

# Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina

**1:250.000**

## Hoja Geológica 2969-II Tinogasta



Lavas almohadilladas de la Formación Cerro Chuscho

### Provincias de La Rioja, Catamarca y San Juan

Luis Fauqué y Roberto Caminos

*Recursos Minerales:* Carlos Herrmann, Norma Pezzutti,  
Marta Godeas y Ana María Sato

*Supervisión:* Mario Franchi



INSTITUTO  
DE GEOLOGÍA  
Y RECURSOS  
MINERALES

**SEGEMAR**

SERVICIO GEOLOGICO  
MINERO ARGENTINO



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

Hoja Geológica 2969-II

**Tinogasta**

Provincias de La Rioja, Catamarca y San Juan

Luis Fauqué y Roberto Caminos

*Recursos Minerales:* Carlos Herrmann, Norma Pezzutti,  
Marta Godeas y Ana María Sato

*Supervisión:* Mario Franchi

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

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

**Boletín Nº 276**  
Buenos Aires 2006

# **SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO**

---

Presidente: Ing. Jorge Mayoral

Secretario Ejecutivo: Lic. Pedro Alcántara

## **INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES**

---

Director: Lic. Roberto F. N. Page

### **DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA REGIONAL**

---

Director: Lic. José E. Mendia

## **SEGEMAR**

Avenida Julio A. Roca 651 • 10º Piso • Telefax 4349-4450/3115  
(C1067ABB) Buenos Aires • República Argentina  
[www.segemar.gov.ar](http://www.segemar.gov.ar) / [segemar@secind.mecon.gov.ar](mailto:segemar@secind.mecon.gov.ar)

### **Referencia bibliográfica**

FAUQUÉ, L. 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 p. Buenos Aires.

## CONTENIDO

<b>RESUMEN</b>	.....	1
<b>ABSTRACT</b>	.....	3
<b>1. INTRODUCCIÓN</b>	.....	5
<b>2. ESTRATIGRAFIA</b>	.....	8
2.1. PROTEROZOICO	.....	8
2.1.1. PRECÁMBRICO	.....	8
Formación Espinal	.....	8
Esquistos de Copacabana	.....	11
2.2. PROTEROZOICO-PALEOZOICO	.....	12
2.2.1. PRECÁMBRICO-CÁMBRICO INFERIOR	.....	12
Formación Negro Peinado	.....	12
2.3. PALEOZOICO	.....	14
2.3.1. CÁMBRICO SUPERIOR-ORDOVÍCICO INFERIOR	.....	14
Formación Volcancito	.....	14
2.3.2. ORDOVÍCICO	.....	16
Vulcanitas Cerro Tocino	.....	16
Formación Portezuelo de las Minitas	.....	16
Formación Suri	.....	17
Formación Molles	.....	20
Formación Morado	.....	21
Formación Las Planchadas	.....	22
Formación Río Bonete	.....	24
Formación Chuscho	.....	27
Granitoides Cerro Toro	.....	30
2.3.3. ORDOVÍCICO-SILÚRICO	.....	32
Granito Copacabana	.....	32
Formación Paimán	.....	33
2.3.4. ORDOVÍCICO-DEVÓNICO	.....	34
Formación Ñuñorco	.....	34
Granitoides	.....	34
Facies hipabisal	.....	36
2.3.5. SILÚRICO-DEVÓNICO	.....	37
Milonitas Paimán y Copacabana	.....	38
2.3.6. DEVÓNICO	.....	39
Formación La Ojota	.....	39
2.3.7. DEVÓNICO-CARBONÍFERO	.....	41
Formación Punilla-Formación Jagüé	.....	41
Pófidos dioríticos y tonalíticos, lamprófiro	.....	47
2.3.8. CARBONÍFERO INFERIOR - SUPERIOR TEMPRANO	.....	47
Granitos Cerro Las Tunas, Potrerillos y Los Guandacolinos	.....	47
2.3.9. CARBONÍFERO SUPERIOR	.....	51
Formación Agua Colorada	.....	51
2.3.10. CARBONÍFERO SUPERIOR-PÉRMICO INFERIOR	.....	55

	Formación Punta del Agua .....	55
	Formación Río del Peñón .....	58
2.3.11.	CARBONÍFERO SUPERIOR- PÉRMICO .....	63
	Formación Ranchillos .....	63
2.3.12.	PÉRMICO .....	66
	Formación Patquía-Formación de La Cuesta .....	66
2.4.	PALEOZOICO-MESOZOICO .....	68
2.4.1.	PÉRMICO-TRIÁSICO .....	68
	Formación Carnerito .....	68
2.5.	MESOZOICO .....	69
2.5.1.	TRIÁSICO INFERIOR .....	69
	Formación Río Tendal .....	69
2.5.2.	TRIÁSICO MEDIO - TRIÁSICO SUPERIOR .....	70
	Formación Vaquerano .....	70
2.5.3.	TRIÁSICO SUPERIOR-JURÁSICO INFERIOR .....	70
	Formación Santo Domingo .....	70
2.6.	MESOZOICO-CENOZOICO .....	75
2.6.1.	CRETÁCICO?-TERCIARIO .....	75
	Formación del Crestón (Famatiniense) .....	75
2.7.	CENOZOICO .....	77
2.7.1.	TERCIARIO .....	77
2.7.1.1.	Mioceno – Plioceno inferior .....	77
	Formación Vinchina (Calchaquense) .....	77
2.7.1.2.	Mioceno superior-Plioceno inferior .....	80
	Grupo Angulos .....	80
	Formación del Abra (Calchaquense – Araucanense) .....	81
	Formación del Buey (Calchaquense – Araucanense) .....	82
	Formación El Durazno (Calchaquense – Araucanense) .....	83
2.7.1.3.	Plioceno inferior .....	84
	Formación Mogote .....	84
	Formación Costa De Reyes .....	84
2.7.1.4.	Plioceno superior .....	85
	Formación Toro Negro (Araucanense) .....	85
2.7.2.	TERCIARIO-CUATERNARIO .....	86
2.7.2.1.	Mioceno superior-Pleistoceno .....	86
	Formación Veladero .....	86
	Formación Santa Florentina .....	87
2.7.3.	CUATERNARIO .....	88
2.7.3.1.	Pleistoceno inferior .....	88
	Ignimbrita Quebrada del Veladero .....	88
2.7.3.2.	Pleistoceno superior .....	88
	Depósitos glaciares .....	88
	Depósitos pedemontanos antiguos .....	89
2.7.3.3.	Holoceno .....	89
	Depósitos pedemontanos subcrecientes .....	89
	Depósitos pedemontanos actuales .....	90
	Depósitos aluviales intramontanos .....	90

	Depósitos aluviales .....	90
	Depósitos eólicos .....	90
	Depósitos evaporíticos .....	90
<b>3.</b>	<b>ESTRUCTURA</b> .....	91
3.1.	SISTEMA DE FAMATINA .....	91
3.2.	SIERRAS PAMPEANAS NOROCCIDENTALES .....	93
3.3.	PRECORDILLERA Y CORDILLERA FRONTAL .....	93
<b>4.</b>	<b>GEOMORFOLOGÍA</b> .....	94
<b>5.</b>	<b>HISTORIA GEOLÓGICA</b> .....	98
5.1.	NATURALEZA DEL BASAMENTO .....	99
5.2.	CICLO FAMATINIANO .....	100
5.3.	CICLO GONDWÁNICO .....	101
5.4.	CICLO ÁNDICO .....	103
<b>6.</b>	<b>RECURSOS MINERALES</b> .....	104
	DEPÓSITOS DE MINERALES METALÍFEROS .....	104
	Cobre .....	104
	Níquel-Cobre .....	108
	Cobalto-Oro .....	109
	Oro .....	109
	Plomo-Cinc-Plata .....	111
	Selenio .....	112
	Wolframio .....	113
	DEPÓSITOS DE MINERALES INDUSTRIALES .....	114
	Aabesto (Amianto) .....	114
	Baritina .....	115
	Cloruro de sodio .....	116
	Fluorita .....	116
	Granate .....	118
	Ocres .....	118
	Sulfato de sodio .....	118
	Travertino .....	119
	COMBUSTIBLES SÓLIDOS .....	119
	Carbón .....	119
	MANIFESTACIONES DE DESCUBRIMIENTO .....	120
	ÁREAS DE ALTERACIÓN .....	120
<b>7.</b>	<b>SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO</b> .....	121
	<b>BIBLIOGRAFÍA</b> .....	123

## RESUMEN

La Hoja geológica 2969-II, TINOGASTA abarca parte de la región noroccidental de la provincia de La Rioja, la parte meridional de la provincia de Catamarca y, en su ángulo sudoriental, una pequeña porción de la provincia de San Juan. Se extiende entre los paralelos 28° y 29° de latitud sur y los meridianos 67° 30' y 69° de longitud oeste, cubriendo una superficie aproximada de 18.000 km<sup>2</sup>. El nombre de la Hoja deriva de la localidad de Tinogasta. Otros poblados importantes de la comarca son Famatina, Vinchina y Jagüé. El hecho que la Hoja Tinogasta incluye parte de cuatro provincias geológicas argentinas, conocidas de oeste a este como Cordillera Frontal, Precordillera, Sierras Pampeanas Occidentales y Sistema de Famatina le confiere especial interés.

El registro estratigráfico de la Hoja 2969-II, TINOGASTA se extiende desde el Proterozoico al Cenozoico. Los terrenos más antiguos pertenecen a la Formación Espinal que conforma un basamento precámbrico formado por metamorfitas de grado medio a alto, y migmatitas que alojan, además, granitoides calcoalcalinos aflorantes en el filo del Espinal y sierras de Umango y Toro Negro. Este basamento está también representado en la sierra de Famatina por la Formación Negro Peinado, compuesta por leptometamorfitas, y por los Esquistos de Copacabana aflorantes al este de dicha sierra. Sobre este basamento en la sierra de Famatina 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. En las Milonitas Paimán y Copacabana se reconocen cuerpos post-orogénicos silúricos y deformación chánica dúctil.

Los depósitos neopaleozoicos de las cuencas Paganzo y Río Blanco cubren unidades más antiguas. En la Cordillera Frontal y 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. En estas cuencas también se

ha reconocido actividad magmática carbonífera y pérmico-triásica. En la Precordillera la actividad magmática del Carbonífero inferior está representada en la Cuenca Río Blanco por los intrusivos de la sierra del Leoncito, del cerro Las Tunas y de Potrerillos, y en las Sierras Pampeanas Occidentales por el granito de Los Guandacolinos. El magmatismo pérmico-triásico corresponde al ámbito de la Cordillera Frontal y se manifiesta en los granitos de la sierra del Peñón, los pórfidos del cerro Carnerito, los granitos de la sierra de Los Veladeritos, y cuerpos menores de pórfidos ácidos a mesosilícicos. A continuación se reconocieron depósitos triásico-jurásicos asociados a un ciclo extensional, acumulados en cuencas continentales de origen tafrogénico que se evidencian en la Hoja por las sedimentitas de la Formación Santo Domingo.

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 y pórfidos andesíticos (Formaciones Mogote y Costa de Reyes). Hacia fines del Terciario y principios del Cuaternario se registra actividad volcánica en el borde austral de la Puna, representada por volcanitas plio-pleistocenas aflorantes en el sector noroccidental de la Hoja (Formación Veladero). La Formación Santa Florentina (Pleistoceno inferior), también corresponde a depósitos sinorogénicos adosados al pie occidental del Famatina. Esta sierra fue englazada durante el Cuaternario, conservándose aún sus depósitos. Continúan en el Cuaternario depósitos aluviales pedemontanos y depósitos recientes de cauces fluviales, eólicos y evaporíticos.

La estructura de las Sierras Pampeanas tiene, como lo demuestran los depósitos sinorogénicos, bloques limitados por fallas inversas originadas principalmente a partir del Mioceno inferior. La estructuración de la sierra de Famatina es similar a la anterior, con bloques de basamento precámbrico-eopaleozoico, levantados y basculados durante el Cenozoico superior por fallas lítricas inversas. La Precordillera riojana, desde el punto de vista estructural, está representada por una faja plegada y corrida epidérmica. Las rocas paleozoicas de la Cordillera Frontal quedaron cratonizadas hacia el final de este período, como consecuencia de la orogenia gondwánica. Esta morfoestructura participó como un gran

bloque de basamento en la deformación ándica que la levantó a fines del Mioceno.

El paisaje de la Hoja Tinogasta se puede clasificar como tectónico, debido a que sus geoformas principales (sierras y depresiones) están delimitados por lineamientos estructurales. Al mismo tiempo que la deformación andina en su migración hacia el este iba levantando los distintos frentes de corrimiento, se fue generando un clásico paisaje de cuencas y cadenas. Durante y después de su ascenso, las sierras comenzaron a ser esculpidas por la meteorización y las corrientes fluviales. Luego, durante el Pleistoceno, como consecuencia del cambio climático, las sierras más altas, como las de Famatina y del Veladerito, fueron modeladas por acción glaciaria. Probablemente durante esta época, todos los cordones serranos de la Hoja fueron afectadas por procesos periglaciarios. Actualmente, el paisaje está

siendo modelado bajo condiciones semiáridas, principalmente por el proceso fluvial, mientras que las condiciones periglaciarias prevalecen en las sierras más elevadas.

