LA MOTA, H., 1946. Estudios geológicos en el Cerro Bola al sur de Villa Unión, departamento General Lavalle, provincia de La Rioja. Tesis Doctoral, Instituto del Museo de La Plata, 145 pp. (Inédita). La Plata.
- DIEZ, J. D., V. CHARADIA, P. NAVARRA Y J. APES-TEGUIA, 1981. Geología y Metalogénesis de los depósitos uraníferos de Argentina. *Actas de San Luis. Argentina. OIEA.* (1984).
- DURAND, F.R. y J.P. LÓPEZ, 1996. La deformación dúctil en el flanco oriental del Sistema de Famatina. En: Aceñolaza, F.G., H. Miller y A. Toselli (Eds.), *Geología del Sistema de Famatina. Münchner Geologische Hefte*, 19: 311-323. Munich.
- DURAND, F., A. TOSELLI y F. ACEÑOLAZA. 1987. Las estructuras de la quebrada de Miranda y sus relaciones regionales, Sistema de Famatina, Provincia de La Rioja, Argentina. *Revista Geológica de Chile* 31: 21-29.
- DURAND, F.R., A. TOSELLI, F. ACEÑOLAZA, R. LECH, W. PÉREZ y R. LENCINA, 1990. Geología de la Sierra de Paimán, Provincia de La Rioja, Argentina. 11º Congreso Geológico Argentino, *Actas* 2: 15-18. San Juan.
- DURAND, F.R., J. SAAVEDRA, E. PELLITERO, A. J. TOSELLI, J.N. ROSSI DE TOSELLI y M. MEDINA, 1991. The mafic felsic complex of southern Paimán Range (La Rioja, Argentina): its significance in the Andean Lower Paleozoic plutonism. A preliminary study. *Zentralblatt Geologie und Paläontologie*, Teil 1: 1581-1595, Stuttgart.
- DURAND, F.R., M.M. VERGEL y R.R. LECH, 1996. Las sedimentitas neopaleozoicas del Sistema de Famatina. En: Aceñolaza, F.G., H. Miller y A. Toselli (Eds.), *Geología del Sistema de Famatina. Münchner Geologische Hefte*, 19:77-96. Munich.
- ECHEVESTE, H., 1999. Distrito wolframífero sierra de Sañogasta. La Rioja. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed: E. O. Zappettini), Instituto de geología y Recursos Minerales SEGEMAR, *Anales* 35: 437-442, Buenos Aires.
- ESPIZÚA, E., 1968. El Paleozoico inferior del Río de Las Chacritas, Jáchal. San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23 (4): 297-311.
- FAUQUÉ, L.E. y L.M. VILLAR, 2003. Reinterpretación estratigráfica y petrología de la Formación Chuscho, Precordillera de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58 (2): 218-232.
- FAUQUÉ, L.E. y R. CAMINOS, 2006. Hoja geológica 2969-II, Tinogasta, provincias de La Rioja, Catamarca y San Juan. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minera Argentino, *Boletín* 276, 139 pp. Buenos Aires.
- FAUQUÉ, L.E. y C. O. LIMARINO, 1991. El Carbonífero de Agua de Carlos (Precordillera de La Rioja), su importancia tectónica y paleoambiental. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 46(1-2):103-114.
- FERNANDES, L.A.D., C.C. PORCHER, G.I. VUJOVICH, L.D. ESCOSTEGUY, y L.F.G. MORALES, 2001. Geología estructural de los gneises de las sierras de Maz y Umango, La Rioja, Argentina: datos preliminares. 11º Congreso Latinoamericano de Geología y 3º Congreso Uruguayo de Geología *Abstracts*: 2-13. Montevideo.
- FERNANDES, L.A.D., C.C. PORCHER, G.I. VUJOVICH, A.M.O. SILVA, L.D. ESCOSTEGUY, L.E. FAUQUÉ y L.F.G. MORALES, 2002. Geologia estrutural e termobarometria dos gnaisses das Serras Pampeanas do NW e suas implicações na evolução tectônica da Precordilheira Argentina. 15º Congreso Geológico Argentino, *Actas*, CD, Artículo 319. Buenos Aires.
- FIDALGO, F., 1963. Algunos rasgos tectónicos y geomorfológicos de la Sierra de Sañogasta-Vilgo (provincia de La Rioja). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 17(3-4):139-152.
- FIDALGO, F., 1968. Descripción geológica de la Hoja 17d-Catizaco, provincia de La Rioja. Dirección Nacional de Geología y Minería. Inédito, 123 pp. Buenos Aires.
- FILARDO, J.J., 1958. Estudio geológico y petrográfico de la Cuesta de Miranda. Tesis inédita. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de Córdoba.
- FINNEY, S.C., J.D. GLEASON, G.E. GEHRELS, S. PERALTA y G. ACEÑOLAZA, 2004. Corrigendum to "Early Gondwanan connection for the Argentine Precordillera terrane" [*Earth and Planetary Science Letters* 205 (2003) 349-359]. *Earth and Planetary Science Letters* 219, 413.
- FISCINA, J., M. T. MALACHEVSKY, M. JORDAN, T. SAN FELLÜ, J. M. RINCÓN Y M. ROMERO, 1996. Los depósitos minerales de pirofilita de Villa

- unión (La Rioja, Argentina) y sus posibles aplicaciones en cerámica y vidrio. *Geogaceta*, 20 (7). 1550-1551. España.
- FLORES, M. A., 1969. El Bolsón de las Salinas en la provincia de San Luis. 4º Jornadas Geológicas Argentinas, 1: 311-327.
- FLORES, M. A., 1979. Cuenca de San Luis. En: Turner, J. C. M. (Ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, I: 837-869, Córdoba.
- FORSYTHE, R.D., D.V. KENET, C. MPODOZIS y J. DAVIDSON, 1987. Paleomagnetism of Permian and Triassic rocks, central Chilean Andes. En G.D. MacKenzie (ed.) *Gondwana Six, Structure, Tectonics, and Geophysics*. American geophysical Union, *Geophysical Monograph* 40: 241-252. Washington.
- FRENGUELLI, J., 1943. Acerca de la presencia de 'Rhacopteris ovata' en el 'Paganzo I' de Villa Unión, La Rioja. *Revista Museo la Plata (Nueva Serie)*, 2 (Geología), 12: 11-47.
- FRENGUELLI, J., 1944. Apuntes acerca del Paleozoico superior del noroeste argentino. *Revista Museo la Plata (Nueva Serie)*, 2 (Geología), 15: 213-265.
- FRENGUELLI, J., 1946 a. Consideraciones acerca de la "Serie de Paganzo" en las provincias de San Juan y La Rioja. *Revista Museo La Plata, nueva serie, Geología* 2: 313-376.
- FRENGUELLI, J., 1946 b. El Carbonífero argentino, según sus floras fósiles. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 1(2):107-116.
- FRENGUELLI, J., 1948. Estratigrafía y edad del llamado Rético en la Argentina. *Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA* 8:159-309.
- FRENGUELLI, J., 1950. Ichnitas en el Paleozoico superior del oeste argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 5(3): 136-148.
- FRENGUELLI, J., 1954. Plantas devónicas de la Quebrada de la Charnela, en la Precordillera de San Juan. *Notas Museo de La Plata* 17. *Paleontología* 102: 359-376.
- FURQUE, G., 1956. Nuevos depósitos Devónicos y Carbónicos en la Precordillera sanjuanina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 11 (1):46-71.
- FURQUE, G., 1958. El Ordovícico de la Precordillera Riojana. *Revista del Museo de La Plata, Sección Geología*, 4 (28):343-369.
- FURQUE, G., 1963. Descripción geológica de la Hoja 17b-Guandacol (provincias de La Rioja y San Juan). Dirección Nacional de Geología y Minería, *Boletín* 92, 104 pp. Buenos Aires.
- FURQUE, G., 1972. Descripción Geológica de la Hoja 16b-Cerro La Bolsa. Servicio Geológico Minero Nacional, *Boletín* 125, 70 pp. Buenos Aires.
- FURQUE, G., 1979. Descripción geológica de la Hoja 18c, Jáchal, provincia de San Juan. Servicio Geológico Minero Nacional, *Boletín*, 164, 79 pp. Buenos Aires.
- FURQUE, G., 1983. Descripción Geológica de la Hoja 19 c. Ciénaga de Gualilán (Provincia de San Juan), Servicio Geológico Nacional, *Boletín* 193, 111pp. Buenos Aires.
- FURQUE, G. y B. BALDIS, 1973. Nuevos enfoques estratigráficos en el Paleozoico del noroeste de la Precordillera. 5º Congreso Geológico Argentino, *Actas* 3: 241-251.
- FURQUE, G. y M. CABALLÉ, 1985. Paleozoico inferior en el cerro Bayo, Sierra de la Invernada, San Juan. *Revista Museo La Plata (Nueva Serie)*, 10 (Geología), 81:1-18.
- FURQUE, G. y M. CABALLÉ, 1990. Depósitos marinos del Paleozoico medio en la Precordillera Central de San Juan. 11º Congreso Geológico Argentino, 2:81-84.
- FURQUE, G. y A. CUERDA, 1979. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. En: Turner, J. C. M. (Ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias 1: 455-522. Córdoba.
- FURQUE, G. y A. CUERDA, 1984. Estilos tectónicos de la Precordillera. 9º Congreso Geológico Argentino, *Actas*, 2: 368-370.
- FURQUE, G., A. CUERDA, M. CABALLÉ y M. ALFARO, 1990. El Ordovícico de la Sierra de la Invernada y su fauna de Graptolitos, San Juan. *Revista Museo La Plata (Nueva Serie)*, 9 (Paleontología), 56: 159-181.
- FURQUE, G., P. GONZALÉZ, M. CABALLÉ, L. PÉREZ, R. CARDÓ, M. GODEAS, A. CONDE y J.C. PUCCI, 1998. Descripción geológica de la Hoja 3169 – II, Jáchal, provincias de San Juan y La Rioja. Dirección Nacional de Geología y Minería, *Boletín* 259, 77 pp. Buenos Aires.
- GARLEFF y STINGL, 1996. Desarrollo del relieve durante el Cuaternario tardío en la región subtropical/árida semiárida de la alta cordillera argentina. El ejemplo de la sierra de Famatina. En: Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A. *Münchert Geologische Hefte*, 19 (Reihe). 403-410.
- GENTILI, A., 1972. Descripción Geológica de la Hoja 17c, Cerro Rajado, provincias de La Rioja y San Juan. *Serv. Min. Geol. Bol.* 131, 62 pp.
- GERMERAAD, J. H., C.A. HOPPING, J. MULLER, 1968. Palynology of tertiary sediments from tropical areas. *Review of Palaeobotany and Palynology*. Volume 6, Issues 3-4: 189-198.
- GIMÉNEZ, M.E., M.P. MARTINEZ y A. INTROCASO, 1998. Análisis del inusual gradiente gravimétrico