Los principales recursos de minerales metalíferos de la Hoja corresponden a las asociaciones Cu, Cu-Fe(Ag), Cu-Au-Ag y Cu-Pb-Ag-Zn, destacándose los yacimientos Offir y Montey (distrito La Mejicana), al noreste del sector Nevados del Famatina – Mogote Río Blanco. La paragénesis Ni-Co-Cu-Au tiene a las minas King Tut y San Santiago como los mejores ejemplos. El oro aluvional está presente en varias áreas sobre el faldeo oriental de la sierra de Famatina, tales como Playa Ramblones y Playa Amarilla. Los recursos de minerales industriales están representados por yacimientos de baritina, fluorita, «ocres», serpentinitas y cloruro y sulfato de sodio.

## ABSTRACT

The geological sheet 2969-II, TINOGASTA covers the northwestern region of the La Rioja province, the southern part of the Catamarca province and in its southeastern corner, a small portion of the San Juan province. It is comprised between parallels 28° and 29° of southern latitude and the meridians 67° 30' and 69° of western longitude, covering an approximate surface of 18.000 km<sup>2</sup>. The name of this chart derives the locality of Tinogasta. Other important towns of the sheet are Famatina, Vinchina and Jagüé. The fact that the Tinogasta quadrangle encompass from west to east four geological argentine provinces, known as Cordillera Frontal, Precordillera, Western Sierras Pampeanas and Famatina System confers to it a very special interest.

The stratigraphic record of the sheet 2969-II, TINOGASTA ranges from the Proterozoic to the Cenozoic. The most ancient rocks belong to the Espinal Formation which represents a Precambrian basement formed by metamorphites of middle to high degree, and migmatites intruded for calcoalcaline granitoids cropping out in the filo del Espinal, and in the Umango and del Toro Negro ranges. The basement is also represented in the Famatina range by the Negro Peinado Formation, composed by leptometamorphites, and by the Esquistos de Copacabana cropping out to the east of this range. Over this basement in the Famatina range, Ordovician sedimentites of the Suri Formation with interbedded volcanic rocks overly in unconformity. These rocks are intruded by a calcoalcaline igneous sequence of the Ñuñorco Formation that is characterized by gabbros, tonalites, granodiorites and granites, with a magmatic activity having a climax in the middle to upper Ordovician. They represent an ancient magmatic arch developed in an active continental margin. In the Mylonites Paimán and Copacabana, Silurian post-orogenic bodies and ductile chanican deformation are recognized.

Neopaleozoic deposits of Paganzo and Río Blanco basins cover the most ancient units. In the Cordillera Frontal and in Precordillera the rocks, which belong to the Rio Blanco basin, were deposited already in the Upper Devonian Lower Carboniferous, continuing through the Permian. The Paganzo basin sedimentites cropping out in the Western Sierras Pampeanas and in the Famatina range were deposited during the Middle and Upper Carboniferous. In these basins Carboniferous and Permo-Triassic magmatic activity was also

recognized. In the Precordillera, the Lower Carboniferous magmatic activity is represented in the Río Blanco basin by the intrusives of the Leoncito ridge, Las Tunas and Potrerillos, and in the Western Sierras Pampeanas by Los Guandacolinis granite. The Permo-Triassic magmatism is developed in the Cordillera Frontal region where it is represented by the Sierra del Peñon granites, the Carnerito hill porphyries, the granites of Los Veladeritos range, and minor bodies of acid to mesosilicic porphyries. Thereinafter there are Triassic-Jurassic deposits associated with an extensional cycle, which have been accumulated in taphrogenic continental basins and are represented by the Formation Santo Domingo.

During the Cenozoic the movements of the Andean Cycle produced the definitive setup of the mountainous ridges. As a result of the orogenic front migration, tertiary sinorogenic deposits in association with this raising are widely extended from the Cordillera Frontal to the eastern region of the Famatina System. These sedimentites are interbedded with scarce dacites and andesitic porphyries (Mogote y Costa de Reyes Formations). Toward the end of the Tertiary and beginnings of the Quaternary a volcanic activity was recorded in the southern edge of the Puna, represented by Plio-pleistocene volcanic rocks (Veladero Formation), cropping out in the northwestern region of the mapped area. The Santa Florentina Formation (Lower Pleistocene) also represents sinorogenic piedmont deposits at the western foothills of the Famatina. This range was glaciated during the Quaternary, being their deposits still preserved. During the Quaternary different alluvial piedmont deposits and recent fluvial, eolian dunes and evaporitic deposits were also recognized.

The structure of the Pampeanas Range displays, as it is evidenced by the sinorogenic deposits, mountain blocks raised across inverse faults mainly since the early Miocene. The Famatina's range structure is similar to the previous one, with basement blocks, raised and tilted by listric inverse faults during the late Cenozoic.

The Precordillera Riojana, from the structural point of view, is represented by an epidemic fold and thrust belt. The Paleozoic rocks of the Cordillera Frontal were cratonized toward the end of this period, as a consequence of the gondwanican orogeny. This morphostructure participated as a great block in the Andean deformation, which raised it at the late Miocene.

The landscape of the Tinogasta quadrangle can be classified as tectonic, due to the fact that their

main geofoms (ranges and depressions) are limited by structural lineaments. At the time that the Andean deformation was migrating to the east uplifting the different thrust fronts, it was being generated a classic landscape of basins and ranges. During and after its uplift, the ranges began to be sculpted by weathering and fluvial streams. Later on, in the Pleistocene, as a consequence of the climatic change, the higher ranges, as the Famatina and El Veladerito, were modelated by glacier action. During that time, probably of the mountain chains of the quadrangle were affected by periglacial processes. Actually, the landscape is being modelated under semiarid conditions, principally by the fluvial process,

whereas the periglacial conditions still prevail in the higher ranges.

The main metalliferous mineral resources of the quadrangle belong to Cu, Cu-Fe(Ag), Cu-Au-Ag y Cu-Pb-Ag-Zn associations, outstanding the Offir y Montey (La Mejjicana District) ores, to the northeast of the Nevados del Famatina – Mogote Río Blanco sector. The paragenesis Ni-Co-Cu-Au has the King Tut y San Santiago ores as the better examples. The alluvional gold is present in several areas on the foothills of the Famatina range, such as Ramblones and Playa Amarilla. The industrial mineral resources are represented by barite, fluorite, «ocres», serpentinites and sodium chloride and sulfate.

## 1. INTRODUCCIÓN

### NATURALEZA Y METODOLOGÍA DEL TRABAJO

El presente texto corresponde a la descripción geológica de la Hoja 2969-II, Tinogasta, a escala 1:250.000 (figura 1). En el mismo se ha tratado de integrar la abundante información disponible publicada e inédita, con la producida por los autores durante el levantamiento de la misma. Para su ejecución 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, el mismo debió concentrarse principalmente en la Precordillera riojana, tendiendo a compensar el déficit de información preexistente y a solucionar problemas geológicos que se plantearon durante la cartografía de esta zona. Esta situación, sumada al requerimiento de ceñirse a un presupuesto y a un cronograma preestablecidos, conspiraron para que el chequeo de campo de toda el área cubierta por la Hoja distara mucho de ser completo.

Las etapas cumplidas para llevar a cabo la Hoja Tinogasta 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 1:250.00, con la ayuda de fotointerpretación sobre fotogramas a escala 1:50.000, interpretación de mosaicos fotográficos e imágenes satelitales ampliadas a escala 1:100.000.

**b.** Trabajo de campo:

En relación con las tareas de campo, se puede subdividir a la Hoja en tres sectores: el oriental, que comprende al Sistema de Famatina, donde prácticamente no se efectuaron trabajos de campo durante el levantamiento de la Hoja, y por lo tanto la información volcada en ella es el resultado de recopilación de información previa. El sector central, que abarca las antiguas Hojas Vinchina (Turner, 1964) y Cerros Cuminchango (Maisonave, 1979), a escala 1:200.000, donde se realizaron algunos chequeos de campo, tanto en el basamento precámbrico como en las unidades paleozoicas. Y finalmente el sector oc-

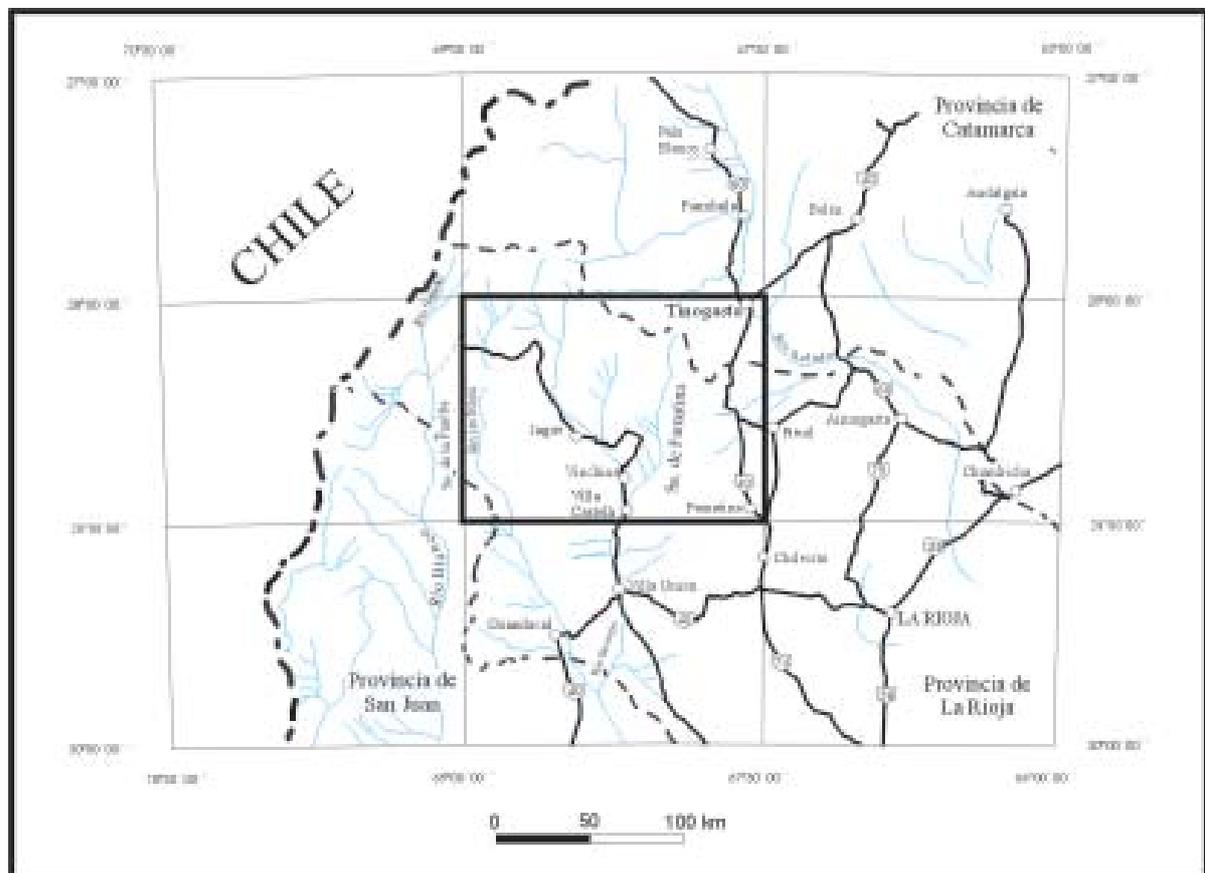


Figura 1. Mapa de ubicación de la Hoja 2969-II, Tinogasta.

cidental, que fue totalmente mapeado durante los trabajos de campo debido a la escasa información y cartografía geológica del área, y 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 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 efectuado por el Instituto Geográfico Militar.

c.5. Realización de cortes estructurales.

c.6. Confección de columnas estratigráficas.

c.7. Redacción de la memoria final según las normas del IGRM.

#### SITUACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS

La mayor parte del área abarcada por la Hoja Tinogasta pertenece al sector noroccidental de la provincia de La Rioja, correspondiendo el extremo norte de la Hoja a la provincia de Catamarca y el sudoeste a la de San Juan. Se halla enmarcada entre los 28° 00' y 29° 00' de latitud sur y en sentido meridiano entre los 69° 00' y los 67° 30' de longitud oeste. Comprende una superficie aproximada de 18.000 km<sup>2</sup>, incluyendo parcialmente varios ambientes morfoestructurales: Sistema de Famatina, Sierras Pampeanas Occidentales, Precordillera y Cordillera Frontal.

La disposición meridiana o submeridiana de las morfoestructuras domina la orografía y establece la base para el desarrollo de la red de avenamiento.

Desde el punto de vista orográfico, la región está integrada por fajas o sectores de relieve positivo separados por amplias depresiones o cuencas tectónicas. Quedan delimitados así los conjuntos serranos que se citarán a continuación.

En el límite oriental de la Hoja, la sierra de Copacabana y la cadena de Paimán forman relieves positivos que se disponen entre la sierra de Famatina y la depresión del valle de Antinaco. El valle del río Amarillo separa a la cadena de Paimán de la sierra de Famatina, mientras que la angosta y escarpada sierra de Copacabana se levanta interrumpiendo el piedemonte oriental del Famatina.

El cordón de la sierra de Famatina constituye una unidad orográfica de gran altura, con picos que llegan a los 6000 metros. Hacia el oeste, el valle de Vinchina, recorrido por el río Grande de Valle Hermoso, separa a este cordón de la elevación formada por la sierra del Toro Negro, la sierra de Los Colorados, el filo del Espinal y la sierra de Umango.

Hacia el poniente, la depresión del Bolsón de Jagüé se interpone entre esta última elevación y la Precordillera riojana, representada por una serie de sierras submeridianas paralelas que estructuralmente corresponden a una faja plegada y corrida. Al norte de la depresión de Jagüé, serranías de basamento ascendidas tectónicamente entran sedimentitas paleozoicas en los bloques bajos. Al sur de la depresión las sedimentitas precordilleranas de la sierra de las Minitas se adosan al basamento del cerro Cacho.

En el sector noroeste de la Hoja, las volcanitas de la sierra del Veladero (6436 m) y del cerro Bonete Chico (6759 m), ahogan el relieve precordillerano generando una serie de pequeñas pampas que representan cuencas endorreicas en altura. En dirección sudoeste, los granitos y sedimentitas carboníferas de la sierra del Peñón son corridos tectónicamente sobre las secuencias de la Precordillera.

Tanto la sierra del Peñón como los cerritos Veladeritos representan las estribaciones más occidentales de la Cordillera Principal, que corresponden a bloques ascendidos por corrimientos, ubicándose al pie de los mismos, sobre las paredes yacentes, las depresiones en las que se alojan la salina del Leoncito y las lagunas Brava y del Veladero.

#### 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 cual 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 para el Sistema de Famatina y más escasos para el sector occidental correspondiente a la Precordillera riojana. En este capítulo se mencionarán los primeros estudios realizados en la región y se destacarán, además, aquéllos de cartografía geológica que se han tomado como base para hacer esta síntesis correspondiente al mapa 1:250.000 de la Hoja Tinogasta. Se citarán los trabajos estratigráficos regionales, pero en cambio, muchos de los que se abocan a problemas específicos de las distintas unidades serán citados al abordar su descripción y figurarán en la bibliografía adjunta.

Las investigaciones geológicas en el Sistema de Famatina comenzaron en el siglo XIX con Stelzner (1885; que incluye al Sistema en las Sierras Pampeanas) y con Brackebusch (1891; quien realizó estudios geológicos en las sierras de Velasco y Famatina) y continuaron en el siglo XX con Bodenbender (1911, 1912, 1916, 1922a, 1922b, 1924) y Penck (1914, 1920). Groeber (1938) separó a estas sierras de la Precordillera y del resto de las Sierras Pampeanas, posición mantenida por Petersen y Leanza (1953) y Leanza (1958). Harrington (1941) estudió fósiles en unidades ordovícicas y carboníferas de la región. González Bonorino (1950a, b) y de Alba (1972, 1979) encontraron inconvenientes para separar las sierras de Famatina de las Sierras Pampeanas. Harrington (1956) y Turner (1960), las separaron de las sierras que las rodean por sus características geológicas como una unidad estructural distinta. Viteau (1910) hizo un breve resumen de la constitución geológica del Distrito Minero Famatina. Ruso (1946) llevó a cabo un bosquejo geológico al oeste de la localidad de Famatina.

Los trabajos de cartografía geológica y estratigrafía más importantes que abarcan la zona y alrededores fueron realizados por de Alba (1954), Turner (1964, 1971), Sosis (1972) y Maisonave (1979). Por otro lado, entre 1969 y 1972 se produjo gran parte de la 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, Fundación e Instituto Miguel Lillo, entre otros).

En dirección al oeste, hacia las Sierras Pampeanas Occidentales y algo al norte del área abarcada por la Hoja Tinogasta, pueden citarse como antece-

denes los trabajos de Martín de Moussy (1860) y de Burmeister (1943-1944). Penck (1914, 1920) investigó los "Estratos Calchaquies" y "Estratos de La Puna" y en 1915 estudió las metamorfitas de la Formación Espinal. Hausen (1921) efectuó el perfil a lo largo del río de La Troya entre Vinchina y Jagüé y la comarca ubicada al oeste del río Vinchina y en 1933 se refirió a las metamorfitas del filo del Espinal. En 1940, Groeber publicó un trabajo general sobre la geología de la provincia de La Rioja. Frenguelli (1950) describió rastros de ichnitas en la quebrada del Yeso, dentro de la sierra de Los Colorados. Ramos (1970) estudió la estratigrafía y estructura de la sierra de Los Colorados.

Con respecto a los trabajos de cartografía y estratigrafía, Arigós (1957) produjo un informe preliminar sobre la Hoja Cerros Cuminchango. Luego Turner (1964) publicó las Hojas Chaschuil y Vinchina y finalmente Maisonave (1979) la Hoja Cerros Cuminchango.

Continuando hacia el oeste, en el sector de la Precordillera riojana, los trabajos editados no son tan abundantes. Cuerda (1948) hizo un perfil esquemático a lo largo del río del Peñón hasta Chile. Borrello (1955) describió los conglomerados del cerro Punta Negra, al oeste de Jagüé, y en 1956 destacó nuevamente la estratigrafía de la zona. Olsacher y Ramaccioni (1960) y Aceñolaza (1969b) se refirieron a la geología del área de Los Llantenes. Para la zona del río Bonete se citan los trabajos de Aceñolaza y Bernasconi (1969a y b) y Aceñolaza (1971); en el sinclinal del río Frío, Aceñolaza (1970); en el Rincón Blanco, Aceñolaza (1971), quien también realizó observaciones en la Precordillera de Jagüé (Aceñolaza *et al.*, 1971). Caminos (1972) publicó un interesante perfil geológico de la Cordillera entre los 28° y 28° 30' de latitud sur. Furque y Cuerda (1979) hicieron una síntesis estratigráfica de la Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza.

Varios trabajos inéditos se refieren a la geología regional y a los yacimientos de la zona, entre ellos: Quiroga (1951a, b), Fernández Lima (1952), Arigós (1957), González Bonorino (1962), Cabeza (1965a, b) y Guerrero (1969a, b).

Cravero *et al.* (1984) describieron la geología del Distrito Minero Los Llantenes. Toselli y Aceñolaza (1971) reseñaron los seleniuros de mercurio de la Precordillera de Jagüé.

Más recientemente, con la aparición de los depósitos del Carbonífero inferior al oeste de Jagüé, la zona comenzó a ser más estudiada. González y Bossi (1986, 1987), Caminos *et al.* (1990, 1993), Fauqué

*et al.* (1989), Fauqué y Limarino (1991), Azcuy y Carrizo (1995), Carrizo y Azcuy (1995) y Cingolani *et al.* (1992, 1993), además de otros trabajos que serán citados al describir las unidades, produjeron las contribuciones más importantes.

## 2. ESTRATIGRAFÍA

La Hoja Tinogasta abarca parte de varias provincias geológicas: Sistema de Famatina, Sierras Pampeanas Occidentales, Precordillera y Cordillera Frontal.

El registro estratigráfico de la Hoja abarca el lapso proterozoico-cenozoico.

El basamento precámbrico se halla representado en las Sierras Pampeanas Occidentales por metamorfitas de grado medio a alto, compuestas por gneises, esquistos, migmatitas, calizas y anfibolitas aflorantes en el filo del Espinal y en las sierras de Umango y de Toro Negro. También al este del Sistema de Famatina hay basamento metamórfico constituido por los Esquistos de Copacabana, aflorantes en la sierra homónima. Otro basamento, conformado por rocas de muy bajo a bajo grado metamórfico, aflora en el flanco oriental del Sistema de Famatina; se trata de terrenos de proveniencia detrítica con depósitos turbidíticos y siliciclásticos.

La sedimentación cámbrico-ordovícica asociada a actividad volcánica se halla representada en el Sistema de Famatina. También en la Precordillera riojana hay filitas, calizas y secuencias ofiolíticas ordovícicas.

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

La secuencia carbonífero-pérmica aflorante en la Hoja corresponde a las cuencas Paganzo y Río Blanco. En esta última, la sedimentación comienza en el Carbonífero inferior, y en la Cuenca Paganzo lo hace desde el Carbonífero medio y fundamentalmente a partir del superior. La Cuenca Río Blanco se manifiesta en la Precordillera, en tanto la Cuenca Paganzo lo hace en la sierra de Famatina y en las Sierras Pampeanas Occidentales.

También este período estuvo acompañado por actividad magmática carbonífera inferior, evidenciada

en la zona por los intrusivos de la sierra del Leoncito, del cerro Las Tunas y de Potrerillos en la Precordillera y en las Sierras Pampeanas Occidentales por el granito de Los Guandacolinos.

Además, en la Precordillera hay secuencias volcano-sedimentarias de edad carbonífera superior.

El magmatismo pérmico-triásico está representado por los granitos de la sierra del Peñón, los pórfidos del cerro Carnerito y los granitos de la sierra de Veladeritos, así como por cuerpos menores de pórfidos ácidos a mesosilícicos.

La sedimentación triásico-jurásica está asociada a un ciclo extensional y corresponde a las sedimentitas de la Formación Santo Domingo aflorante en el sector occidental de la Hoja Tinogasta.

Durante el Cenozoico, los movimientos del Ciclo Ándico produjeron la estructuración definitiva de los cordones montañosos. El desplazamiento hacia el este del frente orogénico origina una migración de las cuencas de antepaís. En ellas se acumulan sedimentitas terciarias como las aflorantes a lo ancho de toda la Hoja, constituyendo depósitos sinorogénicos vinculados al ascenso de los frentes montañosos.

Hacia fines del Terciario y principios del Cuaternario, la actividad volcánica en el borde austral de la Puna se manifiesta por volcanitas (plio-pleistocenas) aflorantes en el sector noroccidental de la Hoja.

Todavía en el Pleistoceno inferior algunos depósitos sinorogénicos se adosan al pie oriental del Famatina. Esta última sierra, debido a su altura, sufre englazamiento, conservándose depósitos glaciares. El resto de los depósitos cuaternarios corresponde a niveles aluviales pedemontanos e intermontanos, los más modernos son rellenos de cauces fluviales, depósitos eólicos y evaporíticos.

### 2.1. PROTEROZOICO

#### 2.1.1. PRECÁMBRICO

##### **Formación Espinal (1, 2 y 3)**

*Gneises y esquistos; migmatitas y rocas graníticas; calizas y anfibolitas*

##### *Antecedentes*

Los primeros estudios sobre estas rocas corresponden a Bodenbender (1912) y Hausen (1921, 1933), quienes las describieron dentro de tareas de desarrollo regional. El último autor caracterizó las

diferentes variedades petrográficas existentes en la sierra de Umango y los procesos que tuvieron lugar entre las mismas, convirtiéndolo a su investigación, en el principal referente histórico para esta unidad.

En el marco de trabajos realizados para la carta geológica nacional, a escala 1:200.000, de Alba (1954) estudió el basamento cristalino que compone los cerros de Villa Unión (sierras de Maz y Espinal). Turner (1964) se dedicó a los afloramientos del extremo septentrional de la sierra de Espinal y a asomos menores dentro del valle de Vinchina, y a su vez fue quien le dio el nombre formacional a la unidad. En tanto, Furque (1965, 1972a, b) trabajó en los afloramientos de la sierra de Umango.

Kilmurray (1969), Kilmurray y Dalla Salda (1971) y Zolezzi y Guerrero (1981) describieron a la unidad dentro de investigaciones de carácter diverso.

Recientemente, Varela *et al.* (1996) presentaron dataciones radimétricas efectuadas sobre estas rocas, y las enmarcaron dentro de un esquema de evolución tectónica regional.

### *Distribución areal*

Los afloramientos de esta unidad cubren amplias áreas dentro de la Hoja, en alturas variables entre los 1500 y 4000 metros; aparecen agrupados en dos sectores. El primero se ubica en el tercio occidental de la Hoja, en su borde meridional; aquí estas rocas constituyen, de oeste a este, las sierras de Cacho, Umango, Espinal y varios asomos menores dentro del valle de Vinchina y las depresiones interserranas menores. Individualmente, estos afloramientos tienen un desarrollo preferencial NE-SO. El segundo grupo aparece en el sector central de la Hoja, en su mitad septentrional, limitando por el norte al bolsón de Jagüé; allí componen el basamento de la sierra del Toro Negro y de las áreas que se elevan hacia los cerros Cuminchango, Pabellón Grande, Pabellón Chico y otros.

### *Litología*

La unidad está constituida por rocas esquistosas (micacitas a orto y paragneises), ortoanfibolitas, mármoles, rocas máficas y rocas graníticas y migmatitas asociadas. El metamorfismo varía desde facies esquistos verdes hasta facies anfibolita y granulita.