- horizontal entre la cuenca del Bermejo y la sierra de Valle Fértil (Provincia de San Juan). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53(3):416-421. Buenos Aires.
- GODEAS, M., R. CARDÓ, R. CARRIZO, G. CRUZ ZULOETA, R. GONZÁLEZ (H), L. I. KORZENIEWSKI, H. LÓPEZ, H. MALLIMACCI, L. MARTÍNEZ, EULOGIO RAMALLO, HILDEBRANDO VALLADARES Y MARIO ZUBIA, 1999. Inventario de yacimientos y manifestaciones de minerales metalíferos e industriales de la República Argentina. En: *Recursos Minerales de la República Argentina* (Ed: E. O. Zappettini), Instituto de geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1979-2173, Buenos Aires.
- GONZÁLEZ, C.R., 1985. Esquema bioestratigráfico del Paleozoico superior marino de la cuenca Uspallata-Iglesia, República Argentina. *Acta Geológica Lilloana*, 16(2):231-244. San Miguel de Tucumán.
- GONZÁLEZ R. R., 1978. Evaluación de calizas riojanas. Area I: Ríos guandacol-El Tambo. Dir. Prov. De Min. La Rioja. Informe inédito.
- GONZÁLEZ, R. y A. TOSELLI, 1971. La efusividad del Mesozoico argentino y su relación con áreas sudamericanas. 25° Congreso Brasileiro de Geología, Anales: 259-272.
- GONZALEZ, R., W. KAWASHITA y A. CABRERA, 1971. Edades radimétricas de algunas rocas del basamento de las Sierras Pampeanas. *Rev. Asoc. Geol. Argentina*, 26 (4):527-528.
- GONZÁLEZ, R., M. CABRERA, P. BORTOLOTTI, M. CUENYA, D. OMIL, R. MOYANO y J. OJEDA, 1985a. La actividad eruptiva de las Sierras Pampeanas esquematización geográfica y temporal. *Acta Geológica Lilloana*, 16: (2): 289-318.
- GONZÁLEZ, R., M. OMIL y D.L. RUIZ, 1985b. Observaciones y edades potasio-argón de formaciones de la sierra de Paimán, provincia de La Rioja. *Acta Geológica Lilloana*, 16 (2): 281-287.
- GONZÁLEZ BONORINO, F., 1972. Descripción Geológica de la Hoja 13c, Fiambalá. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 127, 74 pp. Buenos Aires.
- GONZÁLEZ BONORINO, G. y GONZÁLEZ BONORINO, F., 1991. Precordillera de Cuyo y Cordillera Frontal en el Paleozoico temprano: terrenos bajo sospecha de ser autóctonos. *Revista Geológica de Chile*, 18(2):97-108. Santiago.
- GROEBER, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección Nacional de Geología y Minería, Publicación 58: 1-110. Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1940. Descripción geológica de la Provincia de La Rioja (Colaboración de la Dirección de Minas y Geología). *Agua Minerales de la República Argentina*, 6, Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30'. Instituto de Investigaciones de las Ciencias Naturales. Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Revista (Ciencias Geológicas), 1(5): 1-352. Buenos Aires.
- GROEBER, P. y P. STIPANICIC, 1953. Triásico. Geografía de la República Argentina, Tomo 2, 1ª. Parte, Mesozoico. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA: 9-141.
- GUERRERO, A., 1969. Reconocimiento expeditivo de los depósitos granatíferos de la sierra de Umango. Plan Cordillera Norte. Dir. Nac. De Geol. Y Min. Informe N° 111. Inédito.
- GUERRERO, A., 1999. Depósito de granate de la sierra de Umango, La Rioja. En: *Recursos Minerales de la República Argentina* (Ed: E. O. Zappettini), Instituto de geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 163-164, Buenos Aires.
- GULBRANSON, E.L., I.P. MONTAÑEZ, M.D. SCHMITZ, C.O. LIMARINO, J.L. ISBELL, S.A. MARENSSI y J.L. CROWLEY, 2010. High-precision U-Pb calibration of Carboniferous glaciation and climate history, Paganzo Group, NW Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 122: 1480-1498.
- GUTIÉRREZ, P.R., 1987. Megasporas dispersas en la Formación Agua Colorada (Carbonífero) y su posible relación con *Bumudendron Archangelsky*, Azcuy y Wagner (Lycophita). 7° Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología, Actas: 63-66.
- GUTIÉRREZ, P.R., 1988. Análisis paleoflorístico bioestratigráfico y aspectos paleoambientales de la Formación Agua Colorada en el sector sudoriental de la Sierra de Famatina, provincia de La Rioja, República Argentina. Tesis Doctoral, 850 pp. Universidad de Buenos Aires.
- GUTIÉRREZ, P.R., 1993. Palinología de la Formación Agua Colorada (Carbonífero Superior) Sierra de Famatina, provincia de La Rioja, Argentina. 1. Granos de polen. *Ameghiniana* 30:163-212. Buenos Aires.
- GUTIÉRREZ, P.R., 1994. Fructificaciones asociadas a *Fedekurtzia Archangelsky* en el Carbonífero de la provincia de La Rioja, Argentina. *Ameghiniana* 31:239-248. Buenos Aires.
- GUTIÉRREZ, P.R., 1995. Nuevos registros paleoflorísticos para la Formación Agua Colorada, Carbonífero Superior, en el sector sudoriental de la sierra de

- Famatina, provincia de La Rioja, Argentina. *Ameghiniana* 32:111-118. Buenos Aires.
- GUTIÉRREZ, P.R., S.N. CÉSARI y C.O. LIMARINO, 1986. *Bumbudendron versiforme* a new lycophyte species from the Late Palaeozoic of Argentina. *Review of Palaeobotany and Palynology* 46 (3-4): 377-386.
- GUTIÉRREZ, P.R., D.G. GANUZA, E. MOREL y O.G. ARRONDO, 1992. Los géneros *Cordaicarpus* Geinitz, *Cornucarpus* Arber y *Samaropsis* Göeppert (semillas platispérmicas) en el Neopaleozoico Argentina. *Ameghiniana* 29:49-68. Buenos Aires.
- GUTIÉRREZ, P. R., J. MUZÓN y C. O. LIMARINO, 2000. The earliest Late Carboniferous winged insect (Insecta, Protodonata) from Argentina: Geographical and stratigraphical location. *Ameghiniana* 37(3): 375-378.
- HALLER, M.A. y V.A. RAMOS, 1984. Las Ofiolitas Famatiniánas de las Provincias de San Juan y Mendoza. 9° Congreso Geológico Argentino. Actas 2: 66-83. San Carlos de Bariloche.
- HALLER, M.A. y V.A. RAMOS, 1993. Las ofiolitas y otras rocas afines. En: V.A. Ramos (ed.). *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Relatorio 1 (4): 31-40. Buenos Aires.
- HARRINGTON, H.J., 1941. Investigaciones geológicas en las sierras de Villavicencio y Mal País, provincia de Mendoza. Dirección de Minería y Geología, Boletín 49, 54 pp.
- HARRINGTON, H. J. y A. F. LEANZA, 1957. Ordovician trilobites of Argentina. University of Kansas, Special Publication 1, 259 pp. Kansas.
- HAUSEN, H., 1921. On the lithology and structure of the and geological structure of the sierra de Umango area, province of La Rioja.. En *Acta Academiae Aboensis, Mathematics et Physiques*, 1 (4): 1-135).
- HAUSEN, H., F. ABO, I. SEINEM SOEBEN ERSCHIE-NENEN BUCHE y G. SÜDAMERIKAS, 1933. Sierra de Umango und die Vorkordillere Argentinens. *Zentralblatt Für Mineralogie, Geologie Und Paläontologie*, 267.
- HÖCKENREINER, M., F.SÖLLNER y H. MILLER, 2003. Dating the TIPA shear zone an early devonian terrane boundary between the fanmatinian and pampean systems (NW Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 16 (1): 45-66.
- HÜNICKEN, M. A., 1971. Sobre el hallazgo de conodontes en las calizas de la Formación San Juan (Ordovícico, Llanvirniano) quebrada Potrerillos, sierra de Yanso, departamento Jachal (prov. de San Juan). *Ameghiniana* 8 (1): 37-51.
- HÜNICKEN, M., 1985. Lower Ordovician Conodont biostratigraphy in Argentina. *Boletín Academia Nacional de Ciencias de Córdoba* 56 (3-4):309-320.
- I.A.T.S.A., 1972. Exploración integral. Yacimientos de hierro de San Juan. Departamento de Minería de la provincia de San Juan. Informe inédito.
- ÑIGUEZ, A. M., 1973. Perspectiva del mercado y disponibilidad en materia prima para productos cerámicos refractarios y arcillas en la provincia de La Rioja. Convenio LEMIT-CFI. Informe inédito.
- ISACKS, B. y M. BARANZANGI, 1977. Geometry of Benioff zones: lateral segmentation and downwards bending of the subducted lithosphere. En: Talwani, M. y W. Pitman (Eds.), *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back Arc Basins*. American Geophysical Union, Ewing Series 1:99-114. Washington.
- ISACKS, B.L., T.E. JORDAN, R.W. ALLMENDINGER y V.A. RAMOS, 1982. La segmentación tectónica de los Andes Centrales y su relación con la geometría de la Placa de Nazca subductada. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 3:587-606. Buenos Aires.
- JICA-MMAJ, 1998. Informe de la exploración de mineral en la región Cordillera Oriental Andina, República Argentina. (Fase I). SEGEMAR. Inédito. 233 pp.
- JICA-MMAJ, 1999. Informe de la exploración de mineral en la región Cordillera Oriental Andina, República Argentina. Informe final. SEGEMAR. Inédito. 164 pp.
- JOHNSON, N., T. JORDAN, P. JOHNSON y C. NAESER, 1986. Magnetic polarity stratigraphy, age and tectonic setting of fluvial sediments in an eastern Andean Foreland Basin, San Juan Province, Argentina. En: Allen, P. y P. Homewood, (Eds.). *International Association of Sedimentology, Special Publications*, 8: 63-75.
- JOHNSON, P., N. JOHNSON, T. JORDAN y C. NAESER, 1984. Magnetic polarity stratigraphy and age of the Quebrada del Cura, Río Jáchal and Mogna Formations near Huaco, San Juan Province, Argentina. 9° Congreso Geológico Argentino, 3:81-96.
- JORDAN, T.E., B.L. ISACKS, R.W. ALLMENDINGER J.A. BREWER, V.A. RAMOS y C.J. ANDO, 1983a. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca Plate. *Geological Society of America, Bulletin* 94(3):341-361. Boulder.
- JORDAN, T.E., B.L. ISACKS, V.A. RAMOS y R.W. ALLMENDINGER, 1983 b. Mountain building in the Central Andes. *Episodes*, 1983(3):20-26. Ottawa.
- JORDAN, T.E. y J. DAMANTI, 1990. Estudios paleogeográficos de cuencas neógenicas, San Juan, Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas Tomo I: 247-250.

- JORDAN, T.E., P.B. FLEMINGS y J. A. BEER, 1988. Dating thrust-fault activity by use of foreland basin strata. En: Kleinspehn, K.L. y C. Paola (Eds.), *New Perspectives in Basin Analysis*: 307-330, Springer-Verlag, New York.
- JORDAN, T.E., J. H. REYNOLDS, J. A. BEER, F. BERCOWSKY, J. F. DAMANTI y C. MALIZIA, 1989. Neogene basins in the flat slab region, Central Andes, Argentina. 28 th International Geological Congress, Abstracts 2: 139, Washington.
- JORDAN, T.E., P. RUTTY, L. MC RAE, J. BEER, K. TABBUTT y J. DAMANTI, 1990. Magnetic polarity stratigraphy of the Miocene Río Azul section, Precordillera thrust belt, San Juan Province, Argentina. *Journal of Geology*, 98: 519-539.
- JORDAN, T.E., R. DRAKE y C.W. NAESER, 1993. Estratigrafía del Cenozoico medio en la Precordillera a la latitud del Río Jáchal, San Juan, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 132-141. Mendoza.
- JORDAN, T.E., S. KELLEY, A. FERNÁNDEZ, F. FERNÁNDEZ SEVESO, G. RÉ y J. P. MILANA, 1997. Relaciones entre las historias evolutivas de las cuencas de Iglesia y Bermejo, provincia de San Juan, Argentina. 2° Jornadas sobre Geología de la Precordillera, Actas 142-147, San Juan.
- KAY, S.M., 1993. Late Paleozoic tectonics in Southern South America: a global perspective. *Douzième Congrès International de la stratigraphie et Géologie du Carbonifère et Permien*, Comptes Rendus 1:109-122. Buenos Aires.
- KAY, S.M.; MPODOZIS, C. 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences* 15:39-57.
- KAY, S.M., RAMOS, V.A. y KAY, R.W., 1984. Elementos mayoritarios y trazas de las vulcanitas ordovícicas de la Precordillera occidental: basaltos de rift oceánico temprano (δ) próximos al margen continental. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 48-65, San Carlos de Bariloche.
- KAYSER, R., 1876. Ueber Primordiale und Untersilurische Fossilien aus der Argentinischen Republik. *Paleontographica Supplement*, 2:1-33. Stuttgart.
- KEIDEL, J., 1922. Sobre la distribución de los depósitos glaciales del Pérmico conocidos en la Argentina y su significación para la estratigrafía de la Serie Gondwana y la paleogeografía del hemisferio austral. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 25: 239-368.
- KELLER, M. y O. BORDONARO, 1993. Arrecifes estromatopóridos en el Ordovícico inferior del Oeste argentino y sus implicaciones paleogeográficas. *Revista Española de Paleontología* 8 (2): 165-169.
- KELLER, M., S., EBERLEIN y O. LEHNERT, 1993. Sedimentology of Middle Ordovician carbonates in the Argentine Precordillera; evidences of regional relative sea-level change. *Geologie Rundschau* 82: 362-377.
- KELLY, J., 1962. Geología de la Sierra de Móquina y perspectivas petrolíferas, Departamento de Jáchal, Provincia de San Juan. Y.P.F., Informes inéditos Nos. 1157, 1158 y 1159.
- KILMURRAY, J.O., 1969. Petrología de las rocas metamórficas del sector noreste de la sierra de Maz, Villa Unión, Provincia de La Rioja. 4° Jornadas Geológicas Argentinas, 1: 409-428.
- KILMURRAY, J.O., 1970. Las facies de metamorfismo en la Sierra de Maz, Provincia de La Rioja, República Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología* 1: 57-70.
- KILMURRAY, J.O., 1971. Las ortoanfibolitas de la Sierra de Maz, Provincia de La Rioja. *Revista del Museo de La Plata* 7: 51-146.
- KILMURRAY, J. y L. DALLA SALDA, 1971. Las fases de deformación y metamorfismo en la Sierra de Maz, Provincia de La Rioja, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 26 (2): 245-263.
- KILMURRAY, J.O. y M. IÑÍGUEZ RODRÍGUEZ, 1968. Los gneises escapolíticos de Las Ramaditas, Villa Unión (Provincia de La Rioja). *Revista del Museo de La Plata*, 7: 13-29
- KOBAYASHI, T., 1937. The Cambro-Ordovician shelly faunas of South America. *Journal of Science of the University of Tokio*, 2 (5):369-522.
- KOKOGIAN, D.A. y O.H. MANCILLA, 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Cuyana. En: Chebli, G. y L. Spalletti (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, 6: 169-201. Tucumán.
- KRAEMER, P.E., M.P. ESCAYOLA y R.D. MARTINO, 1994. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30°40'-32°40'), Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50(1-4):47-59. Buenos Aires.
- LAVANDAIO, E., 1968. Estudio geológico-económico del distrito gráfico Villa Unión, La Rioja. *Inst. Nac. De Geol. y Min. Informe n° 657*. Inédito.
- LAVANDAIO, E., 1971. Descripción del Mosaico 40 D del Mapa Geológico Económico de la Provincia de La Rioja. Subsecretaría de Estado de Minería. Dirección Nacional de Geología y Minería. Plan La Rioja. Inédito. La Rioja.

- LAVANDAIO, E., 1973. Geología del cerro Tolar-Cuchilla Negra, Sierra de Famatina, La Rioja, Argentina. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 4:41-54. Buenos Aires.
- LAVANDAIO, E. O. L., 1999. Depósitos de grafito de Villa Unión, La Rioja. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed: E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 155-162. Buenos Aires.
- LEANZA, A., 1945. Braquiópodos carboníferos de la Quebrada de la Herradura al NE de Jáchal, San Juan. Revista Museo de La Plata, Notas 10 (Paleontología), 86:277-314.
- LEANZA, A., 1948. Braquiópodos y pelecípodos en la provincia de La Rioja. Revista del Museo de La Plata (nueva serie), 3(Paleontología) 18: 237-264.
- LEGARRETA, L. y D.A. KOKOGIAN, 1986. Carácter regional e interregional de las discontinuidades triásicas. Cuencas Ischigualasto-Villa Unión, Las Salinas y Cuyana. Y.P.F. inédito.
- LIMARINO, C.O., 1984. Areniscas eólicas en la Formación La Colina (Paleozoico superior), provincia de La Rioja. Revista de la Asociación Geológica Argentina 39(1-2): 58-97. Buenos Aires.
- LIMARINO, C.O., 1985. Estratigrafía y paleoambientes sedimentarios del Grupo Paganzo en el Sistema de Famatina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 300 pp. (Inédita).
- LIMARINO, C.O., 1987. Paleoambientes sedimentarios y paleogeografía de la sección inferior del Grupo Paganzo en el Sistema de Famatina. Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 39:145-179.
- LIMARINO, C.O. y S.N. CÉSARI, 1985. Primer registro paleoflorístico de la Formación La Colina (Paleozoico superior), Cuenca de Paganzo, República Argentina. Paleobotánica y Palinología en América del Sur. Instituto de geociencias, Universidad de San Pablo, 15:32-39. San Pablo.
- LIMARINO, C.O. y S.N. CÉSARI, 1987. Consideraciones sobre la edad de la sección superior del Grupo Paganzo (Paleozoico superior), República Argentina. 4° Congreso Latinoamericano de Paleontología; Memorias, 1:315-330. Santa Cruz de la Sierra.
- LIMARINO, C.O. y P. GUTIÉRREZ, 1990. Diamictites in the Agua Colorada Formation. New evidence of carboniferous glaciation in South America. Journal of South American Earth Sciences, 3(1):9-20.
- LIMARINO, C.O. y R. PAGE, 1988. Nuevos depósitos de diamictitas en unidades carboníferas del Noroeste Argentino: Annual Meeting Working Group, Project 211 (IUGS-UNESCO), Late Paleozoic of South America, Abstracts: 20-22, Buenos Aires.
- LIMARINO, C.O. y L.A. SPALLETTI, 1986. Eolian Permian deposits in West and Northern Argentina. Sedimentology: Geology, 49:109-127.
- LIMARINO, C.O., P.R. GUTIÉRREZ y S.N. CÉSARI, 1984. Las facies lacustres de la Formación Agua Colorada (Paleozoico Superior) aspectos sedimentológicos y contenido paleoflorístico. 9° Congreso Geológico Argentino, 5:324-341. Buenos Aires.
- LIMARINO, C.O., H. SESSAREGO, S.N. CÉSARI y O. LÓPEZ GAMUNDI, 1986. El perfil de la Cuesta de Huaco, estratotipo de referencia (hipoestratotipo) del Grupo Paganzo en la Precordillera Central Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (Buenos Aires, Argentina), 38, 81-109.
- LIMARINO, C.O., H. SESSAREGO, O. LÓPEZ GAMUNDI, P. GUTIÉRREZ y S. CÉSARI, 1987. Las Formaciones Ojo de Agua y Vallecito en el área de la Ciénaga, Oeste de Huaco, provincia de San Juan: Estratigrafía y Paleoambientes sedimentarios. Revista de la Asociación Geológica Argentina 42 (3-4): 153-167.
- LIMARINO, C. O., L.E. FAUQUÉ y R. CAMINOS, 1990. Facies y evolución paleoambiental de los bancos rojos triásicos del norte de la Precordillera riojana. Reunión Argentina de Sedimentología 3: 169-174.
- LIMARINO, C.O., P. GUTIÉRREZ, O. LÓPEZ GAMUNDI, L.E. FAUQUÉ y R. LECH, 1991a. El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay. 12° Congreso Internacional de la Estratigrafía y Geología del Carbonífero y Pérmico. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. Actas 1:151-167.
- LIMARINO, C.O., R. ANDREIS y L. FERRANDO, 1991b. Paleoclimas del Paleozoico superior. En: El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay. 12° Congreso Internacional de la Estratigrafía y Geología del Carbonífero y Pérmico. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. Actas 1: 233-245.
- LIMARINO, C.O., L.A. SPALLETTI y C. SIANO, 1991. A Permian arid paleoclimatic phase in west and northwest Argentina. 12° Congreso Internacional de la Estratigrafía y Geología del Carbonífero y Pérmico. Comptes Rendus, 2:453-468. Buenos Aires.
- LIMARINO, C. O., A.T. CASELLI, L. NET y M. GAGLIARDO, 1996. Una propuesta de clasificación de psefitas relacionada a la composición de arenas y areniscas. En: Scasso, R. y C.O. Limarino (Eds.). Petrología y diagénesis de rocas clásticas. Aso-

- ciación Argentina de Sedimentología, Publicación Especial, 1, 257 pp.
- LIMARINO, C. O., A. TRIPALDI, A.T. CASELLI, S. MARENSSI, G. RÉ y L. NET, 1999. Facies, paleoambientes deposicionales y edad de la Formación Vinchina, Neógeno, provincia de La Rioja. Actas 14º Congreso Geológico Argentino, 1: 65. Salta.
- LIMARINO, C., L. NET, P. GUTIÉRREZ, V. BARREDA, A. CASELLI y S. BALLIENT, 2000. Definición litoestratigráfica de la Formación Ciénaga del Río Huaco (Cretácico Superior), Precordillera central, San Juan, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 55(1-2): 83-99.
- LIMARINO, C.O., L.E. FAUQUÉ, R. CARDÓ, M. GAGLIARDO y L. ESCOSTEGUY, 2002. La faja volcánica miocena de la Precordillera Septentrional. Revista de la Asociación Geológica Argentina 57(3): 289-304.
- LIMARINO, C.O., L.E. FAUQUÉ, P.L. CICCIOI, A.M. TEDESCO, C. MARSICANO y A. ARCUCCI, 2005. El Mesozoico de La Precordillera Septentrional. 15º Congreso Geológico Argentino, La Plata, Actas 1: 217-222.
- LIMARINO, C.O., A. TRIPALDI, S. MARENSSI y L. FAUQUÉ, 2006. Tectonic, sea-level, and climatic controls on Late Paleozoic sedimentation in the western basins of Argentina. Journal of South America Earth Sciences 22: 205-226.
- LIMARINO, C.O., P.J. ALONSO-MURUAGA, P.L. CICCIOI, V.S. PÉREZ LOINAZE y S.N. CÉSARI, 2014. Stratigraphy and palynology of a late Paleozoic glacial paleovalley in the Andean Precordillera, Argentina. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 412: 223-240.
- LLAMBÍAS, E.J., 1999. Las rocas ígneas gondwánicas. En: Caminos, R. (Ed.), Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Anales 29(14): 349-376. Buenos Aires.
- LLAMBÍAS, E.J. y R. CAMINOS, 1987. El magmatismo Neopaleozoico de Argentina. En: Archangelsky, S. (Ed.), El Sistema Carbonífero de la República Argentina: 253-279. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. Córdoba.
- LLAMBÍAS, E.J., R. CAMINOS y C.W. RAPELA 1991. Magmatismo. En: Archangelsky, S. (Ed.), El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay: 275-297. 12º Congreso Internacional de la Estratigrafía y Geología del Carbonífero y Pérmico. Buenos Aires.
- LOGAN, M. A. 1992. Mineral chemistry and paragenetic séquence of the Fe (Au-Mo) skarn deposit in the Gualcamayo district, San Juan, Argentina. Geol. Soc. America. Abstracts with programs, v. 24, No. 7:A.335.
- LOGAN, A. V. 1999. Distritos auríferos de Gualilán y Gualcamayo, San Juan, en: Recursos Minerales de la República Argentina (ed. E. O. Zappettini, Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 35: 1525 – 1534) Buenos Aires.
- LÓPEZ, J.P. y A.J. TOSELLI, 1993. La faja milonítica TIPA: Faldeo oriental del Sistema de Famatina. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3: 39-42. Mendoza.
- LÓPEZ GAMUNDÍ, O., S. PAGE, A. RAMOS y I. ESPEJO, 1985. Redefinición litoestratigráfica del grupo Río Huaco: características genéticas de las formaciones Cerro Morado y Cauquenes (Triásico) en la Ciénaga del Vallecito, San José de Jáchal, provincia de San Juan. Actas Primeras Jornadas sobre Geología de la Precordillera, 65-70.
- LÓPEZ GAMUNDÍ, O., C.O. LIMARINO y S.N. CÉSARI, 1986. Evidencias sedimentológicas de la evolución paleoclimática del Paleozoico superior de las cuencas Paganzo y Calingasta-Uspallata. 1º Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1:141-144, La Plata.
- LÓPEZ GAMUNDÍ, O., C.L. AZCUY, A. CUERDA, D.A. VALENCIO y J.F. VILAS, 1987. Cuenca de Río Blanco y Calingasta Uspallata. En: Archangelsky, S. (Ed.). El Sistema Carbonífero en la República Argentina. Subcomisión Internacional del Carbonífero, Proyecto 211 del PICG. Academia Nacional de Ciencias, p.101-132. Córdoba, República Argentina.
- LÓPEZ GAMUNDÍ, O., L. ÁLVAREZ, R. ANDREIS, G. BOSSI, I. ESPEJO, F. FERNÁNDEZ SEVESO, L. LEGARRETA, D. KOKOGIAN, C.O. LIMARINO y H. SESSAREGO, 1989. Cuencas Intermontanas. En: Spalletti, L. A. y G. Chebli (Eds.). Cuencas Sedimentarias Argentinas, p. 123-167.
- LORENC, M., 1990. Magmatic mafic enclaves in granitoids of northern sierra de Paimán, Argentina. Geological Journal 25: 405-412.
- LORENC, M. y W.A. PÉREZ, 1987. Las rocas ígneas del extremo norte de la sierra de Paimán, provincia de La Rioja, Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, 4: 111-114, Tucumán.
- LOSADA CALDERÓN, A., S.L. McBRIDE y M.S. BLOOM, 1994. The geology and 40Ar/39Ar geochronology of magmatic activity and related mineralization in the Nevados del Famatina mining district, La Rioja province, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 7:294.
- LOSADA-CALDERÓN, A. J., 1992. Geology and Geochemistry of Nevados del Famatina and La