Las rocas esquistosas son en general de grano fino y color gris oscuro, a menudo con texturas bandeadas. En las sierras de Umango y Cacho, estas

rocas varían entre esquistos de bajo grado de metamorfismo y granulometría media, pasando por esquistos de grado metamórfico medio, hasta un conjunto gnésico de composición granítica y tonalidades grisáceas y rosadas. Según Furque (1972a) y Zolezzi y Guerrero (1981), esta variación en el grado metamórfico, reflejada como una gradación en el tipo textural y composicional, se debe a que las rocas se hallan inyectadas en proporciones variables por magmas cuarzo-feldespatícos, inyección que disminuye a medida que uno se aleja de los cuerpos ígneos que afectan al conjunto. Se desprende de esta hipótesis que por lo menos parte de los gneises son de origen sedimentario. Estos autores distinguieron, además, estructuras bandeadas y *lit-par-lit* y textura porfiroblástica, dada por numerosos granoblastos de cuarzo y feldespato potásico en una masa compacta de color gris oscuro. Los ortogneises, mencionados por Varela *et al.* (1996) son también de composición granítica y se hallan íntimamente asociados a las rocas máficas que se describen más adelante. Otras variedades petrográficas son esquistos cuarzo-muscovíticos, filitas muscovíticas intercaladas con los anteriores y de color pardo a violeta oscuro y micacitas cuarzosas de grano fino, con esquistosidad bien desarrollada, estructura *lit-par-lit*, de color gris-verdoso oscuro, que se ubican en la falda oriental de la sierra de Umango.

En las sierras de Maz y Espinal, las rocas esquistosas están integradas por filitas cuarzosas bandeadas y filitas micacíticas de origen pelítico y parcialmente psamítico. Las primeras son comunes en la parte media y oriental de los cerros de Villa Unión (Maz, Espinal y asomos menores). Se caracterizan por tener bandas ricas en cuarzo y plagioclasa, alternando con capas micáceas ricas en biotita, plagioclasa y feldespato potásico; las bandas cuarzosas tienen espesores que oscilan entre 2 y 5 mm y textura granoblástica, determinada por granos de cuarzo y oligoclasa con laminillas de mica dispersas entre los primeros, mientras que las bandas biotíticas poseen espesores de entre 1 y 2 mm y textura granoblástica foliada, con alta proporción de biotita y predominio de feldespato potásico sobre la plagioclasa. Las filitas micacíticas afloran en la región noroccidental de los cerros de Villa Unión, son de color gris verdoso y en muestra de mano se observan láminas de mica cuyo tamaño oscila entre 0,1 y 1 mm; se componen de la asociación mineral cuarzo-muscovita-biotita-granate, en cristales de hasta 6 milímetros. Presentan superficies de esquistosidad bien marcadas y crenuladas. Se encuentran inyec-

tadas por escasas y delgadas venas de cuarzo de hasta 20 cm de ancho e intercalan, al igual que las filitas cuarzosas, abundantes capas de ortoanfibolita, la que se describe a continuación.

Las ortoanfibolitas tienen amplia distribución dentro del complejo metamórfico. Del lado de los cerros de Villa Unión, como se dijo anteriormente, se hallan intercaladas entre las filitas, formando capas de hasta 50 cm, de grano fino, constituidas en su totalidad por hornblenda, andesina, cuarzo y piroxeno. En la sierra de Umango, estas rocas se asocian exclusivamente a cuerpos de calizas. Se disponen en capas delgadas, a veces con esquistosidad bien marcada, en ocasiones alternantes con los bancos de calizas cristalinas. Son de grano fino y color verde oscuro y están compuestas principalmente por hornblenda, con notable variación en sentido vertical en el contenido de este mineral y de cuarzo.

Las calizas cristalinas o mármoles poseen color amarillento y suelen estar teñidas por óxidos de hierro. En las sierras de Umango y Cacho estas rocas se destacan nítidamente en el conjunto metamórfico. Forman capas con espesores variables entre 1 y 30 m, interestratificadas en la mayoría de los casos con anfibolitas y esquistos cuarzo-micacíticos, y se encuentran plegadas y fracturadas por efectos tectónicos. Los afloramientos más importantes por su volumen están ubicados en las quebradas Rincones Negros, Agua Fría y Feliciano. En el conjunto de los cerros de Villa Unión, la distribución superficial de estas rocas está limitada a la parte occidental de los mismos. En este caso, los afloramientos se reducen a pequeños cuerpos lenticulares subconcordantes dentro de los esquistos. Al microscopio se observa que estas rocas se componen de calcita (70%), biotita (25%) y andesina (5%).

Varela *et al.* (1996) mencionaron la existencia, en la sierra de Umango, de rocas máficas, asociadas a los ortogneises. Su examen al microscopio revela que fueron lavas basálticas, luego metamorfiizadas bajo condiciones de alta presión, quizás transicionales a facies eclogita. Existe la posibilidad de correlacionar a estas rocas con la Formación La Ojota (la que se describe más adelante). La constituyen olivina, clino y ortopiroxeno, granate, clinoanfibol, biotita, rutilo, plagioclasa y carbonato. Los porfiroblastos están integrados por olivina y clinopiroxeno; frecuentemente se observa el desarrollo de coronas en torno a los mismos.

Las rocas graníticas y migmatitas asociadas se hallan emplazadas en la parte alta de la sierra del

Toro Negro. Son mapeadas conjuntamente y fueron descritas por Maisonave (1979). Las rocas graníticas (granitos, granodioritas y tonalitas) son granulares xenomórficas a hipautomórficas, con microclino, oligoclasa y andesina; como minerales accesorios poseen apatita y circón.

Las migmatitas, de igual composición, representan según Maisonave (1979) la fase de transición entre las rocas magmáticas y los esquistos cristalinos circundantes. Por otro lado, el pasaje de rocas migmatíticas a graníticas es transicional tanto textural como composicionalmente (Maisonave, 1979).

### *Relaciones estratigráficas*

Este complejo metamórfico conforma la unidad más antigua aflorante en el ámbito de las Sierras Pampeanas Occidentales, por lo que sus relaciones de base no han podido ser establecidas.

Las relaciones estratigráficas presentan dos controles importantes: 1) la intensa estructuración a la que fueron sometidas, y 2) el grado de intrusividad magmática. El primero de éstos determina que en su techo, la mayoría de los afloramientos se halle limitado por fallas inversas, que colocan por encima sedimentitas y volcanitas de edad ordovícica y más joven, de las formaciones Río Bonete, Chuscho, Punilla-Jagüé y Agua Colorada. En otros casos, la unidad está cubierta en discordancia por rocas de las formaciones Las Planchadas, Ñuñorco, Punta del Agua, Agua Colorada o Río del Peñón.

Otro efecto de la tectónica compresiva sobre estas rocas fue el ascenso de bloques de esta unidad respecto a otros con rocas más jóvenes (hasta terciarias), definiendo contactos tectónicos que en la mayoría de los casos limitan los afloramientos.

Los contactos de tipo intrusivo están generados por rocas asignadas a las formaciones Esquistos de Copacabana, Río Tendal, Vaquerano, La Ojota, Ñuñorco y al granito Los Guandacolinos, perteneciente a la unidad Granitos Cerro Las Tunas, Potrerillos y Los Guandacolinos.

### *Génesis y ambiente de emplazamiento tectónico*

Los valores de relaciones isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  iniciales en gneises, de  $0,7026 \pm 0,0003$  (Varela *et al.*, 1996) son compatibles con magmas originados en el manto, con poca o nula contaminación de estroncio radiogénico cortical; las relaciones Rb/Sr promedio,

indicadas en el mismo trabajo, son también bajas (0,44), de acuerdo con la naturaleza de materiales corticales de evolución isotópica simple.

#### *Edad y correlación*

Varela *et al.* (1996) obtuvieron edades radimétricas por el método Rb/Sr aplicado sobre roca total. Las muestras (ortogneises de grano fino a medio, foliados y protolitos graníticos de grano grueso) fueron tomadas de afloramientos ubicados en la quebrada de Juchi. La edad obtenida para esas rocas fue de  $1030 \pm 30$  Ma.

Según los mismos autores, este basamento es homologable con el ciclo orogénico Grenville, meso a neo-proterozoico, rasgo común con el basamento de las sierras de Pie de Palo y Valle Fértil, por lo que se lo incluye en diferentes terrenos alóctonos según las hipótesis (Dalla Salda *et al.*, 1992; Ramos *et al.*, 1986, 1993), que habrían colisionado con el margen gondwánico occidental durante el Paleozoico inferior.

#### **Esquistos de Copacabana (4)**

*Metamorfitas dinamo-térmicas de medio y bajo grado (orto y paragneises, esquistos, gneises de ojos y anfibolitas)*

#### *Antecedentes*

La primera referencia a estas rocas en particular se debe a Penck (1920), quien caracterizó macroscópicamente algunas de las litologías que componen esta unidad; Sosic (1972) las reseñó en el marco de un trabajo regional, distinguiéndolas del conjunto granítico-milonítico que compone el núcleo de la sierra, y advirtiendo un gradiente general en el grado metamórfico que las afecta.

López (1997) realizó una extensa descripción de los diferentes tipos litológicos que componen el basamento metamórfico precámbrico de la sierra de Copacabana, sobre la que se basa la presente contribución. A su vez, postuló el contexto tectónico en que se habrían generado estas rocas.

#### *Distribución areal*

Los afloramientos de esta unidad se reconocen en el extremo nororiental de la sierra de Copacabana. Los paragneises afloran esporádicamente, cubriendo pequeñas superficies a lo largo de la ladera occidental, mientras que las anfibolitas lo hacen en el sector sur.

#### *Litología*

Dentro de esta formación se agrupan orto y paragneises, esquistos cuarzo-micáceos, gneises de ojos y anfibolitas, en todos los casos producto de metamorfismo regional de grado mediano a bajo. Estas rocas constituyen la caja de intrusivos devónicos, los que se encuentran a su vez afectados por metamorfismo de tipo dinámico (véase Milonitas Paimán y Copacabana).

Los ortogneises se caracterizan macroscópicamente por su color oscuro y su fábrica porfiroblástica, en donde se reconocen ojos de cuarzo y plagioclasa centimétricos, inmersos en una matriz cuarzo-feldespática asociada con micas. Se clasifican como ortogneises cuarzo-micáceos de grado mediano y tienen claros indicios de deformación milonítica, como son los fenoblastos rotados que constituyen estructuras asimétricas y textura de fluxión. Los paragneises se presentan en afloramientos pequeños que poseen contactos netos con los intrusivos, aunque sin fenómenos de metamorfismo térmico.

Los esquistos cuarzo-micáceos son rocas de color rosado claro y grano fino a mediano. Macroscópicamente muestran bandeamiento mineralógico definido por la alternancia de bandas claras, cuarzo-feldespáticas, y oscuras, micáceas, que le confieren textura grano-lepidoblástica conspicua. Se reconocen algunos fenoblastos de cuarzo y feldespato de 2-3 cm de longitud y blastos euhedrales de granate. Microscópicamente se repite la textura macroscópica: bandeamiento milimétrico de sectores lepidoblásticos y granoblásticos. La esquistosidad de estas rocas determina planos con rumbo predominante NNO e inclinaciones entre  $60^\circ$  y  $70^\circ$  al este.

Los gneises de ojos se presentan como rocas compactas de color gris oscuro a negro, con desarrollo de porfiroblastos de feldespato y cuarzo de 1 a 2 cm de longitud y matriz de grano muy fino. Al microscopio se advierte una textura porfiroblástica con matriz lepidoblástica definida por la orientación preferencial de biotita y muscovita.

Las anfibolitas son rocas compactas, de color gris oscuro a negro y grano muy fino. Se componen, según lo apreciado en estudios al microscopio, de blastos pequeños subhedrales a anhedrales de hornblenda, sin orientación preferencial, los que confieren a la roca textura granoblástica conspicua. Al mismo tiempo, existen afloramientos donde estas rocas exhiben una clara esquistosidad milonítica, dada la orientación preferencial de sus componentes.

### Relaciones estratigráficas

Como ya se dijo, estas rocas constituyen la caja de intrusivos devónicos asignados a la Formación Paimán. Los esquistos y gneises presentan contactos netos con intrusivos ácidos a mesosilícicos, aunque sin fenómenos de metamorfismo térmico, mientras que las anfíbolitas están en contacto neto con intrusivos básicos.

### Edad, interpretación genética y correlación

La edad de estas rocas puede inferirse sobre la base de la correlación con otras rocas metamórficas de las Sierras Pampeanas con características similares en cuanto a su grado metamórfico y relación estratigráfico-estructural. Surgen de este razonamiento dos hipótesis. La primera es asignar a éstas, al primer evento metamórfico del Ciclo Pampeano (*sensu* Aceñolaza y Toselli, 1981), ampliamente desarrollado en las Sierras Pampeanas Noroccidentales, tal como propone López (1997). Este evento habría ocurrido entre los 540 Ma y 570 Ma, de acuerdo a dataciones geocronológicas efectuadas por métodos Rb/Sr, U/Pb y K/Ar, realizadas en otros sectores de las Sierras Pampeanas por Bachmann *et al.* (1986), Adams *et al.* (1990) y Grissom *et al.* (1992).