- Mejicana deposits. La Rioja Province, Argentine. Unpublished Ph.D.thesis, Melbourne, Monash University, 385 pp.
- LOSADA CALDERÓN, A. Y M. S. BLOOM, 1990. Geology, paragenesis and fluid inclusion studies of a high sulphidation epithermal/porphyry system, Nevados de Famatina district, La Rioja province, Argentina. Pacific Rim Congress: 457-464
- LOSADA CALDERÓN, A. Y D. C. MC PHAIL, 1996. Porphyry and high-sulphidation epithermal mineralization in the Nevados de Famatina Mining District, Argentina. En: Andean Copper Deposits: new discoveries, Mineralization, styles and metallogeny. (Eds. F. Camus, R. Sillitoe y R. Petersen) Society of Economic Geologist, Special Publication 5:91-117.
- LOSKE, W y H. MILLER, 1996 Sistemática U-Pb de circones del granito de Ñunorco-Sañogasta. En: Aceñolaza, F.G., H. Miller y A. Toselli (Eds.), Geología del Sistema de Famatina. Münchner Geologische Hefte, 19 (Reihe A) Allgemeine Geologie, 221-228. München.
- LUCASSEN, F. y R. BECCHIO, 2003. Timing of high-grade metamorphism: Early Palaeozoic U-Pb formation ages of titanite indicate long-standing high-T conditions at the western margin of Gondwana (Argentina, 26–29°S). Journal of Metamorphic Geology 21: 649–662.
- LUCERO, H. N. y J. D. DIEZ, 1963. Sobre la valorización de reservas de San Sebastián y Santa Brígida, para tratamiento por heap leaching (Apéndices con gráficos). Comisión Nacional de Energía Atómica. Informe inédito.
- LURGO MAYÓN, C., 1999. Depósitos de molibdeno y cobre diseminados en la sierra de Famatina, La Rioja. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini). Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Anales 35: 1495-1505. Buenos Aires.
- LUTZ, J., 1933. Zur Kulmflora von Geigen bei Hof. Palaeontographica, 78 B: 114-157. Stuttgart.
- MAISONAVE, H.M., 1973. Estratigrafía de los alrededores de Chaschuil, departamento Tinogasta, provincia de Catamarca. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 4:75-87. Buenos Aires.
- MAISONAVE, H.M., 1979. Descripción geológica de la Hoja 14c-Cerros Cuminchango, provincias de La Rioja y Catamarca. Servicio Geológico Nacional, Boletín 162, 86 pp. Buenos Aires.
- MALIZIA, D. C., 1988. Indicadores litológicos de paleoclima en el neógeno de Sierras Pampeanas. 2ª Reunión de Sedimentología: 160-164.
- MALIZIA, D. C., 1989. Contribución al conocimiento geológico y sedimentológico de las rocas terciarias del Campo de Talampaya, Provincia de La Rioja, Argentina. Tesis Doctoral Univ. Nac. de Tucumán, Argentina. 187pp.
- MALIZIA, D. C., J. H. REYNOLDS y K. D. TABBUTT, 1995. Cronología de la sedimentación neógena, tectonismo y edad de la estructuración en el Campo de Talampaya, Sierras Pampeanas, provincia de La Rioja, Argentina. Boletín de Informaciones Petroleras, Nueva Serie 11 (42): 78-105.
- MALLIMACCI, H. Y R. J. CENTENO, 1981. Exploración Geológica Minera de la zona de “La Estrechura”, “Los Bayos”. Area de Reserva N° 1. Provincia de La Rioja. Dirección General de Fabricaciones Militares. Informe inédito 845.
- MALLIMACCI, H. Y J. A. RÍOS GÓMEZ, 1982. Exploración geológica minera. Area de Reserva n° 1. Nevados de Famatina. Proyecto del Cerro Negro Overo. Sector Montey-Offir y Quebrada Ancha. Provincia de La Rioja. Dirección General de Fabricaciones Militares y Subsecretaría de minería (Plan La Rioja), 1, informe inédito, 890, 36 pp.
- MALLIMACCI, H., R. J. CENTENO Y J. A. RÍOS GÓMEZ, 1981. Informe Final de Exploración Area de Reserva N° 1. Nevados del Cerro Overo Negro. Sector Los Bayitos. Provincia de La Rioja. Dirección General de Fabricaciones Militares Subsecretaría de Minería (Plan La Rioja), informe interno 833.
- MÁNGANO, M.G. y L.A. BUATOIS, 1990. Evolución paleoambiental del Ordovícico del sur del río Chaschuil, noroeste de la Sierra de Narvárez, Catamarca, Argentina. 5° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 1, Serie Correlación Geológica 7:51-57. San Miguel de Tucumán.
- MÁNGANO, M.G. y L.A. BUATOIS, 1992a. Historia deposicional de las secuencias ordovícicas marinas del Sistema del Famatina en el noroeste de la Sierra de Narvárez, Catamarca, Argentina. 4a Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 2:215-222. La Plata.
- MÁNGANO, M.G. y L.A. BUATOIS, 1992b. Depósitos de tormenta en una plataforma volcánoclastica de alto gradiente, Formación Suri, Sistema de Famatina, Argentina. Paleozoico inferior en Latinoamérica y la génesis del Gondwana. Serie Correlación Geológica 9:145-156. San Miguel de Tucumán.
- MÁNGANO, M.G. y L.A. BUATOIS, 1994a. Estratigrafía y ambiente de sedimentación de la Formación Suri en los alrededores de río Chaschuil, Ordovícico del Sistema de Famatina, noroeste argentino. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología 1:143-169. Buenos Aires.

- MÁNGANO, M.G. y L.A. BUATOIS, 1994b. Un ejemplo de sedimentación en plataformas adyacentes a arcos volcánicos: Miembro Loma del Kilómetro, Formación Suri, Cuenca Ordovícica del Famatina. 5ª Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1:65-70. San Miguel de Tucumán.
- MÁNGANO, M.G. y L.A. BUATOIS, 1996. Estratigrafía, sedimentología y evolución paleoambiental de la Formación Suri en la subcuenca de Chaschuil, Ordovícico del Sistema de Famatina. En: Aceñolaza F.G., H. Miller y A. Toselli (Eds.), Geología del Sistema de Famatina. Münchner Geologische Hefte, 19 (Reihe A) Allgemeine Geologie. München.
- MANNHEIM, R., 1988. Die ordovizische, vulcano-sedimentare Abfolge der Formation Chuschín, Sistema de Famatina, NW Argentinien. Diplomarbeit, Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Ludwig-Maximilian-Universität München. Inédito. 102 pp.
- MANNHEIM, R., 1993. Génesis de las volcanitas eopaleozoicas del Sistema de Famatina, Noroeste de Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 147-155. Mendoza.
- MARCOS, O., 1971. Estudio geológico económico de la mina La Josefá, distrito Vichigasta, departamento Chilecito. Dirección Nacional de Geología y Minería. Plan La Rioja. La Rioja. Inédito.
- MARCOS, O. Y F. PLANAS, 1975. Estudio geológico, prospección superficial y programa de exploración de La Alumbreira del Cerro Overo Negro. Secretaría de Minería de la Nación (Plan La Rioja). Informe inédito. La Rioja. Argentina.
- MARCOS, O. y J.C. ZANETTINI, 1981. Geología y exploración del proyecto Nevados del Famatina. Servicio Minero Nacional. Inédito. Buenos Aires.
- MARENSSI, S., L. NET, A.T. CASELLI, A. TRIPALDI y C.O. LIMARINO, 2000. Hallazgo e interpretación de discordancias intraformacionales en la Formación Vinchina (Neógeno), quebrada de La Troya, La Rioja, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 55(4): 414-418.
- MARQUEZ VIEYRA, M. 1983. Estudio Geológico Económico de los yacimientos de sericita y pirofilita de las quebradas Cosme y Chuschín, provincia de La Rioja, República Argentina. 2º Congreso nacional de Geología Económica, Actas 1: 267-283
- MARTÍNEZ, M., 1993. Hallazgo de fauna marina en la Formación Guandacol (Carbonífero) en la localidad de Agua Hedionda, Precordillera Nororiental, San Juan, Argentina. 12º Congrès International de la Stratigraphie et Géologie du Carbonifère et Permien, Comptes Rendus 2. Buenos Aires, Argentina, 291-296.
- MARTINEZ, R., 1994. Estratigrafía del sector Agua de la Peña-Río de la Chilca, Formación Ischigualasto, San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan (inédito), 116 pp.
- MARTÍNEZ, F., ARRIAGADA, C., VALDIVIA, R., DECKART, K., PEÑA, M., 2015. Geometry and kinematics of the andean thick-skinned thrust systems: insights from the Chilean frontal cordillera (28°e28.5°S), Central Andes. J. S. Am. Earth Sci. 64:307-324.
- MASTANDREA, O. Y R. VALDEZ. 1968. Estudio Geológico expeditivo de los yacimientos de baritina y fluorita zona villa Castelli y Villa Unión, provincia de La Rioja, Dirección Provincial de Minería de La Rioja. Informe N° 32. Inédito.
- McBRIDE, S., 1972. A potassium argon age investigation of igneous and metamorphic rocks from Catamarca and La Rioja provinces, Argentina. Thesis Geology Department, Queens University; Kingston/Canada.
- MEIRA, V.T., 2010. Evolução estrutural da Sierra de Umango, Sierras Pampeanas Ocidentais, Noroeste da Argentina. Unpublished Master Dissertation, Universidade de São Paulo, 104 pp.
- MEIRA, V.T., M.C. CAMPOS NETO, P.D. GONZÁLEZ, M.A.S. BASEI y R. VARELA, 2012. Ordovician klippen structures of the Sierra de Umango: New insights on Tectonic evolution of the Western Sierras Pampeanas, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 37: 154-174.
- MELCHOR, R. N., y S. de VALAIS, 2006. A review of Triassic tetrapod track assemblages from Argentina. Palaeontology 49(2): 355-379.
- MELCHOR, R. N., E. BEDATOU, S. DE VALAIS, y J. F. GENISE, 2006. Lithofacies distribution of invertebrate and vertebrate trace-fossil assemblages in an Early Mesozoic ephemeral fluvio-lacustrine system from Argentina: Implications for the Scoyenia ichnofacies. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 239: 253-285
- MENÉNDEZ, C., 1965. Contenido palinológico en sedimentos con "Rhacopteris ovata" (Mc Coy) en la sierra de Famatina, La Rioja. Revista Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Paleontología, 1:45-80. Buenos Aires.
- MENÉNDEZ, C. y O.R. GONZÁLEZ AMICÓN, 1979. Nuevos elementos de la microflora carbónica de "Las Pircas" (Formación Agua Colorada) sierra de Famatina, La Rioja. Ameghiniana 16:65-79. Buenos Aires.

- MEZZETTI, A. M., 1960. Distrito Minero La Puntilla, Dpto Gral Lamadrid. La Rioja. Baritina. Dir. Prov. Min. La Rioja. Informe N° 131. Inédito.
- MILANA, J.P., 1993. Estratigrafía de eolianitas en la zona de Jáchal–Huaco, Precordillera de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 48(3-4): 283-298.
- MILANA, J.P., 2003. Paleoambientes y magnetoestratigrafía del Neógeno de la Sierra de Mogna, y su relación con la Cuenca de Antepaís Andina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58 (3): 447-473.
- MILANA, J. y O. ALCOBER, 1994. Modelo tectosedimentario de la cuenca triásica de Ischigualasto (San Juan, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49 (3-4):217-235.
- MIRANDA, J.A., 1958. Observaciones geológicas y petrográficas entre la Cuesta de Miranda y Puerto Alegre (La Rioja). Tesis inédita. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de Córdoba.
- MONCHABLÓN, A., 1956. Estudio Minero Económico. Yacimiento Cuprífero de Guachi, departamento Jáchal, San Juan. Facultad de Ingeniería. Instituto de Investigaciones Mineras. San Juan. Inédito.
- MOREL, E.M., C. CINGOLANI, R. VARELA y A. ZUÑIGA, 1993. Devonian and lower Carboniferous plants remains from the northern Precordillera, La Rioja province, Argentina. 12° Congrès International de la stratigraphie et géologie du Carbonifère et Permien. *Comptes Rendus*, 2:127-140. Buenos Aires (1991).
- MOZETIC, A., 1974. El Triásico de los alrededores al valle del río Bermejo. Provincia de La Rioja y San Juan. Tesis Doctoral, UBA (inédito N°1476).
- MPODOZIS, C. y S.M. KAY, 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana. Andes Chilenos, 28-31° S. *Revista Geológica de Chile*, 17(2): 153-180. Santiago.
- MPODOZIS, C. y V.A. RAMOS, 1989. The Andes of Chile and Argentina. En: Erecksen, G.E., M.T. CAÑAS PINOCHET y J.A. REINEMUD (Eds.), *Geology of the Andes and its Relations to Hydrocarbon and Mineral Resources*. Circunpacific council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series 11:59-90. Houston.
- MÜLLER, J., 1968. Palynology of the Pedawan and plateau sandstone formations (Cretaceous-Eocene) in Sarawak, Malaysia. *Micropaleontology*, 1-37.
- MULLINS, H.T. y H.E. COOK, 1986. Carbonate apron models: alternatives to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration. *Sedimentary Geology* 48: 37-79.
- MUSTONI, L.G., 2014. Estratigrafía, paleoambientes y petrografía de las secuencias neógenas de la Sierra de Las Salinas, provincia de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 137pp.
- NET, L., 1995. Caracterización petrográfica de las areniscas de la Formación Guandacol (Carbonífero medio) en el perfil de la Cuesta de Huaco, provincia de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédito).
- NEUGEBAUER, H. y H. MILLER, 1996. La naturaleza tectónica del límite oriental del sistema de Famatina en la Sierra de Fiambalá. En: Aceñolaza, F.G., H. Miller y A. Toselli (Eds.). *Geología del Sistema de Famatina*. *Münchner Geologische Hefte*, 19: 358-388. Munich.
- ORTEGA, G., 1987. Las graptofaunas y los conodontes de la Formación Los Azules, Cerro Viejo, zona de Huaco, Departamento de Jáchal, San Juan. Tesis doctoral. Universidad Nacional de Córdoba (inédita). 209 pp.
- ORTEGA, G. y A. CUERDA, 1987. El género *Isograptus* en la Formación Gualcamayo (Ordovícico) de la Precordillera argentina. *Ameghiniana* 24 (3-4):159-167.
- ORTEGA, G., E. BRUSSA y R. ASTINI, 1991. Nuevos hallazgos de graptolitos en la Formación Yerba Loca y su implicancia estratigráfica, Precordillera de San Juan, Argentina. *Ameghiniana* 28 (1-2):163-178.
- ORTEGA, G., E. BRUSSA y B. TORO, 1993. Las zonas de graptolitos de la Formación Gualcamayo (Arenigiano tardío- Lanvirniano temprano) en el cerro Potrerillo, Precordillera de San Juan, Argentina. *Pesquizas*, Porto Alegre.
- ORTIZ, A., 1968. Los denominados Estratos de Ischichuca como sección media de la Formación Los Rastros. III Jorn. Geol. Arg., Actas I: 333-339.
- ORTIZ, A. y J.J. ZAMBRANO, 1981. La provincia geológica de la Precordillera Oriental. 8° Congreso Geológico Argentino. Actas 3: 59–74. San Luis.
- OTTONE, E.G., 1991. Palynologie du Carbonifère Supérieur de la Coupe de Mina Esperanza, Bassin Paganzo, Argentine. *Revue de Micropaléontologie*, 34: 118–125.
- OTTONE, G.E. y C.L. AZCUY, 1986. El perfil de la Quebrada la Delfina, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41: 24-136.
- OTTONE, G.E. y C.L. AZCUY, 1988. *Circumplectipollis*, nuevo género de polen monosacado del Paleozoico Superior de Argentina. *Revista Española de Micropaleontología* 20: 245-249.
- OTTONE, G.E. y C.L. AZCUY, 1990. Datos palinológicos de la Formación Guandacol (Carbonífero),

- en la quebrada La Delfina, provincia de San Juan, Argentina. *Ameghiniana* 26: 191-208.
- OTTONE, G.E. y C.L. AZCUY, 1991. Palinología del carbón del Agua Hedionda (Carbonífero), Huaco, provincia de San Juan, Argentina. *Ameghiniana* 27: 3-18.
- PAAR, W., M. K. DE BRODTKORB Y D. TOPA, 1998. Los telururos de oro y plata de la mina La Mejicana, provincia de La Rioja, Argentina. 4ª Reunion de Mineralogía y Metalogía. Acta: 207-211, Bahía Blanca.
- PACLTOVA, B., 1961. On Some Plant Microfossils from Fresh-water sediments of the Upper Cretaceous (Senonian) in the South-Bohemian Basin. Part I. *Sbornik Geologických Ved, Rada P, Paleontologie*, 26: 47-102. Praga.
- PANKHURST, R.J., C.W. RAPELA, J. SAAVEDRA, E. BALDO, J. DAHLQUIST, I. PASCUA, y C.M. FANNING, 1998. The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas: An Early to mid-Ordovician continental arc on the Gondwana margin. En: Pankhurst, R.J. y C.W. Rapela, (Eds.). *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, Special Publication 142: 343-367. London.
- PANKHURST, R.J., C.W. RAPELA y C.M. FANNING, 2000. Age and origin of coeval TTG, Iand S type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 91:151168.
- PARKER, G., 1974. Contactos discordantes entre los Pisos I y II de los Estratos de Paganzo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29:23-29.
- PASARELLO, J., H. ROMERO Y J NAVARRO, 1992. Grupo Minero El Oro, La Rioja. Dirección Provincial de Minería, informe inédito. La Rioja.
- PAZOS, P., 1993. Estratigrafía de la secuencia sedimentaria basal aflorante en el cerro Guandacol: Su implicancia tectónica y paleoambiental. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 148-156.
- PEACOCK, M.A., 1931. Classification of igneous rocks series. *Journal of Geology* 4: 228-233.
- PEARCE, J.A., N.B.W. HARRIS y A.G. TINDLE, 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983. Oxford.
- PENCK, W., 1920. Der Südrand der Puna de Atacama (NW Argentinien). *Abh. Sach. Wiss., Leipzig* 37pp.
- PEREYRA, M., 1988. Estratigrafía de la Formación Yerba Loca de la Sierra de Los Túneles (Ordovícico superior), Departamento Jáchal, Provincia de San Juan. *Correlación Geológica* 5:211-216.
- PÉREZ, W.A., 1988. Evidencias preliminares de mezcla de magmas en el norte de la sierra de Paimán, República Argentina. 5º Congreso Geológico Chileno, 3: 145-162, Santiago de Chile.
- PÉREZ, W.A., 1991. Contribución a la petrología de los granitoides y gabroides del norte de la sierra de Paimán, provincia de La Rioja. Tesis doctoral inédita. Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo. Universidad Nacional de Tucumán. Tucumán.
- PÉREZ, W.A. y KAWASHITA, 1992. K-Ar and Rb-Sr geochronology of igneous rock from sierra de Paimán, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 5 (3-4): 251-264.
- PÉREZ, M.A., F. FERNÁNDEZ SEVESO, L.A. ÁLVAREZ e I.E. BRISON, 1993. Análisis ambiental y estratigráfico del Paleozoico superior en el área anticlinal de Huaco, San Juan Argentina. 10º Congreso Internacional de la Stratigraphie et géologie du Carbonifère et Permien, *Comptes Rendus*, 2: 297-318, Buenos Aires.
- PÉREZ LOINAZE, V., P.L. CICCIOLO, C.O. LIMARINO y S.N. CÉSARI, 2010. Hallazgo de palinofloras pérmicas en la Precordillera de Mendoza: su implicancia estratigráfica. *Ameghiniana* 47: 263-269.
- PERUCCA, L., 1995. Actividad tectónica Cuaternaria en la sierra de la Punilla, San Juan-La Rioja. Argentina. Tesis doctoral inédita. Universidad Nacional de San Juan, 135 p.
- POLANSKI, J., 1958. El bloque variscico de la Cordillera Frontal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 12 (3): 165-196.
- PORCHER, C.C., L.A.D. FERNÁNDEZ, G.I. VUJOVICH y A.O.M. SILVA, 2001. Condições de metamorfismo na serras de Maz e Umango, La Rioja, Argentina: resultados preliminares de termobarometría. 11º Congreso Latinoamericano y 3º Congreso Uruguayo de Geología, Abstracts: 3-33. Montevideo.
- RAMIREZ, P. P., 1889. La Minería en San Juan. San Juan. República Argentina. Tip. y Librería Franklin-Rivadavia 376. 161 páginas.
- RAMOS, V.A., 1970. Estratigrafía y estructura del Terciario en la sierra de los Colorados (provincia de La Rioja), República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25(3):359-382. Buenos Aires.
- RAMOS, V.A., 1986. El diastrofismo oclóyico: un ejemplo de tectónica de colisión durante el Eopaleozoico en el noroeste Argentino. *Revista del Instituto de Ciencias Geológicas*, 6:1328. San Salvador de Jujuy.
- RAMOS, V.A., 1988. The tectonics of the Central Andes; 30° to 33° S latitude. *Geological Society of America Special Papers* 218: 31-54.

- RAMOS, V.A., 1992. Control geotectónico de las cuencas triásicas de Cuyo. Boletín de Informaciones Petroleras. Tercera Época 9(31):2-9. Buenos Aires.
- RAMOS, V.A., 1994. Terranes of southern Gondwanaland and their control in the Andean structure (30°-33°S). En: Reutter, K.J., E. Scheuber y P.J. Wigger (Eds.), Tectonics of the Southern Central Andes, Structure and Evolution of an Active Continental Margin: 249-261. Springer Verlag, Berlin.
- RAMOS, V.A., 1996. Marco Geológico. En: Ramos, V.A. *et al.*, 1996, Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza. Subsecretaría de Minería de la Nación. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Anales 24(3):17-26. Buenos Aires.
- RAMOS, V.A., 1999. Los depósitos sinorogénicos terciarios de la región andina. En: Caminos, R. (Ed.), Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Anales 29 (22): 651-682.
- RAMOS, V.A., 2000. The Southern Central Andes. In: Cordani, U.G., Milani, E.J. Thomaz Filho, A. and Campos, D.A. (Eds.), Tectonic evolution of South America, pg. 561-604. Río de Janeiro. 31° International Geological Congress.
- RAMOS, V.A., 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle, in Kay, S.M., Ramos, V.A., and Dickinson, W.R., eds., Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision: Geological Society of America Memoir 204: 31-65.
- RAMOS, V.A., 2010. The Grenville-age basement of the Andes. Journal of South American Earth Sciences 29, 77-91.
- RAMOS, V. A. y J.M. CORTÉS, 1993. Time constraints of the Andean deformation along the Central Andes of Argentina and Chile (32°33°S Latitude). II° International Symposium on Andean Geodynamics (Oxford): 233-236. París.
- RAMOS, V. A. y S.M. KAY, 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. En: Harmon, R.S. y C.W. Rapela (Eds.), Andean magmatism and its tectonic setting. Geological Society of America, Special Paper 265:79-91. Boulder.
- RAMOS, V. A. y G.I. VUJOVICH, 1993. The Pampean craton within western Gondwanaland. First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference (Guanajuato). Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología. Proceedings: 113-116. México.
- RAMOS, V.A., T.E. JORDAN, R.W. ALLMENDINGER, S.M. KAY, J.M. CORTÉS y M.A. Palma, 1984. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes centrales. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 84-106. Buenos Aires.
- RAMOS, V. A., T.E. JORDAN, R.W. ALLMENDINGER, C. MPODOZIS, S.M. KAY, J.M. CORTÉS y M.A. Palma, 1986. Paleozoic terranes of central Argentine-Chilean Andes. Tectonics, 5(6):855-880. Washington.
- RAMOS, V. A., G.I. VUJOVICH, S.M. KAY y M.R. McDONOUGH, 1993. La orogénesis de Grenville en las Sierras Pampeanas Occidentales: La Sierra de Pie de Palo y su integración al Supercontinente Proterozoico. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3:343-357. Mendoza.
- RAMOS, V.A., R.D. DALLMEYER y G.I. VUJOVICH, 1996a. The Laurentia derived Precordillera terrane of Argentina: Constraints on the amalgamation. Geological Society of America South-Central Section, Abstracts with Programs, 28(1):59. Austin.
- RAMOS, V.A., G.I. VUJOVICH y R.D. DALLMEYER, 1996b. Los klippen y ventanas tectónicas de la estructura preándica de la Sierra de Pie de Palo (San Juan): edad e implicaciones tectónicas. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5:377-392. Buenos Aires.
- RAMOS, V.A., R.D. DALLMEYER y G.I. VUJOVICH, 1998. Time constraints on the Early Palaeozoic docking of the Precordillera, central Argentina. En: Pankhurst, R.J. y C.W. Rapela (Eds.). The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society, Special Publication 142: 143-158. London.
- RAMOS, V.A., M. ESCAYOLA, D. MUTTI y G.I. VUJOVICH, 2000. Proterozoic-early Paleozoic ophiolites in the Andean basement of southern South America. En: Dilek, Y., E.M. Moores, D. Elthon y A. Nicolas (Eds.). Ophiolites and Oceanic Crust: New insights from field studies and ocean drilling program. Geological Society of America, Special Paper 349: 331-349.
- RAMOS, V.A., E.O. CRISTALLINI y D.J. PÉREZ, 2002. The pampean flat slab of the Central Andes. Journal of South American Earth Science, 15: 59-78.
- RAPELA, C.W., 2000. Discusión sobre el ambiente geotectónico del Ordovícico de la región del Famatina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 55: 139-140.
- RAPELA, C.W. y E.J. LLAMBIAS, 1999. El Magmatismo Gondwánico y los Ciclos Fanerozoicos. En: Caminos, R. (Ed.), Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Anales 29(14): 373-376. Buenos Aires.
- RAPELA, C.W., B. COIRA, A. TOSELLI y J. SAAVEDRA, 1992. The Lower Paleozoic magmatism of