La segunda hipótesis es considerar a este metamorfismo como equivalente al que afectó las rocas de las Sierras Pampeanas Occidentales asignadas al Ciclo Grenvilliano, por lo que su edad, basándose en dataciones sobre circones en la sierra de Pie de Palo, quedaría comprendida entre los 1091 Ma y 938 Ma.

En este trabajo se ha optado por esta segunda hipótesis, teniendo en cuenta la similitud que presentan estas rocas con las descritas dentro de la Formación Espinal, por lo que se las asigna tentativamente al Proterozoico medio a superior.

## 2.2. PROTEROZOICO-PALEOZOICO

### 2.2.1. PRECÁMBRICO-CÁMBRICO INFERIOR

#### Formación Negro Peinado (5, 6, 7 y 8)

*Esquistos, filitas y pizarras; filitas cordieríticas; hornfels y calizas recristalizadas*

#### Antecedentes

La presencia de “esquistos arcillosos” en el Sistema de Famatina fue advertida por Stelzner (1872),

quien les atribuyó edad “arcaica”, entendible como precámbrica.

Bodenbender (1912, 1916, 1922a, b) agrupó a estas rocas bajo el título de Terrenos Siluriano y Cambriano, en clara alusión a su edad, incluyendo dentro de la misma a las sedimentitas y metamorfitas de bajo grado.

Fue Turner en 1960 quien asignó la denominación y el rango formacional actuales a esta unidad. Con posterioridad, el mismo autor la describió en el marco de trabajos de carácter regional (Turner, 1964; 1971), mientras que de Alba (1972, 1979) sintetizó las características que la misma presenta dentro del Sistema de Famatina.

Las opiniones dispares acerca de la edad de esta formación, planteadas a fines del siglo XIX y principios del siglo XX por Stelzner y Bodenbender, fueron sostenidas con igual énfasis a lo largo de gran parte del siglo XX por diversos investigadores. Esta indefinición se debió, en parte, a la similitud que la Formación Negro Peinado tiene con las unidades sedimentarias ordovícicas del Sistema de Famatina.

En los últimos años, diversos hallazgos fosilíferos y estudios sedimentológicos de detalle han permitido diferenciar a esta unidad de las formaciones ordovícicas, asignarle una edad definitiva y establecer su ambiente tectónico de depositación. Estas investigaciones, llevadas a cabo fundamentalmente por geólogos de la Universidad Nacional de Tucumán, del Instituto Miguel Lillo y de universidades alemanas, se encuentran sintetizadas en la obra de Aceñolaza *et al.* (1996).

#### Distribución areal

Los afloramientos de esta unidad se concentran en el extremo sudoriental del área relevada, dentro del ámbito del Sistema de Famatina, en su vertiente oriental. Se desarrollan desde la latitud del río Achavil, continuando hasta más allá del límite austral de la Hoja. Conforman, además, tres afloramientos menores ubicados en el flanco occidental de la sierra de Paimán, uno en el extremo austral del filo Ramblones, otro muy reducido al sur de Angulos y un tercero sobre la margen derecha del valle del río Chañarmuyo, aguas arriba de la afluencia del río Chaschañí.

#### Litología

Los tipos litológicos que conforman la Formación Negro Peinado pueden agruparse en: 1) rocas producto del metamorfismo regional y 2) rocas pro-

ducto del metamorfismo de contacto (térmico) sobreimpuesto al regional.

El primer conjunto es el de mayor desarrollo areal. Se compone de esquistos, filitas y pizarras, conservándose en algunos casos el protolito sedimentario no metamorfozado. En general, estas rocas poseen color gris azulado a oscuro, y buena foliación. Están formadas por sericita, biotita, magnetita, en algunos casos con nódulos de granate y pirita (Turner, 1964; 1971). Al microscopio, la textura es granoblástica fina, determinada por bandas de granoblastos de cuarzo y plagioclasa, intercaladas con otras representadas por estos mismos minerales y biotita, tal como lo señaló Rosello (1979), quien estudió estas rocas al sur del área relevada y las clasificó como blastopelitas y blastopsamitas.

Como se deduce de su petrografía, el grado metamórfico general es bajo a medio, lo que permitió conservar por sectores el protolito no metamorfozado, de naturaleza pelítica a psamítica fina.

Dentro de las rocas con metamorfismo de contacto sobreimpuesto al regional se distinguen hornfels, filitas con nódulos cordieríticos y calizas.

Los hornfels muestran su mayor desarrollo desde las nacientes de la quebrada de Faltriquera hacia el sur, a lo largo de lo que se conoce como filo Faltriquera-Ñuñorco, en el extremo sudoriental del área relevada. Afloran en general como fajas, desplegadas a lo largo del contacto de los granitoides de la Formación Ñuñorco con la roca hospedante (leptometamorfitas del conjunto anterior). Dentro de estas fajas se distingue una zona interior, compuesta por un hornfels de color oscuro inyectado por apófisis graníticas, y una zona exterior, en donde las pizarras y filitas, que conforman la roca hospedante, desarrollan nódulos de mineralogía diversa. El pasaje entre estas dos zonas, como también hacia la roca de caja, es de tipo transicional, a diferencia del contacto con los cuerpos plutónicos, que es de carácter neto.

En algunos casos, el metamorfismo térmico ha propiciado la formación de nódulos cordieríticos dentro de las filitas. Esto puede observarse a lo largo de la quebrada de las Gredas (tercera al este desde la quebrada de Faltriquera), donde estas rocas integran una faja estrecha desarrollada en sentido norte-sur. Las filitas son de color gris claro a azulado, conservan su foliación, y están muy enriquecidas en elementos micáceos. Los nódulos de cordierita son abundantes, de hábito prismático, orientados con el eje mayor en el plano de foliación.

Las calizas afectadas por metamorfismo térmico constituyen un reducido afloramiento, ubicado en las

nacientes de la quebrada La Calera (no indicada en el mapa); son de color blanco a gris y están totalmente recristalizadas, alcanzando un espesor de 80 metros.

### *Estructura interna*

Las rocas se disponen en bancos de 20 a 30 cm de espesor, con rumbo NNO a N, intensamente plegadas, lo que determina la disposición isoclinal cercana a la vertical de los bancos. A su vez, se encuentran atravesadas por diques de pórfido cuarcífero y lamprófiro, que cortan los pliegues, y presentan planos de diaclasamiento de rumbo NE – SO a N 25° E.

### *Relaciones estratigráficas*

La base de esta unidad es desconocida. En su techo, se encuentra suprayacida por la Formación Volcancito. El pasaje entre ambas unidades puede observarse en las nacientes de la quebrada del río Volcancito. Si bien Bodenbender (1922a, b) señaló que el contacto entre ambas unidades se produce por medio de falla, aquí se interpreta al mismo como de carácter discordante. En ocasiones, la formación está cubierta en discordancia por depósitos de edad carbonífera (Formación Agua Colorada).

La unidad se halla intruida por numerosos granitoides pertenecientes a la Formación Ñuñorco, además de pequeños cuerpos dacíticos asignados a la Formación Mogote.

### *Contenido fosilífero*

Durand *et al.* (1990) describieron trazas fósiles para esta formación en el ámbito de la sierra de Paimán. Éstas han sido clasificadas como *Planolites* sp., cf. *Paliella* sp. y *Sekwia* sp.

### *Génesis y ambiente de depositación*

Clemens y Miller (1996) analizaron la petrografía de la Formación Negro Peinado en diferentes localidades, utilizando el contenido relativo de minerales pesados para realizar inferencias acerca de la procedencia de las muestras. Así, estos autores distinguieron dos grupos: uno, pobre en turmalina y rico en granate, y otro, rico en turmalina. Las variaciones detectadas entre estos dos conjuntos han sido asignadas a una diferente posición estratigráfica.

El segundo grupo, rico en turmalina, habría tenido al momento de su depositación, un área de aporte

con abundantes cuerpos graníticos expuestos a la erosión.

Del mismo modo, el primer grupo fue considerado como el más joven de los dos, ya que siendo la turmalina un mineral típicamente granítico y el granate un mineral de filiación metamórfica, puede suponerse que al tiempo de su sedimentación se hallaban expuestos a la erosión los niveles más profundos de un orógeno, aunque todavía con predominio granítico.

Clemens y Miller (1996) resaltaron la escasa cantidad de turmalina que llevan las turbiditas de la Formación Río Volcán (por ellos citada), más joven que la unidad en cuestión, lo que se enmarca dentro de la interpretación anterior. También realizaron análisis químicos sobre estas rocas, lo que les permitió profundizar las deducciones acerca de las áreas de aporte. Los valores obtenidos han sido volcados en el diagrama discriminador tectónico de Roser y Korsch (1986). Las muestras correspondientes al grupo pobre en turmalina (aparentemente más joven) se concentran en el límite entre los campos de margen continental activo y pasivo, mientras que el segundo grupo (rico en turmalina) cubre un campo mayor, que alcanza a mostrar influencias de arco de islas oceánico, es decir, importación de material volcánico. Basándose en éstos, Clemens y Miller (1996) consideraron que el área de aporte para la Formación Negro Peinado estuvo conformada por un bloque cratónico u orógeno reciclado.

Gracias al bajo grado de metamorfismo al que fueron sometidas las litologías primarias de esta unidad, sus caracteres sedimentarios han posibilitado interpretarla como una facies turbidítica (las turbiditas clásicas, en el sentido de Bouma, 1962, son raras). Los icnofósiles descritos por Durand *et al.* (1990) y hallados en dicha facies, han sido asignados a profundidades de agua de hasta 180 m por Chamberlain (1978). La intercalación de estos depósitos con otros compuestos íntegramente por arcilitas pelágicas de hasta 10 m de espesor, indican condiciones batimétricas bastante variables. Estos datos permiten asignar a estos depósitos a un ambiente tectónico de talud continental inferior o elevación continental, desarrollados en un margen continental pasivo.

Tomando promedios generales, el espesor de las partes arenosas disminuye desde el NE hacia el SO, dando lugar al aumento de la facies arcillosa, por lo que se considera a las zonas sudoccidentales como más distales al momento de la depositación.

El evento de deformación al que se asocia el metamorfismo que sufrieron estas rocas se habría producido hacia el Cámbrico medio, hecho que lo hace correlacionable con la Fase Tiltárica, reconocida en otros sectores del noroeste argentino.

### *Edad y correlación*

Por su contenido icnofosilífero, estos depósitos se han asignado al intervalo vendiano-tommotiano (Proterozoico superior-Cámbrico inferior). Son equivalentes a la Formación La Aguadita, nombre con el que Durand *et al.* (1990) designaron a los afloramientos de la sierra de Paimán.

## 2.3. PALEOZOICO

### 2.3.1. CÁMBRICO SUPERIOR-ORDOVÍCICO INFERIOR

#### **Formación Volcancito (9)**

*Lutitas negras con intercalaciones de limolitas arenosas, areniscas y delgados bancos de margas y calizas margosas*

#### *Antecedentes*

Bodenbender (1911, 1916, 1922a, b) comenzó los estudios sobre estas sedimentitas marinas portadoras de *Dictyonema flabelliforme* Eichwald y *Staurograptus dichotomus*, los que fueron continuados por Harrington (1941), pero la denominación formal a la unidad fue recién dada en 1957 por este último autor (en Harrington y Leanza, 1957), para el área del río Volcancito. Otros afloramientos de esta formación fueron descritos en el sector sur de la sierra de Famatina por de Alba (1956), Alderete (1968) y Esteban (1989).

Aparte del trabajo de Harrington y Leanza (1957), otras investigaciones paleontológicas figuran en Toselli (1975), Aceñolaza y Durand (1984) y Esteban (1990, 1991).

Turner (1960, 1962, 1964, 1971, 1972a, b) describió las características litológicas, además del contenido fosilífero. Toselli y Weber (1982) y Toselli y Rossi de Toselli (1987) también realizaron estudios petrográficos sobre estas sedimentitas

#### *Distribución areal*

La sección tipo, donde la formación presenta su máximo espesor, se ubica en la vertiente oriental de

la sierra de Famatina, al oeste de la localidad de Volcancito (Aceñolaza y Durand, 1984). Aflora en una franja meridional de 3 km de largo por 1 km de ancho, entre la Peña Negra del río Achavil, por el norte, hasta algo más al sur del puesto Volcancito, por el sur.

### Litología y espesores

Toselli (1977) describió a la unidad como una secuencia de 600 m de espesor formada por sedimentitas marinas pelíticas, finamente laminadas, con interposiciones de bancos psamíticos, de colores verde oscuro, azul verdoso oscuro y negro azulado. A esta caracterización general se podría agregar un rasgo que la diferencia del resto de las sedimentitas ordovícicas, la ausencia de volcanitas sinsedimentarias.

La parte inferior de la secuencia aflora en la vertiente noroeste del filo Azul y a lo largo del río Volcancito, a unos 1500 m al norte del puesto homónimo (Toselli, 1977). Está compuesta por lutitas finamente laminadas de color verde oscuro, con intercalaciones de margas y calizas margosas azul oscuras de hasta 20 centímetros. Esta sección inferior corresponde a la biozona de *Parabolina argentina-Kainella meridionalis*.