- southwestern Gondwana and the evolution of the Famatinian orogene. *International Geology Review* 34(11):1081-1142.
- RAPELA, C.W., R.J. PANKHURST, C. CASQUET, E. BALDO, C. GALINDO, C.M. FANNING y J.M. DAHLQUIST, 2010. The Western Sierras Pampeanas: protracted Grenville-age history (1330e1030 Ma) of intra-oceanic arcs, subduction-accretion at continental edge and AMCG intraplate magmatism. *Journal of South American Earth Sciences* 29: 105-127.
- RASSMUS, J., 1916. Rasgos geológicos generales de las Sierras Pampeanas. *Dir. Gral. Min. Geol. E Hidrol., Bol. Ser. B (Geol.)*, 13: 3-18. Buenos Aires.
- RÉ, G.H. y S.P. BARREDO, 1995. Esquema de correlación magnetoestratigráfica de formaciones terciarias aflorantes en las provincias de San Juan, La Rioja y Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 48 (3-4): 241-246. Buenos Aires.
- RÉ, G. H. y J.F. VILAS, 1990. Análisis de los cambios paleogeográficos ocurridos durante el Cenozoico tardío en la región de Vinchina (Provincia de la Rioja, Argentina), a partir de estudios magnetoestratigráficos. 11° Congreso Geológico Argentino. *Actas* 2: 267-270. San Juan.
- REYNOLDS, J.H., 1987. Chronology of Neogene tectonics in the Central Andes (27°-33°S) of western Argentina based on the magnetic polarity stratigraphy of foreland basin sediments. PhD Thesis. Dissertation, Dartmouth College, 353 pp., (unpublished), New Hampshire.
- REYNOLDS, J. H., T.E. JORDAN y N. M. JOHNSON, 1987. Cronología neógena y velocidad de sedimentación en la Cuenca de La Troya, La Rioja. 10° Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán, *Actas* 2: 109-112.
- REYNOLDS, J. H., T.E. JORDAN, N. M. JOHNSON, J. F. DAMANTI y K. D. TABBUT, 1990. Neogene deformation of the flat- subduction segment of the Argentine- Chilean Andes: Magnetostratigraphic constraints from Las Juntas, La Rioja province, Argentina. *Geological Society of America, Bulletin* 102(12): 1607-1622.
- RICKARD, I. F. 1869. Informe sobre los distritos minerales, minas y establecimientos de la República argentina en 1868-1869. Publicación oficial del Ministerio del Interior. Buenos Aires.
- RÍOS GÓMEZ, J. 1990. Evaluación geológica previa de la prospección y exploración del distrito minero "Cerro Negro", Sistema de Famatina, provincia de La Rioja. Dirección Nacional de Geología y Minería, Plan La Rioja. Informe inédito.
- ROCK, N.M.S., 1991. *Lamprophyres*. 285 pp., Ed. Blackie.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R., N. HEREDIA y D. RAGONA, D., 1995. Th estructura and stratigraphy of Cordillera Frontal at Castaño Viejo, San Juan. COMTEC-ICL Andean Thrust Tectonics Symposium, Abstracts: 22-23. San Juan.
- RODRÍGUEZ MURILLO, M., 1977. Informe Geológico Minero del sector occidental de Guachi. Departamento Provincial de Minería de San Juan. Informe N° 46. Inédito.
- ROGERS, R.R., C.C. SWISHEN III, P.C. SERENO, A.M. MONETTA, C. A. FORSTER y R. N. MARTÍNEZ, 1993. The Ichigualasto tetrapod assemblage (Late Triassic, Argentina), and 40Ar/39Ar dating of Dinosaur origins. *Science* 260: 794-797.
- ROGERS, R.R., A.B. ARCUCCI, F. ABDALA, P.C. SERENO, C.A. FORSTER y C.L. MAY, 2001. Paleoenvironment and taphonomy of the Chañares Formation tetrapod assemblage (Middle Triassic), northwestern Argentina: spectacular preservation in volcanogenic concretions. *Palaio* 16 (5):461-481.
- ROLLERI, E. y C. CRIADO ROQUÉ, 1969. La cuenca triásica del norte de Mendoza. 3° Jornadas Argentinas de Geología, 1:11-76. Buenos Aires.
- ROMER, A., 1962. The fossiliferous Triassic deposits of Ischigualasto, Argentina. *Massachusetts Museum, Zoological Breviora*, 156: 1-7.
- ROMER, A., 1966. The Chañares (Argentina) Triassic reptile fauna. Introduction. *Massachusetts Museum, Zoological Breviora*, 247: 1-14.
- ROMER, A., 1967. The Chañares (Argentina) Triassic reptile fauna. Two new gomphodonts, *Massetognathus pascuali* and *Massetognathus teruggii*. *Massachusetts Museum, Zoological Breviora*, 264:1-25.
- ROMER, A., 1969. The Chañares (Argentina) Triassic reptile fauna. A new Chiniquodontid Cynodont, *Probelesodon lewisi*-Cynodont ancestry. *Massachusetts Museum, Zoological Breviora*, 333: 1-24.
- ROMER, A. y J.A. JENSEN, 1966. The Chañares (Argentina). Triassic reptiles fauna II. Sketch of the geology of the Río Chañares- Río Gualo region. *Breviora*, 252. Cambridge.
- ROSELLO, E. A., 1979. "Geología de la naciente del río del Oro", área de alteración hidrotermal La Mejicana-Los Bayos, Departamento Chilecito, Provincia de La Rioja. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrografía y Sedimentología*, 10 (3-4): 13-32 .
- ROSSELLO, E., M. MOZETIC, P. COBBOLD , M. URREIZTIETA, D. GAPAIS Y O. LÓPEZ-GAMUNDI, 1996. The Valle Fertil flower structure and

- its relationships with the Precordillera and Pampean Ranges (30-32°S, Argentina). III^o International Symposium Andean Geodynamics. Actas I: 481-484, Saint Malo, Francia.
- ROSER, B.P. y R.J. KORSCH, 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Journal of Geology* 94:635-650. Chicago.
- ROSSI DE TOSELLI, J., 1996. El basamento metamórfico del Sistema de Famatina. En: Aceñolaza, F.G., H. Miller y A. Toselli (Eds.), *Geología del Sistema de Famatina*. Münchner Geologische Hefte, 19: 23-30. Munich.
- ROSSI DE TOSELLI, J., WILLNER, A.P. y TOSELLI, A.J., 2002. Ordovician Metamorphism of the Sierras Pampeanas, Sistema de Famatina and Cordillera Oriental, Northwest Argentina. En: Aceñolaza, F.G. (Ed.) *Aspects of the Ordovician System in Argentina*. INSUGEO, Serie de Correlación Geológica 16: 225-242. Tucumán.
- RUBIOLO, D., L. MARTÍNEZ y F. PEREYRA, 2003. Hoja Geológica 2769-IV, Fiambalá, Provincias de Catamarca y La Rioja. Servicio Geológico Minero Argentino. Buenos Aires, Boletín 421, 77 pp. Buenos Aires.
- SABATTINI, N., E.G. OTTONE y C.L. AZCUY, 1991. La zona de *Lissochonetes jachalensis*-*Streptorhynchus inaequioratus* (Carbonífero tardío) en la localidad de La Delfina, provincia de San Juan. *Ameghiniana* 27(1-2; 1990): 75-81.
- SALAZAR, E; ARRIAGADA, C.; MPODOZIS, C. 2011. Estilo estructural y restricciones en la edad de deformación del margen occidental de la Cordillera Frontal a los 28°45'S, Chile. In XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén. Actas: 854-855.
- SALFITY, J.A. y S. GORUSTOVICH, 1983. Paleogeografía de la cuenca del Grupo Paganzo (Paleozoico superior). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 38 (3-4):437-453. Buenos Aires.
- SÁNCHEZ, T.M. y C. BABIN, 1992. Interêt paléobiogéographique de deux nouveaux bivalves arenigiens de l'ouest de l'Argentine. *Table Ronde Européenne*, 44 pp. Lyon.
- SÁNCHEZ, T.M. y C. BABIN, 1993. Un insolite mollusque bivalve, Catamarca n.g. de l'Arenig. (Ordovicien inférieur d'Argentine). *Academie des sciences. Comptes Rendus*, 316 (2): 265-271. París.
- SÁNCHEZ, T.M. y C. BABIN, 1994. Los géneros *Redonia* y *Catamarcaia* (Mollusca, Bivalvia) de la Formación Suri (Ordovícico temprano, oeste de Argentina) y su interés paleobiogeográfico. *Revista española de Paleontología* 9:81-90.
- SÁNCHEZ, T.M., J.L. BENEDETTO y E. BRUSSA, , 1988. Late Ordovician Stratigraphy, paleoecology and sea-level changes in the Argentina Precordillera. 5^o International Symposium Ordovician System Abstract: 245-256. Newfoundland.
- SARMIENTO, G., 1986. La biozona de *Amorphognathus variabilis*, *Eoplacognathus pseudoplanus* (conodont) Llanvirniano inferior, en el flanco oriental de la sierra de Villicum. 1^o Jornadas Geología de Precordillera, Actas: 119-123.
- SATO, A.M., E.J. LLAMBIAS, S. SHAW y C.E. CASTRO, 1990. El Batolito de Colangüil: modelo de magmatismo Neopaleozoico de la provincia de San Juan. 11^o Congreso Geológico Argentino. Relatorio: 100-122. San Juan.
- SCALABRINI ORTIZ, J., 1972. El Carbonífero en el sector septentrional de la Precordillera sanjuanina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 27(4): 351-377.
- SCALABRINI ORTIZ, J., 1973. El Carbonífero de la Precordillera Argentina al Norte del río Jáchal. 5^o Congreso Geológico Argentino, Actas 3:387-401. Córdoba.
- SCALABRINI ORTIZ, J. y O.G. ARRONDO, 1973. Contribución al conocimiento del Carbónico en los perfiles del cerro Veladero y del río del Peñón (Precordillera de La Rioja). *Revista Museo de La Plata, Geología*, 8 (68): 257-279.
- SCHALAMUK, I., ANGELELLI, V. Y PALACIOS, T. 1977. Mineralización del distrito argentífero Cerro Negro (Mina Peregrina y otras) departamento Chicleto, La Rioja. *Obra Centenario del Museo de La Plata*. 5 (Geología): 103-118. La Plata.
- SCHALAMUCK, I. O., R. FERNÁNDEZ Y R. ETCHEVERRY, 1981. Depósitos sericíticos-pirofiliticos de las quebradas Chuschín, departamento de Lavalle, La Rioja, República Argentina. 8^o Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 517-533.
- SCHALAMUCK, I. O., R. FERNÁNDEZ y R. ETCHEVERRY, 1983. Los Yacimientos de Minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la region NOA. Dirección Nacional de Geología y Minería, *Anales* 20: 127-131
- SCHALAMUK, I. B. y LOGAN, A. M. V. 1994. Polimetálico Ag-Te bearing paragenensis of Cerro Negro District, Famatine Range. La Rioja, Argentina. *Can. Min.* 32:657-670.
- SCHALAMUCK, I. B y M. V. CURCI, 1999. Depósitos sericíticos-pirofiliticos de las quebradas Chuschín y Del Cosme, La Rioja. En: *Recursos Minerales de la República Argentina* (Ed: E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, *Anales* 35: 425-427. Buenos Aires.

- SCHALAMUK, I. B. y LOGAN, A. M. V. 1999. Distrito argentífero Cerro Negro, La Rioja. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. Zappettini. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR, Anales 35:1665-1671, Buenos Aires.
- SCHATZ, E. R., M. G. MÁNGANO, L. A. BUATOIS y C. O. LIMARINO, 2011. Life in the Late Paleozoic Ice Age: Trace fossils from glacially influenced deposits in a Late Carboniferous fjord of western Argentina. *Journal of Paleontology*, 85(3): 502-518.
- SESSAREGO, H. L. y S. CÉSARI, 1989. An early Carboniferous flora from Argentina. Biostratigraphic implications. *Review of Palaeobotany and Palynology* 57:247-264. Amsterdam.
- SHAND, J., 1927. *Eruptive Rocks*. 360 pp. Primera edición, London (T. Murby and Co).
- SHIPMAN, T.C., 2004. Links between sediment accumulation rates and the development of alluvial architecture: Triassic Ischigualasto Formation, northwestern Argentina. Tesis Doctoral (Inédita), Universidad de Arizona, Tucson, AZ, 243 pp.
- SILL, W., 1969. The tetrapod-bearing continental Triassic sediments of South America. *American Journal of Science* 267: 805-821.
- SIMON, G.W. y E.A. ROSELLO, 1990. Observaciones petrológicas y cinemáticas en las metamorfitas del cerro Guayaguás, San Juan, Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:464-468. San Juan.
- SISSINI, V., 1998. Estudio Sedimentológico y paleoambiental de la Formación Los Colorados y la secuencia cretácica-terciaria de la Sierra Colorada y alrededores, Provincia de La Rioja. Trabajo Final de licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédito).
- SISTER, R., 1956. Estudio geológico económico en los yacimientos minerales de tungsteno de los grupos El Chacho, San Pedro y El Contadero. Provincia de La Rioja. Dirección Nacional de Minería. Buenos Aires. Inédito.
- SISTER, R., 1960. Estudio geológico - económico de la mina La Helvecia, Departamento General Belgrano, provincia de La Rioja. Dirección Nacional de Geología Minería. Anales, 12. Buenos Aires.
- SPALLETTI, L.A., 1968. Estructuras sedimentarias de la Formación Guandacol (Carbónico). Extremo sur de la Sierra de Maz, provincia de La Rioja. *Revista del Museo de La Plata (nueva serie) Sección Geología*, 6: 235-272.
- SPALLETTI, L.A., 1973. Estudio granulométrico estadístico de las sedimentitas de la Formación Guandacol (Carbónico) en la Sierra de Maz, Provincia de La Rioja. *Revista del Museo de La Plata (nueva serie) Geología* 9: 9-23.
- SPALLETTI, L.A., 1979. Paleoambientes de sedimentación de la Formación Patquía (Pérmico) en la sierra de Maz, La Rioja. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. *Boletín* 53 (1-2): 167-202.
- SRIVASTAVA, S.K., 1969. Some angiosperm pollen from the Edmonton formation (Maestrichtian), Alberta, Canada. *J. Sen Memorial Volume*, 47-67. India.
- STEIGER, R. y E. JÄGER, 1977. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 36(3): 359-362.
- STEINMANN, G., 1919. *Geologie von Perú*. Karl Winter. 446 pp. Heidelberg.
- STELZNER, A., 1872. Brieffliche Mittheilung über seine Reise in den Provinzen Tucumán, Catamarca and La Rioja. *Neues Jahrbuch f. Mineralogie, Geologie und Palaeontologie*, 630, Stuttgart.
- STELZNER, A., 1885. *Beiträge zur Geologie und Palaeontologie der Argentinischen Republik*. Geologischer Theil. Berlín.
- STELZNER, A., 1895. *Beiträge zur Geologie und Palaeontologie der Argentinischen Republik I*. Cassel und Berlin.
- STIPANICIC, P.N., 1957. El sistema triásico en la Argentina. 20 Congreso Geológico Internacional (México), Sección II: El Mesozoico en el Hemisferio Occidental y sus correlaciones mundiales: 77-112. México.
- STIPANICIC, P.N., 1983. The Triassic of Argentina and Chile. In: *The Mesozoic*. Moullade, M. (Ed.); Nairn, A.E.M. (Ed.). En: *The Phanerozoic geology of the world*: 181-199. Elsevier Amsterdam, Netherlands.
- STIPANICIC, P. y J. BONAPARTE, 1972. Cuenca triásica de Ischigualasto- Villa Unión (Provincias de San Juan y La Rioja). En: Leanza, A. (Ed.) *Geología Regional Argentina*: 507-536. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- STIPANICIC, P. y J. BONAPARTE, 1979. Cuenca triásica de Ischigualasto- Villa Unión (Provincias de San Juan y La Rioja). 2° Simposio de Geología Regional Argentina, 1:523-576. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- STRECKER, M. R., 1987. Late Cenozoic landscape development, the Santa Maria Valley, NW Argentina. Unpublished Ph. D. dissertation, Cornell University. Ithaca, New York, 262pp.
- STRELKOV, E.E. y L.A. ÁLVAREZ, 1984. Análisis estratigráfico evolutivo de la cuenca Triásica Mendocina-Sanjuanina. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 115-130. Buenos Aires.
- TABACHI, M. H. 1953. Informe geológico-minero de las vetas Upulungos y San Pedro y consideraciones generales sobre el distrito minero La Mejicana. Di-

- rección General de Fabricaciones Militares, informe inédito. Buenos Aires.
- TABBUTT, K. W., 1987. Fission track chronology of foreland basins in the eastern andes: magmatic and tectonic implications: Unpublished. Masteris Thesis, Dartmouth College, Hanover, NH, 100pp.
- TABBUTT, K. W., 1990. Temporal constraints on the tectonic evolution of the Sierra de Famatina, northwestern Argentina, using the fission-track method to date tuffs interbedded in synorogenic clastic sedimentary strata. *Journal of Geology* 98: 557-566.
- TABBUTT, K. W., C.W. NAESER, T.E. JORDAN and P.F. CERVENY, 1989. New fission-track ages of Mio-Pliocene tuffs in the Sierras Pampeanas and Precordillera of Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44 (1-4): 408-419.
- TABBUTT, K. W., J. H. REYNOLDS, N.M. JOHNSON y T. E. JORDAN, 1987. Fission track constraints on the uplift of the Sierra de Famatina, Argentina: A stratigraphic approach *Soc. Am. Abs. Prog.*, 17: 863.
- TEDESCO, A. 2003. Sedimentología y paleoambientes depositacionales de la Formación El Corral (Plioceno) en los alrededores del Cordón de La Flecha. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédito).
- TEDESCO, A.M., 2007. Estratigrafía, evolución paleoambiental y tectosedimentaria de la cuenca de La Troya (Paleógeno y Neógeno, Precordillera de La Rioja). Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 303 pp.
- TEDESCO, A. M. y C.O. LIMARINO, 2005. La Formación Chunchico: Su significado estratigráfico en la cuenca de La Troya (provincia de La Rioja). XVI Congreso Geológico Argentino, Actas Tomo I: 57- 62. La Plata
- TEDESCO, A.M., C.O. LIMARINO y A. TRIPALDI, 2004. La Formación El Corral (Plioceno) en el río Yanso (provincia de La Rioja), un ejemplo de sedimentación sintectónica. 10° Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes, 165. San Luis.
- TEDESCO, A. M., C.O. LIMARINO y P.L. CICCIOI, 2007. Primera edad radimétrica de los depósitos cretácicos de la Precordillera Central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62 (3): 471-474.
- TEDESCO, A.M., P. CICCIOI, J. SURIANO y C.O. LIMARINO, 2010. Changes in the architecture of fluvial deposits in the Paganzo Basin (Upper Paleozoic of San Juan province): an example of sea level and climatic controls on the development of coastal fluvial environments. *Geologica Acta* 8 (4): 463 - 482.
- TEDESCO, A.M., C.O. LIMARINO, L.E. FAUQUÉ y S.M. POMA, 2012a. Ingresión marina del Oligoceno-Mioceno de la Formación Cerro Morado en las nacientes del río Guandacol. 13° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas, 205-206. Salta.
- TEDESCO, A.M., C.O. LIMARINO y J. SURIANO, 2012b. Modelo de sedimentación para cuenca de antepaís terciaria del río de la Troya: comparación con mega-abanicos del antepaís de la actual cuenca del río Bermejo. 1° Simposio del Mioceno-Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina, Resúmenes, 34. San Miguel de Tucumán.
- TEDESCO, A. M., C.O. LIMARINO, A. TRIPALDI y J. SURIANO, 2013. Dinámica de la acumulación sedimentaria de los depósitos de cima de cuña (wedge top deposits) de la Formación El Corral, provincia de La Rioja, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 30(3): 552-568.
- TEDESCO, A.M., C.O. LIMARINO, L.E. FAUQUÉ, S.M. POMA y H. REIJENSTEIN, 2014. Estratigrafía mesozoica y neógena de las nacientes del río Guandacol, Precordillera Central, provincias de la Rioja y San Juan. 19° Congreso Geológico Argentino, T1-53. Córdoba.
- TERUGGI, M.E., R.R. ANDREIS, A.M. IÑÍGUEZ RODRÍGUEZ, M.M. MAZZONI, L.A. SPALLETTI y J.P. ABAIT, 1969. Sedimentology of the Paganzo Beds at Cerro Guandacol, Province of La Rioja. 1° Simposio Internacional Geología y Paleontología de Gondwana, (Mar del Plata 1967), 2: 857- 880, París.
- THEBAULT, J. Y PASQUÍN, C.L. 1964. "Estudio de las minas "La Helvecia", "El Llanito", y "El Ingenio", prov. De La Rioja". Bco. Ind. Rep. Arg. Buenos Aires. Inédito.
- THOMAS, W.A. y R.A. ASTINI, 2007. Vestiges of an Ordovician west-vergent thinskin Ocolytic thrust belt in the Argentine Precordillera, southern Central Andes. *Journal of Structural Geology* 29: 1369-1385.
- TINEO, A., 1962. Contribución al conocimiento geológico del borde oriental de la sierra Baja de los Portezuelos, desde Agua de la Desabrida hasta Agua de los Leones, zona Amaná. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba.
- TOSELLI, A.J., 1992. El magmatismo en el Noroeste argentino. Reseña sistemática e interpretación. Instituto Superior de Correlación Geológica. Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán. Serie Correlación Geológica 8:1-243. Tucumán.
- TOSELLI, A.J., 1996. Volcanismo Andino. En: Aceñolaza, F.G., H. Miller y A.J. Toselli (Eds.), *Geología del Sistema de Famatina*, Münchner Geologische Heste A, 25, 309 pp.

- TOSELLI, A.J., J.N. ROSSI de TOSELLI, J.A. SAAVEDRA y M.E. MEDINA, 1987. Granitoides de Famatina, La Rioja, Argentina: algunos aspectos geológicos y geoquímicos. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4:147-150. San Miguel de Tucumán.
- TOSELLI, A.J., J. SAAVEDRA ALONSO, E. PELLITERO, J.N. ROSSI de TOSELLI, F.G. ACEÑOLAZA y M.E. MEDINA, 1990. Geoquímica y petrogénesis del vulcanismo ordovícico de la Formación Las Planchadas, Sistema de Famatina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 55:313-322. Buenos Aires.
- TOSELLI, A.J., ROSSI DE TOSELLI, E. PELLITERO y J. SAAVEDRA, 1993. El arco magmático granítico del Paleozoico Inferior en el Sistema de Famatina, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino, 4: 7-15, Mendoza.
- TOSELLI, A.J., J.N. ROSSI, J. SAAVEDRA, y E. PELLITERO, 1994. Anfibolitas de la Formación Espinal, Sierras Pampeanas Noroccidentales. Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1244-1248.
- TOSELLI, A.J., E. PELLITERO, J. SAAVEDRA, J.N. ROSSI y C. MURATH, 1996a. Granito Ñuñorco-Sañogasta. En: Aceñolaza, F.G., H. Miller y A. Toselli (Eds.), Geología del Sistema de Famatina. Münchner Geologische Hefte, 19 (Reihe A) Allgemeine Geologie. München. 309 pp.
- TOSELLI, A.J., J. SAAVEDRA, F.R. DURAND, J.N. ROSSI de TOSELLI y E. PELLITERO, 1996b. Lamprófiro del Sistema de Famatina. En: Aceñolaza, F.G., H. Miller y A. Toselli (Eds.), Geología del Sistema de Famatina., Münchner Geologische Hefte, 19 (Reihe A) Allgemeine Geologie. München. 309 pp.
- TOSELLI, A.J., A. SIAL y J.N. ROSSI, 2002. Ordovician magmatism of the Sierras Pampeanas, Famatina System and Cordillera Oriental, NW Argentina. En: Aceñolaza, F.G. (Ed.) Aspects of the Ordovician System in Argentina. Serie Correlación Geológica, 16. Tucumán.
- TOSELLI, G.A., 1978. Edad de la Formación Negro Peinado, Sierra de Famatina, La Rioja. Revista de la Asociación Geológica Argentina 33 (1):86-89. Buenos Aires.
- TRIPALDI, A., 2002. Análisis sedimentológico de depósitos eólicos de valles intermontanos, su aplicación al estudio de secuencias terciarias del noroeste argentino. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Tesis Doctoral. 362 pp. (inédito).
- TRIPALDI, A. y C.O. LIMARINO, 2005. Vallecito Formation (Mioceno): The evolution of an eolian system in an Andean foreland basin (northwestern Argentina). Journal of South American Earth Sciences 19: 343-357.
- TRIPALDI, A., L. NET, C.O. LIMARINO, S. MARENSI, G. RÉ y A. CASELLI, 2001. Paleoambientes sedimentarios y procedencia de la Formación Vinchina, Mioceno, Noroeste de la provincia de La Rioja. Revista de la Asociación Geológica Argentina 56 (4): 443- 465.
- TURNER, J.C.M., 1960. Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Famatina y adyacencias (La Rioja). Academia Nacional de Ciencias, Boletín 42:77-126. Córdoba.
- TURNER, J.C.M., 1962. Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Velasco y región al oeste (La Rioja). Academia Nacional de Ciencias, Boletín 43:5-54, Córdoba.
- TURNER, J.C.M., 1964. Descripción geológica de la Hoja 15c Vinchina (Provincia de La Rioja). Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 100, 81 pp. Buenos Aires.
- TURNER, J. C. M., 1967. Descripción geológica de la Hoja 13b Chaschuil (Provincias de Catamarca y La Rioja). Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 106, 78 pp. Buenos Aires.
- TURNER, J.C.M., 1971. Descripción geológica de la Hoja 15d Famatina, provincia de La Rioja. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 126, 96 pp. Buenos Aires.
- UENO, M. Y O. MASTANDREA, 1969. Investigations of the pyrophyllite and sericite deposits in the vicinity of Villa Unión, La Rioja. State, Argentine. Dir. Nac. Minería, Carpeta N° 790. Informe inédito.
- VACCARI, N.E., 1990. Primer hallazgo de trilobites del Cámbrico Inferior en la Provincia de La Rioja (Precordillera Septentrional). Revista de la Asociación Geológica Argentina 43 (4): 558-561.
- VACCARI, N.E., 1993. El género Annamitella Mansuy 1920 en el Ordovícico de la Precordillera. Ameghiniana 30 (4):395-405.
- VACCARI, N.E. y B.G. WAISFELD, 1994. Nuevos trilobites de la Formación Suri (Ordovícico temprano) en la región de Chaschuil, provincia de Catamarca. Implicancias bioestratigráficas. Ameghiniana 31:73-86.
- VACCARI, N.E., J. L. BENEDETTO, B.G. WAISFELD y T.M. SÁNCHEZ, 1993. La fauna de Neseuretus en la Formación Suri (oeste de Argentina): Edad y relaciones paleobiogeográficas. Revista española de Paleontología 8: 185-190.
- VALDEZ, V., J.P. MILANA y B. KNELLER, 2012. Discusión sobre la Formación Aguas Blancitas como miembro inferior de la Formación Guandacol, Sierra