La sección superior asoma en la Peña Negra del río Achavil e inmediaciones de puesto Volcancito, está constituida por lutitas laminadas, de color verde grisáceo a gris oscuro, muy diaclasadas y flexionadas por suaves pliegues asimétricos (Toselli, 1977). A ella se asocia la biozona de *Dictyonema flabelliforme*.

Según Aceñolaza y Durand (1984) hay discrepancias en cuanto a los espesores de las distintas secuencias. Harrington (en Harrington y Leanza, 1957) estimó para los niveles basales con *Parabolina argentina* 250 m de espesor; en cambio para Toselli (1977) tendrían 220 metros. Los niveles superiores con *Dictyonema flabelliforme*, fueron estimados por Harrington (en Harrington y Leanza, 1957) en 100 m, mientras que Toselli (1977) les asignó 350 metros.

En un interesante estudio, Esteban (1993) definió varias litofacies de plataforma en la Formación Volcancito, las que se resumirán a continuación usando la misma denominación que el autor.

*Facies A:* areniscas muy finas, grises y amarillentas en bancos delgados, masivas en la base pasando a laminadas hacia el techo. Las interpretó como corrientes de turbidez arenosas de alta densidad.

*Facies B:* areniscas muy finas y limolitas cohesivas, de color gris oscuro a negro, con fina laminación horizontal. Caracterizarían un ambiente de baja energía, con ausencia de corrientes tractivas, por debajo del nivel de base del tren de olas.

*Facies C:* compuesta por cuplas arena muy fina (color verde-negro) y limo (color gris claro-gris oscuro), agrupadas en unidades finamente laminadas con espesores no mayores a los 10 centímetros. Se habrían depositado a partir de corrientes de turbidez diluidas.

*Facies D:* areniscas muy finas, grises oscuras a negras, silicificadas y masivas. Forman bancos de 20-40 cm de espesor con contactos netos. Se caracterizan por poseer concreciones carbonáticas irregularmente distribuidas. Indicaría depositación por suspensión en ambientes de baja energía, por debajo del nivel de base de olas de tormenta.

*Facies E:* areniscas finas, color verde amarillento claro, en capas tabulares de 3-6 cm con contactos netos. Masivas o con laminación paralela o entrecruzada de bajo ángulo. Bioturbación poco abundante. Se han interpretado como depósitos de tipo episódico, bioturbados por organismos de ambientes con niveles de oxígeno variable entre normal y bajo. La presencia de trazas fósiles y su coloración clara indican un mejoramiento de la oxigenación.

*Facies F:* potente paquete de areniscas muy finas, masivas, muy coherentes por silicificación, color gris oscuro a negro. La identificación de componentes volcánicos (litoclastos y trizas) la distinguen del resto de las facies. Se consideraron como depositadas a partir de flujos de detritos volcánicos.

*Facies G:* compuesta por fangolitas de color gris oscuro, en paquetes de 4 m de potencia; interdigitadas con delgadas capas de areniscas finas con laminación paralela o de muy bajo ángulo. Las fangolitas se habrían depositado por suspensión en un ambiente tranquilo, mientras que las areniscas finas corresponderían a eventos episódicos de mayor energía.

### Ambiente de sedimentación

Toselli (1977) postuló para la Zona de *Parabolina argentina-Kainella meridionalis* un ambiente de depositación marino de plataforma (nerítico), de aguas tranquilas no afectadas por el tren de olas y condiciones fuertemente reductoras. La Zona de *Dictyonema flabelliforme* correspondería a un ambiente batial, el aumento de la profundidad habría producido la desaparición de los trilobites y en cambio la depositación de graptolites dendroideos.

A partir del estudio e interpretación de las litofacies arriba citadas, Esteban (1993) propuso para la Formación Volcancito un ambiente de sedimentación de plataforma externa. La ausencia de estructuras de oleaje y la falta de tempestitas, apunta a una sedimentación por debajo del nivel de base de olas de tormenta. Sin embargo, la ocasional existencia de estructuras laminadas de bajo ángulo (estratificación entrecruzada *hummocky*), sugiere fluctuaciones cercanas al nivel de base de olas de tormenta. Las coloraciones oscuras y escasa fauna de pequeños componentes, indicaría un ambiente reductor con escasez de oxígeno, aunque con mejoramientos momentáneos indicados por la presencia de niveles con bioturbación.

#### *Paleontología*

Esta unidad ha sido muy estudiada por la abundante fauna fósil que posee, por ella es que Harrington y Leanza (1957) la asignaron al Tremadociano temprano. Toselli (1977) mencionó dos biozonas en la unidad: una inferior (*Zona de Parabolina argentina-Kainella meridionalis*) para la región del río Volcancito y otra superior (*Zona de Dyctionema flabelliforme*) principalmente representada en los afloramientos de la Peña Negra del río Achavil.

En la zona del río Volcancito varios autores citaron trilobites y braquiópodos (Harrington y Leanza, 1957; Turner, 1964; Toselli, 1975) así como graptolites (Turner, 1959; Toselli, 1975; Aceñolaza y Durand, 1984). En la región de la Peña Negra del río Achavil es dominante la fauna de graptolites dendroideos (Aceñolaza y Durand, 1984).

#### *Relaciones estratigráficas*

La base de la unidad se apoya discordantemente sobre la Formación Negro Peinado, en las nacientes del río Volcancito. Bodenbender (1922a, b) señaló que este contacto se produce por medio de una falla. La parte superior de la secuencia aflorante finaliza en una discordancia angular a la que se sobreponen las areniscas arcósicas de la Formación Agua Colorada (Carbonífero).

#### *Edad y correlaciones*

La fauna de trilobites de la zona del río Volcancito indica una edad tremadociana inferior, incluso los niveles más bajos podrían representar al Cámbrico cuspidal (Tortello y Esteban, 1995). Los datos apor-

tados por la graptofauna, tanto en Peña Negra como en el puesto Volcancito, indicarían según algunos autores el Tremadociano inferior (Turner, 1959; Toselli, 1975) y para otros el Tremadociano inferior alto-Tremadociano superior (Aceñolaza y Durand, 1984). En definitiva, la secuencia de la Formación Volcancito podría estar representando el Cámbrico superior alto y todo el Tremadociano.

Según Aceñolaza (1969b), la fauna reconocida en la Formación Volcancito permite correlacionar esa unidad con los niveles inferiores del Ordovícico de Salta y Jujuy.

### 2.3.2. ORDOVÍCICO

#### **Vulcanitas Cerro Tocino (10)**

*Riolitas y andesitas*

Astini (1999) propuso la denominación de Vulcanitas Cerro Tocino para agrupar a las rocas situadas en la base de la sucesión eopaleozoica que aflora en el anticlinal desarrollado en las nacientes del río Chaschuil. Con anterioridad, las mismas habían sido incluidas por Turner (1964) dentro de la Formación Suri.

La unidad se compone de vulcanitas félsicas a intermedias (riolitas y andesitas) y subyace a una sucesión de pelitas negras graptolíticas, asignadas a la Formación Suri. El contacto puede observarse en el flanco occidental de la estructura anticlinal del cerro Tocino, sobre la vertiente que desciende al potrero del puesto Las Torrecitas y finalmente hasta el río Chaschuil. Su base no se encuentra expuesta.

Dada la escasa información existente, estas rocas constituyen un importante objetivo para investigaciones futuras.

#### **Formación Portezuelo de las Minitas (11)**

*Conglomerados, areniscas y pelitas con intercalaciones volcánicas*

#### *Antecedentes*

Esta unidad fue mapeada por Lavandaio (1971) durante la realización del Mosaico 40D del Mapa Geológico Económico de la provincia de La Rioja. El estudio de los fósiles recolectados durante estos trabajos permitió asignar a estos afloramientos una edad distinta al resto de la secuencia ordovícica. A partir de esta información, Lavandaio (1973) propuso formalmente el nombre de Portezuelo de las Minitas para esta secuencia.

### Distribución areal

Esta unidad aflora en el faldeo occidental de los Nevados del Famatima, aproximadamente a los 29° de latitud sur, conformando una franja norte sur limitada por fallas. En el ámbito de la Hoja Tinogasta, sus reducidos asomos integran el cerro Plomo y una faja ubicada al naciente del mismo. Inmediatamente al sur del límite de la Hoja, aflora en la cuchilla Negra, el filo de Las Minitas y forma la caja de los granitos que afloran en el cerro Tolar.

### Litología y estructura

Según Lavandaio (1973), la unidad estaría representada por una secuencia psamítico-psefítica con intercalaciones de rocas volcánicas mesosilíceas a básicas y menor cantidad de lutitas y rocas silíceas de difícil clasificación.

Son rocas sedimentarias de origen marino que en algunos sectores poseen un leve metamorfismo regional y de contacto, este último expuesto mediante cornubianitas como aureolas de las intrusiones graníticas. El color general de la unidad es verde a gris oscuro.

La estratificación está bien definida y es continua, solo localmente enmascarada por sobreimposición de estructuras secundarias (metamórficas). Presenta un rumbo general submeridiano, en algunos sectores dispuesta homoclinalmente y en otros fuertemente plegada, con inclinaciones siempre superiores a los 50°, en muchos casos sub-verticales.

En el sector centro oriental del filo de las Minitas, Lavandaio (1973) describió conglomerados potentes (200 m) y muy compactos, de color pardo morado oscuro. Se intercalan subgrauvacas de color gris oscuro, compactas, estratificadas en bancos de hasta 1 metro.

En el extremo occidental del filo antes citado afloran limolitas oscuras finamente estratificadas, con intercalaciones de espesor variable de volcánicas verde oscuras de composición andesítica. Estas últimas llegan a los 200 m de espesor en la parte central del filo y en la margen izquierda del río Guanacas Gordas.

En el cerro Plomo asoman conglomerados brechosos muy silicificados con intercalaciones de subgrauvacas grises. Acompañan a estas litologías, rocas silíceas de difícil clasificación.

En los cursos superiores de los ríos Tolar y Barrancas Blancas, la unidad está representada por

lutitas de tono castaño pardo a morados con intercalaciones de arcosas blanco grisáceas.

### Espesor

Esta unidad alcanza en la zona del cerro Tolar-cuchilla Negra, más precisamente a la altura de la quebrada de Las Ollas, un espesor de unos 1500 m (Lavandaio, 1973).

### Paleontología

Lavandaio (1973) recolectó material fosilífero en limolitas oscuras finamente estratificadas aflorantes en el portezuelo de las Minitas, el mismo fue estudiado por Aceñolaza quien determinó:

*Tetragraptus* cf. *T. Aproximatus* Nicholson

*Didymograptus* cf. *T. Hirundo* Salter

*Didymograptus* cf. *T. v-deflexus* Harris cf.

*Dichograptus* sp.

### Relaciones estratigráficas

Los límites de la unidad son tectónicos; actúa, además, como roca de caja de los granitoides de la Formación Ñuñorco.

### Edad y correlaciones

La fauna graptolítica del portezuelo de las Minitas, caracterizada por Aceñolaza, es propia del Arenigiano (*Tetragraptus approximatus*). Una fauna similar fue recolectada al oeste de Tinogasta, en la Formación La Alumbreira citada por Aceñolaza y Toselli (1981), considerándose por lo tanto correlacionables a ambas unidades. También la Formación La Alumbreira posee intercalaciones riolítico-andesíticas en el perfil de Las Angosturas.

### Formación Suri (12)

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

### Antecedentes

Brackebusch (1891) ya consideró a esta secuencia como eopaleozoica. Más tarde, Penck (1920) destacó la presencia de niveles fosilíferos en ella. Sin embargo, fueron Harrington y Leanza (1957) los que utilizaron por primera vez el nombre de Formación Suri para definir los afloramientos llanvirnianos del río Cachiyuyo en el Famatina (provincia de La

Rioja). Turner (1964) mapeó los afloramientos de estas sedimentitas ordovícicas en la sierra de Famatina y luego en la zona de Chaschuil (Turner, 1967). Por su parte, Maisonave (1973) también denominó de esta manera a la secuencia que aflora en la zona de Chaschuil y en el extremo septentrional del Sistema de Famatina (Maisonave, 1979).

#### *Distribución areal*

La Formación Suri aflora en distintos sectores del Sistema de Famatina, en ambos flancos de la sierra homónima y hacia el norte, fuera del ámbito de la Hoja Tinogasta, en la ladera occidental de la sierra de Narváez. En el área de la Hoja, los afloramientos más septentrionales corresponden al cerro Negro de Rodríguez; hacia el sur, asomos desconectados de los anteriores constituyen el extremo septentrional de la sierra de Famatina, ambos afloramientos fueron descritos por Maisonave (1979). Hacia el sur aflora en forma discontinua en fajas meridionales a ambos lados de la sierra de Famatina (Turner, 1964). En este último sector hay cuatro afloramientos, el más septentrional se halla en la pendiente occidental del cerro El Pintado desde donde se continúa hacia el sur hasta cerca de Agua Colorada (Morro Negro). El segundo se encuentra en ambas márgenes del arroyo Cachiyuyo entre el cerro Morado y el puesto Casa Barranca. Sobre la ladera oriental de la alta cumbre, desde Ciénaga Chica hasta el Salto Negro, se ubica el tercer afloramiento y en el pie occidental de los Nevados el último.