- de Maz, La Rioja. 13° Reunión Argentina de Sedimentología. Resúmenes p. 217-218. Salta.
- VALDIVIEZO, A., 1977. Resultados de la exploración del yacimiento uranífero Urcal, Area Guandacol. Provincia de La Rioja. Comisión Nacional de Energía Atómica, inédito.
- VALDIVIEZO, A. Y ALDANA, V. R., 1999. Depósito uranífero Guandacol – Jáchal, La Rioja y San Juan. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed: E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 773-780. Buenos Aires.
- VAN STAAL, C.R., G.I. VUJOVICH y W. DAVIS, 2002. Tectonostratigraphic relationships and structural evolution of the western margin of the Sierra de Pie de Palo, Cuyania (Precordillera) terrane, Argentina. Geological Society of America, Annual Meeting, Denver. Abstracts, Paper N° 223-7.
- VARELA, R., M. LÓPEZ DE LUCHI, C. CINGOLANI y L. DALLA SALDA, 1996. Geocronología de gneises y granitoides de la sierra de Umango, La Rioja. Implicancias tectónicas. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 519-528. Buenos Aires.
- VARELA, R., D. ROVERANO y A.M. SATO, 2000. Granito El Peñón, sierra de Umango: descripción, edad Rb/Sr e implicancias geotectónicas. Revista de la Asociación Geológica Argentina 55 (4): 407-413.
- VARELA, R., S. VALENCIO, A. RAMOS, K. SATO, P. GONZÁLEZ, H. PANARELLO y D. ROVERANO, 2001. Isotopic Strontium, Carbon and Oxygen study on Neoproterozoic marbles from sierra de Umango, Andean Foreland, Argentina. 3° South American Symposium on Isotope Geology, Actas CD, Abstracts. Revista Comunicaciones, Volumen 52, p. 121. Santiago.
- VARELA, R., A. M. SATO y P.D. GONZÁLEZ, 2002. Metamorfismo y deformación devónicos en la sierra de Umango, Sierras Pampeanas Occidentales, La Rioja, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 57-63.
- VARELA, R., M.A.S. BASEI, A.M. SATO, P.D. GONZÁLEZ, J.R.O. SIGA, M.C. CAMPOS NETO y C.A. CINGOLANI, 2003a. Grevillian basement and famatinian events of the Sierra de Umango (29°S): a review and new geochronological data. 4° South American Symposium on Isotope Geology, Short Papers.
- VARELA, R., A.M. SATO, M.A.S. BASEI y O. SIGA JR., 2003b. Proterozoico medio y paleozoico inferior de la sierra de Umango, antepaís andino (29°S), Argentina: edades U-Pb y caracterizaciones isotópicas. Revista Geológica de Chile 30: 265-284.
- VARELA, R., M.A.S. BASEI, A.M. SATO, P.D. GONZÁLEZ, O. SIGA JR., M.C. CAMPOS NETO y C.A. CINGOLANI, 2008. New O-Pb data for Sierra de Umango, Andean Foreland at 29° S and geodynamic implications. 6° South American Symposium on Isotope Geology. Short Papers.
- VARELA, R., M.A.S. BASEI, P.D. GONZÁLEZ, A.M. SATO, M. NAIPAUER, M.C. CAMPOS NETO, C.A. CINGOLANI y V.T. MEIRA, 2011. Accretion of Grenvillian terranes to the west of the Río de la Plata craton, western Argentina. International Journal of Earth Sciences 100: 243-272, doi:10.1007/s00531-010-0614-2.
- VERDENELLI, V., 1976. Estudio geológico-económico plumbo-argento-cincífero y oro. Gualcamayo. 1° informe de avance. Servicio Minero Nacional, Plan San Juan. Inédito.
- VERGEL, M.M., 2008. Palynology of late Palaeozoic sediments (Tupe Formation) at La Herradura Creek, San Juan Province, Argentina. Alcheringa: An Australasian Journal of Palaeontology 32: 339-352.
- VERGEL, M.M. y G.A. CISTERNA, 2001. La Formación Tupe en el sector occidental de la Cuenca Paganzo: Bioestratigrafía en base a su fauna de braquiópodos y contenido palinológico. 5° Jornadas de Comunicaciones de la Facultad de Ciencias. Naturales e Instituto Miguel Lillo, 88 pp.
- VERGEL, M.M. y Z.R. FASOLO, 1999a. Palinología de la sección superior de la Formación Tupe (Paleozoico Superior) en la quebrada La Herradura, provincia de San Juan Argentina. 1° Simposio Argentino del Paleozoico Superior (Anillaco) Resúmenes: 55-56.
- VERGEL, M.M. y Z.R. FASOLO, 1999b. Datos palinológicos en la Formación Tupe (Paleozoico Superior), quebrada La Herradura, San Juan, Argentina. Ameghiniana-Resúmenes 36(4-Suplemento): 37-38.
- VICENTE, O.M., 1975. Caracteres estructurales del Área sur de General Alvear, Provincia de Mendoza. 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 1: 197-214. Buenos Aires.
- VILLAR, L.M., 1975. Las fajas y otras manifestaciones ultrabásicas en la República Argentina y su significado metalogenético. 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 3: 135-156. Buenos Aires.
- VILLAR, L.M., 1985. Las fajas ultrabásicas argentinas. Tipos de ultramáficas. Metalogenia 4° Congreso Geológico Chileno, Actas 3: 610-632.
- VILLAR FABRE, J.F., R. GONZÁLEZ y A.J. TOSELLI, 1973. Los lamprófiro intrusivos del granito de la Cuesta de Miranda. Acta Geológica Lilloana 12(3):23-60. San Miguel de Tucumán.

- VITTEAU, P., 1910. Informe sobre el estado de la minería en los distritos mineros de Famatina y Guandacol de la provincia de La Rioja. Ministerio de Agricultura. Sección Geología, Mineralogía y Minería, 5: 1. Buenos Aires.
- VIZÁN, H., S. GEUNA, R.N. MELCHOR, E.S. BELLOSI, y J.F. GENISE, 2005. Preliminary paleomagnetic data from the Sato Domingo Formation (La Rioja, NW Argentina): geochronologic and tectonic implications. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas: 223-226.
- VOLKHEIMER, W., 1962. Nuevos hallazgos del Paleozoico marino en la Precordillera de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina 17(1-2):97-104.
- VUJOVICH, G.I., 1992. Estudio Petrológico y tectónico del metamorfismo de la Sierra de La Huerta, provincia de San Juan. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata, 300 pp. inédita. La Plata.
- VUJOVICH, G.I. y S.M. KAY, 1996. Evidencias geoquímicas del origen y ambiente geológico de las rocas metamórficas de composición máfica a intermedia de las Sierras Pampeanas Occidentales. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 273-291.
- VUJOVICH, G.I., M. GODEAS, G. MARÍN y N. PEZUTTI, 1996. El complejo magmático de la Sierra de La Huerta, provincia de San Juan. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 465-475.
- VUJOVICH, G.I. y S.M. KAY, 1998. A Laurentian? Grenville-age oceanic arc/back-arc terrane in the Sierra de Pie de Palo, Western Sierras Pampeanas, Argentina. Geological Society, London, Special Publications, 142 (1): 159-179.
- VUJOVICH, G.I., L.A.D. FERNANDES, C.C. PORCHER y L.E. FAUQUÉ, 2001. Sierras Pampeanas Noroccidentales, La Rioja, Argentina: su integración regional. 11° Congreso Latinoamericano de Geología. Montevideo. CD, 6 pp.
- VUJOVICH, G.I., C.R. VAN STAAL y W. DAVIS, 2004. Age constraints on the tectonic evolution and provenance of the Pie de Palo Complex, Cuyania composite terrane, and the Famatinian orogeny in the Sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina. Gondwana Research 7: 1041-1056.
- VUJOVICH, G.I., C.C. PORCHER, C.J. CHERNICOFF, L.A.D. FERNANDES y D.J. PÉREZ, 2005. Extremo norte del basamento del terreno Cuyania: nuevos aportes multidisciplinarios para su identificación, vol. 8. Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación Especial, 8: 15-38.
- WEISCHET, W., 1969. Zur Geomorphologie des Glatthang-Reliefs in der ariden Subtropenzone des Kleinen Nordens von Chile. *Borntraeger*.
- WETTEN, F., 1959. Estudio Geológico Minero de los yacimientos auríferos de la zona de Los Caballos, San Juan. Dirección Nacional de Minería. Facultad de Ingeniería. Instituto de Investigaciones Mineras. Universidad Nacional de Cuyo. San Juan. Inédito.
- WILLIAMSON, J. H., 1968. Least-squares fitting of a straight line. *Canadian Journal of Physics* 46(16): 1845-1847.
- WINDHAUSEN, A., 1931. Geología Argentina. Geología Histórica y Regional del Territorio Argentino. Tomo II, 645 pp., J. Peuser, Buenos Aires.
- YÁÑEZ, G.; RANERO, C.; VON HUENE, R.; DÍAZ, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°- 34°S): The role of the Juan Fernandez Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research* 106(B4): 6325-6345.
- YARNOLD, J. C. y J. P. LOMBARD, 1989. A facies model for large rock-avalanche deposits formed in dry climates. En: Colburn, I. P., P. L. Abbott, y J. Minch (Eds.) *Conglomerates in Basin Analysis: A Symposium dedicated to A.O. Woodford*. Pacific Section. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 62: 9-31.
- YRIGOYEN, M.R., 1993. Los depósitos sinorogénicos terciarios. En: Ramos, V.A. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Relatorio: 123-148. Mendoza.
- ZAMBRANO, J.J., 1990. Jurásico y Cretácico de San Juan. 11° Congreso Geológico Argentino. Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Juan, 9: 140-153. San Juan.
- ZAMBRANO, J. J., A.J. SÁNCHEZ y M.B. HERNÁNDEZ, 1996. Aspectos estratigráficos y estructurales del sector Gualcamayo-Guandacol (Provincias de La Rioja y San Juan, Argentina) relacionados con la explotación minera metalífera. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas Tomo I: 531-540.
- ZAPATA, T.R y R.W. ALLMENDINGUER, 1993. Central and Eastern Precordillera in the Jáchal area: the interaction of two systems of opposing vergence. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3:149-159.
- ZAPATA, T.R. y R. ALLMENDINGER, 1996, Thrust-front zone of the Precordillera, Argentina: a thick-

- skinned triangle zone: American Association of Petroleum Geologists, 80, 359-381.
- ZAPPETTINI, E. O., 1999. Clasificación de los depósitos minerales de Argentina. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed: E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 75-103. Buenos Aires.
- ZUCCOLILLO, U., 1963. Observaciones Geológicas de la cuenca del río La Troya, Departamento de General Lavalle (provincia de La Rioja). Tesis inédita, 115 pp. La Plata.

Entregada: Abril 2015

Validada: Marzo 2018