#### *Litología*

Turner (1964) caracterizó a esta formación como integrada por areniscas silicificadas, lutitas verdes y limolitas, con intercalaciones delgadas de margas y tobas. Por su parte Maisonave (1979), en la Hoja Cerros Cuminchango, describió a la unidad como formada por psamitas, pelitas, leptometamorfitas y metamorfitas de contacto. Para el área de Chaschuil, Aceñolaza y Toselli (1977) reseñaron a la secuencia sedimentaria que compone la unidad como pelitas verdosas y gris verdosas, con intercalaciones de grauvacas, tobas y bancos de ftanitas. Se cita a esta última área, aunque se encuentra fuera del ámbito de la Hoja, porque en ella fueron realizados estudios de detalle por Mangano y Buatois (1994). Estas investigaciones aportaron un esquema litoestratigráfico que puede servir de referencia para analizar los afloramientos de la Formación Suri más al sur, en la sierra

de Famatina. Como resultado de ellos, la Formación Suri ha sido dividida en tres miembros estratigráficos: Vuelta de Las Tolas, Loma del Kilómetro y Punta Pétreo. El Miembro Vuelta de las Tolas está compuesto por fangolitas y limolitas localmente intercaladas con brechas y conglomerados volcánicos. Al Miembro Loma del Kilómetro lo integran pelitas lajas, areniscas y coquinas. El Miembro Punta Pétreo está representado por brechas, areniscas y tobas.

Es importante señalar aquí, que la presencia de rocas volcánicas intercaladas en la secuencia sugiere la existencia de un volcanismo concomitante con la sedimentación. Esta actividad magmática vinculada a la sedimentación ordovícica fue discutida por numerosos autores: Turner (1964, 1967), Aceñolaza y Toselli (1981, 1984, 1986), Toselli *et al.* (1987, 1990), Toselli (1992), Cisterna (1992) y Mannheim (1993). En este último trabajo se divide al volcanismo eopaleozoico del Sistema de Famatina en dos fases principales: una, representada por un volcanismo sinsedimentario con predominio de términos felsíticos piroclásticos (Tremadociano-Llanvirniano) y la otra, por un volcanismo discordante sin y post plutónico que atraviesa los granitoides y la sucesión volcano-sedimentaria.

Ambos volcanismos se caracterizan por su bimodalidad, los términos ácidos integran intrusivos (pórfidos y diques dacíticos y riódacíticos) y piroclastitas (ignimbritas y piroclastitas de la sierra de Las Planchadas). Los términos de composición predominantemente intermedia están representados por andesitas y basandesitas, presentes en el Miembro Vuelta de Las Tolas y en el Miembro Punta Pétreo en el área de Chaschuil.

A continuación se citarán las características litológicas de los principales afloramientos de la unidad en el área de la Hoja Tinogasta, de acuerdo con las descripciones originales de Maisonave (1979) para el sector norte y de Turner (1964) para el sur.

Conviene aclarar aquí, que en la presente Hoja el magmatismo vinculado a la sedimentación ordovícica ha quedado principalmente incluido en las formaciones Morado y Las Planchadas.

El asomo septentrional más importante de la unidad constituye las cumbres y laderas elevadas del cerro Negro de Rodríguez y Las Planchadas, donde afloran lutitas negras, arcilitas grisáceas y metacuarzitas blanco-amarillentas, con rumbos aproximados N 60°-70° E e inclinaciones de aproximadamente 70° al noroeste. Maisonave (1979) mencionó sectores con transformación leptometamórfica y con proce-

sos de cornubianización en los bordes de los contactos con la Formación Ñuñorco. Al sur de Las Planchadas, las cornubianitas de Suri presentan un enriquecimiento feldespático manifiesto por la existencia de porfiroblastos. En dirección sur el siguiente afloramiento de gran extensión se localiza en el tramo septentrional del núcleo de la sierra de Famatina, desde el Morro de Las Planchadas hacia el norte. En el flanco oriental afloran bancos de grauvacas verde oscuras de hasta 20 m de potencia que pasan hacia arriba a limolitas pardo rojizas que intercalan bancos cuarcíticos de grano fino, de coloración blanquecino amarillenta. En las vertientes norte y occidental las sedimentitas de rumbo aproximado N 40° E e inclinación de unos 40° al noroeste, tienen efectos leptometamórficos más remarcados y también es mayor la cornubianización en los contactos.

Turner (1964) distinguió dentro del área de la Hoja Vinchina dos afloramientos principales. El primero corresponde al cerro Pintado y Agua Colorada (Morro Negro) y está integrado hacia la base por lutitas de color negro y gris azulado con intercalaciones de lutitas muy duras, de color gris verdoso, fosilíferas. Hacia arriba se intercala una caliza gris azulada de grano fino y luego una toba afanítica, de color verde oscuro a violáceo, en bancos de 30-50 cm de espesor, con impresiones o moldes de braquiópodos. Ya Stelzner (1885) había interpretado a estas intercalaciones como resultantes de erupciones submarinas, contemporáneas con la sedimentación. El segundo afloramiento, donde la unidad adquiere su desarrollo máximo, es aquel ubicado entre el cerro El Morado, El Crestón, cerro El Pelado, puesto de Las Torrecitas, puesto del Molle, cerro Negro y Casa de Piedra. Ésta es a la vez la zona más fosilífera y de mejores exposiciones, sobre todo a lo largo de arroyo Saladillo Chico. En la parte alta de este perfil afloran lutitas de color verde oliva a verde oscuro y escasas intercalaciones de areniscas duras. Estos bancos, muy fosilíferos, aportaron ejemplares de trilobites, braquiópodos, pelecípodos y graptolitos. Aguas abajo aparecen lutitas de color azul oscuro que también asoman en el Saladillo Grande y puesto de La Alumbra. Continuando sobre el Saladillo Chico, cerca del puesto homónimo, hay lutitas verde oliva con capitas y nódulos de cono en cono margosos, de tonos azul morado, e intercalaciones de areniscas verdosas. Hay, además, fajas irregulares de margas de color verde oscuro a pardo claro, estas últimas intercalaciones se observan bien en el portezuelo de La Alumbra.

El complejo hasta aquí descrito en la quebrada del Saladillo Chico, constituye también las laderas del cerro Suri. Continuando aún aguas abajo afloran lutitas pizarrosas azules, sin fósiles, y en la confluencia del Saladillo Chico con el arroyo Cachiyuyo, asoman lutitas verde oscuras y sedimentitas areno arcillosas con abundantes braquiópodos.

#### *Medio sedimentario*

La discusión de aspectos estratigráficos y paleoambientales de la Formación Suri fue llevada a cabo por Mangano y Buatois (1992a, b, c; 1994, 1996) para la región del río Chaschuil. Según estos autores, la unidad exhibe una amplia gama de ambientes y subambientes de sedimentación, representando una megasecuencia regresiva, integrada de base a techo por depósitos de talud, plataforma y abanico volcánico.

El Miembro Vuelta de Las Tolas representaría a la sedimentación en un ambiente de talud adyacente a un arco volcánico (Mangano y Buatois, 1990, 1992a). El talud a que hacen referencia estos autores sería de margen activo formado en escarpas de falla.

El Miembro Loma del Kilómetro, según los mismos autores, se habría depositado en un ambiente de plataforma adyacente a centros volcánicos, que registró procesos episódicos relacionados con el volcanismo y la acción de tormentas, sobreimpuestos a la sedimentación normal.

El Miembro Punta Pétreo se correspondería con el pie de un abanico deltaico que habría progradado sobre la plataforma, dominado por corrientes de turbidez de alta densidad y flujos de detritos resultantes de la removilización del material volcánico.

#### *Espesor*

Turner (1964) estimó un espesor para esta unidad de aproximadamente 500 m en la Hoja Vinchina, potencia que mantuvo al describir el área de Chaschuil (Turner, 1967). Por su parte Maisonave (1979), en la Hoja Cerros Cuminchango, calculó una potencia probable que oscilaría entre 500 y 800 metros. Según los estudios de Mangano y Buatois (1994), en las adyacencias del río Chaschuil la unidad alcanzaría un espesor superior a los 750 metros.

#### *Paleontología*

Turner (1964) citó once localidades fosilíferas dentro de la Hoja Vinchina, donde la fauna encon-

trada, según las determinaciones de Harrington y Leanza (1957), está constituida por:

*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

Este conjunto fosilífero indica una edad llanvirniana inferior.

Maisonave (1979) destacó que en el borde oriental de la Hoja Cerros Cuminchango, más precisamente en la quebrada de La Alumbreira, Aceñolaza (comunicación verbal) recolectó y estudió una importante fauna graptolítica que contiene *Tetragraptus aproximatus*. Si bien Maisonave (1979) mantuvo la edad llanvirniana para la Formación Suri, mencionó que el hallazgo de Aceñolaza podría indicar una edad arenigiana inferior.

Gran cantidad de investigaciones paleontológicas sobre esta unidad fueron realizadas al norte de la Hoja en la zona de Chaschuil, fundamentalmente sobre material proveniente del Miembro Loma del Kilómetro (Harrington y Leanza, 1957; Aceñolaza y Toselli, 1977; Vaccari *et al.*, 1993; Sánchez y Babin, 1992, 1993, 1994; Vaccari y Waisfeld, 1994; Benedetto, 1994; Albanesi y Vaccari, 1994).

Harrington y Leanza (1957), por el estudio de los trilobites asignaron la unidad al Llanvirniano medio (Zona de *Hoekaspis megacantha*), edad mantenida en los trabajos posteriores de Turner (1967) y Maisonave (1973). Aceñolaza y Toselli (1977) fueron los primeros en proponer una edad arenigiana por la asociación de *Hoekaspis megacantha* (= *Merlinia megacantha*) y *Proetiella tellecheai* (*Annamitella longulosa*), como así también por la fauna de nautiloideos ortocónicos. Aceñolaza y Rabano (1990), debido a una revisión de la trilobitofauna del río Cachiyuyo, sugirieron nuevamente una edad llanvirniana para la Formación Suri. Vaccari y Waisfeld (1994) trabajando sobre trilobites del Miembro Loma del Kilómetro (área de Chaschuil), distinguieron dos asociaciones. La inferior integrada por *Merlinia zupaya*, *Carolinites genacinaca*, *Oopsites* sp., *Ampyx tinogastaensis*, indicaría una edad arenigiana media. La superior, caracterizada por *Annamitella longulosa*, *Neseuretus chaschuilensis* y *Merlinia megacantha*, es asignada (por similitudes morfológicas con la fauna de Gales) al Arenigiano. Albanesi y Vaccari (1994) otorgaron una edad arenigiana media a los niveles superiores del Miembro Loma del

Kilómetro, por la presencia de conodontes correspondientes a la zona de *Baltoniodus navis*. La fauna de braquiópodos estudiada por Benedetto (1994) para esta localidad contiene *Monorthis* aff. *M. menapiae* (la última restringida al Arenigiano temprano de Gales) e *Incorthis* (género sólo conocido del Arenigiano). Los bivalvos del género *Redonia*, de distribución arenigiana, fueron investigados por Sánchez y Babin (1992, 1993), quienes destacaron que *Redonia* presenta mejor distribución en el Llanvirniano y Llandeiliano de Europa y norte de África (Babin y Gutiérrez Marco, 1991).

#### *Relaciones estratigráficas*

Si bien la base de la Formación Suri no ha podido ser observada porque está siempre en relación de falla, su techo muestra un contacto concordante con la suprayacente Formación Molles (Turner, 1964).

#### *Edad y correlación*

La abundante fauna presente en la unidad revela una edad arenigiana, para el Miembro Loma del Kilómetro, en la zona de Chaschuil (Mangano y Buatois, 1994). Los mismos autores indicaron que el Miembro Punta Pétreá tendría una edad presumiblemente no inferior a Llanvirniano temprano. Por otro lado para la fauna del río Cachiyuyo, Aceñolaza y Rabano (1990), sugirieron una edad llanvirniana. Mientras no se realicen estudios de detalle, como los llevados a cabo en Chaschuil para la zona de río Cachiyuyo y cuchilla Negra, convendría mantener una edad arenigiana-llanvirniana temprana para la Formación Suri.

Según Aceñolaza (1969b), estas sedimentitas son correlacionables por su fauna con las formaciones llanvirnianas de Salta y Jujuy; si bien muchos ejemplares de esta región sólo concuerdan en sus características genéricas con los norteños.

#### **Formación Molles (13)**

*Areniscas y pelitas arcillosas*

#### *Antecedentes*

Si bien los primeros en estudiar las faunas correspondientes a estas capas fueron Harrington y Leanza (1957), la descripción original de las mismas y la imposición del nombre formal corresponde a Turner (1964). Posteriormente, Aceñolaza y Toselli

(1977) pusieron en duda la validez de la unidad en sus aspectos litoestratigráficos y faunísticos, incluyendo a esta secuencia dentro de la Formación Suri.

#### *Distribución areal*

Los afloramientos de esta formación se hallan en las inmediaciones de los cerros Pelado y Negro, ubicados sobre la vertiente oriental de la sierra de Famatina, aproximadamente a los 28° 45' latitud S y 67° 49' longitud O. Turner (1964) ubicó cuatro localidades donde asoman estas sedimentitas: una al oeste del cerro Negro; otra sobre la ladera sudoccidental del cerro El Pelado, al sur de Las Torrecitas; la tercera al oeste de la segunda y a mitad de falda del cerro y la última, corresponde a un afloramiento reducido al norte de Las Torrecitas.

#### *Litología*

Turner (1964) describió a la unidad como integrada por areniscas arcillosas de color rosado a rojo subido, de grano fino a muy fino, macizas, en bancos potentes de 30 a 40 cm, con intercalaciones de arcillitas areniscosas del mismo color. Aceñolaza (1969b) destacó que la fracción arenosa fina predomina sobre la arcillosa y citó que los colores rosados y rojizos son al parecer epigénicos.

#### *Espesor*

La potencia de la formación fue estimada en 100 m por Turner (1964), mientras que Aceñolaza (1969) calculó para la misma el doble de este espesor.

#### *Paleontología*

Turner (1964) mencionó que el contenido de fauna de esta unidad es más pobre que el que aparece en la Formación Suri. Sin embargo, los cuatro afloramientos por él citados han proporcionado restos orgánicos, principalmente de braquiópodos y en menor cantidad de moluscos y trilobites, hallados en el portezuelo Blanco cerca del primer asomo citado por Turner. Según las investigaciones de Harrington y Leanza (1957) se hallan presentes restos de:

*Proetiella tellecheai* (Rusconi)

*Maclurites* sp.

*Orthis* n. sp.

*Hebertella* n. sp.

#### *Relaciones estratigráficas*

Según Aceñolaza (1969), la base es concordante sobre las lutitas de la Formación Suri, mientras que hacia arriba se relaciona mediante discordancia angular con capas rojas pérmicas.

#### *Edad y correlaciones*

Harrington y Leanza (1957) asignaron al Llanvirniano superior a los sedimentos portadores de la fauna de *Proetiella tellecheai* (Rusconi); Turner (1964) mantuvo esta edad para la Formación Molles y Aceñolaza (1969) la situó en el Llanvirniano medio-superior.

Debido al hallazgo de *Proetiella tellecheai* junto con *Hoekaspis* en la región de Chaschuil, Aceñolaza y Toselli (1977) argumentaron que las formaciones Suri y Molles debían formar parte de una única unidad sedimentaria y faunística.

Teniendo en cuenta que el conocimiento de la Formación Molles es aún muy limitado, se prefiere en este trabajo mantener a esta unidad momentáneamente separada de la Formación Suri, asignándole una edad llanvirniana inferior, aceptando que los niveles superiores de la Formación Suri serían correlacionables con la Formación Molles.

#### **Formación Morado (14)**

##### *Riodacitas y traquitas*

Esta unidad está constituida por un complejo de rocas efusivas, de composición riodacítica y traquítica subordinada, a las que Turner (1964) les otorgó nombre formacional. Las riodacitas exhiben colores morado, amarillento y gris claro. Internamente son macizas y están compuestas por fenocristales de cuarzo, plagioclasa y clorita, en una pasta afanítica de color gris claro. Las traquitas son de color pardo y presentan estructura fluidal con buena estratificación en la base, que desaparece hacia arriba, tornándose homogénea; poseen fenocristales de ortosa y escasos de cuarzo.

Los afloramientos principales se hallan al norte del río Cachiuyuyo y del arroyo Saladillo Chico, en la cima de los cerros Morado y Negro.

El complejo se apoya discordantemente sobre las formaciones Molles y Suri. La discordancia es de tipo angular e inclina hacia el noroeste. A su vez, subyace a la Formación Agua Colorada, que lo cubre en discordancia angular.

La secuencia alcanza los 400 m de espesor en el afloramiento del cerro El Morado-Cumbre Baya.

La Formación Morado ha sido correlacionada con la Formación Las Planchadas (Aceñolaza y Toselli, 1986) aflorante en el área de los cerros Cuminchango y Las Planchadas.

Hay opiniones dispares en cuanto a la ubicación estratigráfica de la Formación Morado. Turner (1964) la supuso posterior a la Formación Suri. Maisonave (1973) propuso que el evento volcánico debió ser anterior a la depositación de la misma. Aceñolaza y Toselli (1977, 1981) opinaron que el episodio volcánico se produjo hacia la etapa final de la depositación de la Formación Suri. Finalmente, Astini (1999) consideró a las volcanitas de la Formación Morado como un episodio póstumo del volcanismo ordovícico que corona al ciclo ordovícico, cerrando la historia eopaleozoica en la región; mencionó, además, que la secuencia ordovícica fue plegada con anterioridad a la depositación de las volcanitas de la Formación Morado, por lo tanto de confirmarse la edad ordovícica tardía de estas volcanitas, habrían sido los movimientos Oclóyicos (Guandacólicos) asociados a la acreción de la Precordillera (Astini *et al.*, 1995; Astini y Vaccari, 1996) los plegantes.

Sobre la base de los antecedentes arriba citados y hasta tanto se tengan datos más precisos, se considera a la Formación Morado en el Ordovícico medio.

### **Formación Las Planchadas (15)**

*Andesitas, dacitas, riolitas, riodacitas, basaltos, tobas, volcanoclastitas y pelitas*

#### *Antecedentes*

La primera descripción relacionada con esta unidad se debe a Penck (1920), quien hizo referencia a las volcanitas que aparecen en las cercanías del valle del río Chaschuil. Turner (1967) nominó formalmente a la unidad, en la que agrupó a las rocas volcánicas que aparecen en la sierra de Las Planchadas.

Con posterioridad se sumaron los trabajos de Maisonave (1973), Lavandaio (1973), de Alba (1979) y Aceñolaza y Toselli (1977, 1984).

Entre las investigaciones más recientes se destacan las de Toselli *et al.* (1990), quienes aportaron datos geoquímicos e interpretación petrogenética para las volcanitas ordovícicas; Mannheim (1993) y Mannheim y Miller (1996), postularon modelos geodinámicos a partir de la geoquímica de las volca-

nitias, y el trabajo de síntesis de Saavedra *et al.* (1998) acerca del registro magmático eopaleozoico del Sistema de Famatina.

#### *Distribución areal*

Los afloramientos de la unidad se ubican en el extremo septentrional del área de estudio, constituyendo las regiones más encumbradas de la sierra del Toro Negro, en el ámbito de las Sierras Pampeanas Occidentales (cerros Pabellón Grande, Pabellón Chico, de La Ollita), cubriendo un área de aproximadamente 100 km<sup>2</sup>.

#### *Litología*

La unidad se compone de un grupo de volcanitas sinsedimentarias y sedimentitas marinas. Entre las primeras predominan las de origen explosivo (tobas, ignimbritas y brechas) de composición ácida a intermedia, junto a las que se reconocen coladas andesíticas, dacíticas y riolíticas, y lavas almohadilladas basálticas. Las sedimentitas marinas están representadas por pelitas ricas en materia orgánica, con pirita y graptolites, junto a niveles de chert en proporción subordinada. Ambas variedades aparecen como niveles delgados intercalados con frecuencia en la sucesión volcánica.

A continuación se describe la petrografía y mineralogía de los diferentes tipos litológicos mencionados, dejándose las características geoquímicas para una sección posterior, si bien debe tenerse en cuenta que éste fue el principal criterio utilizado por Toselli *et al.* (1990) para clasificar a las mismas.

Cuando se reconocen los afloramientos volcánicos se observa una alternancia de niveles de textura porfírica con otros subordinados de grano muy fino. Las andesitas y dacitas constituyen en conjunto el grupo más abundante. Macroscópicamente dominan los colores oscuros y texturas porfíricas. Al microscopio se distinguen fenocristales de plagioclasa fuertemente zonados, y pseudomorfos de clorita, a partir de biotita, piroxenos y anfíboles, subsistiendo muchas veces restos de esos minerales. También se aprecia el paso de augita a anfíbol y el desarrollo de anfíboles secundarios (actinolita-tremolita). Los minerales secundarios, como epidoto y clorita, al igual que los opacos, titanita, apatita y calcita son porcentualmente más abundantes en este grupo que entre las riolitas y riodacitas. Un rasgo importante es la presencia de piemontita, pumpellita y prehnita, indicadores de metamorfis-

mo de muy bajo grado o de alteración hidrotermal (Toselli *et al.*, 1990).

Los basaltos son de colores verdosos cuando frescos y rojizos si han sufrido oxidación. Se trata tanto de lavas almohadilladas como de coladas que exhiben formas onduladas y que parecen corresponder a consolidación subacuática de corrientes de lavas basálticas (Mannheim y Miller, 1996; Toselli *et al.*, 1990). Están compuestos de clinopiroxeno, plagioclasa, anfíbol, cuarzo, clorita, pumpellita, prehnita, epidoto, clinzoisita, sericita, albita, calcita, titanita, apatita y opacos. La textura dominante es equigranular intersertal, con fenocristales esporádicos de plagioclasa de hasta 1 milímetro. Son comunes las augitas, en cuyos bordes se nota el comienzo de la transformación a hornblenda fibrosa. En estas rocas los fenocristales suelen estar mucho más alterados que los de las andesitas y dacitas, siendo frecuente la serpentización.

Las lavas riodacíticas y riolíticas son blanco-amarillentas a verdosas. A veces muestran texturas de flujo. Están constituidas por cuarzo, plagioclasa, ortosa, biotita, clorita, epidoto, sericita, calcita, apatita, circón, allanita, titanita y opacos. Su textura es porfírica con fenocristales de cuarzo, feldespato y biotita de tamaño milimétrico. Son frecuentes los crecimientos de cuarzo y feldespato en forma gráfica.

Las rocas piroclásticas conforman, junto a las andesitas, el grupo más abundante. La abundancia local de grandes fragmentos volcánicos angulosos (más del 75%), envueltos en masas con fenocristales, indican que se trata de brechas piroclásticas y lapilli-tobas. Son en general de color verde oscuro. Los diferentes términos no están separados por límites netos, sino que existe una gradación continua en tamaño y/o composición. Aunque incluyen fragmentos de todos los tipos volcánicos, la composición dominante es andesítico-dacítica. Tanto los piroclastos como los fenocristales se ven afectados por corrosión, que puede ser intensa, dando lugar a productos de reacción complejos.

Las pelitas portadoras de graptolites aparecen junto a niveles tobáceos, los cuales contienen braquiópodos (*Orthoambonites* sp. y *Mimela* sp.), trilobites (*Hoekaspis* (M.) *megacantha* y *Anamitella tellechai*) y bivalvos (*Actinodonta*), gastrópodos (*Bucania*) y cefalópodos (*Protocameroceras*) (Toselli *et al.*, 1990).

La potencia de la unidad, según Maisonave (1979), llega a los 600 metros.

### *Geoquímica, marco geodinámico y ambiente de sedimentación*

Toselli *et al.* (1990) utilizaron el diagrama TAS (%Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O vs %SiO<sub>2</sub>) de Le Maitre (1989), para lograr una clasificación geoquímica de las rocas. Dicho diagrama ilustra composiciones que se corresponden con la clasificación modal de las rocas, utilizada para la descripción en el capítulo precedente. A pesar de esto, los mismos autores expresaron sus dudas acerca de la representatividad de las rocas que ahora se observan respecto a la composición química primitiva, dado el grado de alteración que las mismas presentan, posiblemente de origen hidrotermal, ya que existen evidencias para postular la erupción subacuática del magma. Esta alteración hidrotermal o metamorfismo de muy bajo grado, señalado por la presencia de pumpellita-prehnita en basaltos y rocas piroclásticas, habría sido suficiente para generar cambios químicos significativos.

Por esto, los autores recurrieron a la clasificación basada exclusivamente en elementos inmóviles de Winchester y Floyd (1977), que utiliza un parámetro sensible a la diferenciación (Zr/TiO<sub>2</sub>) y otro a la alcalinidad (Nb/Y). Los valores correspondientes a las muestras de la Formación Las Planchadas se concentran en el límite entre rocas alcalinas y subalcalinas, oscilando en composición desde los campos basálticos a los de riolita y riodacita, lo que es coherente con las descripciones realizadas.

Los diagramas discriminatorios del ambiente tectónico basados en el plutonismo granítico (Pearce *et al.*, 1984) pueden aplicarse a sus equivalentes volcánicos (rocas con más de 5% de cuarzo) como es el caso de los términos mesosilícicos y ácidos de esta unidad, dado que el magma prácticamente no sufre contaminación de los elementos implicados. Tanto Toselli *et al.* (1990) como Mannheim (1993) hacen uso de estos diagramas, donde las volcanitas intermedias a ácidas de esta formación muestran características geoquímicas de un arco magmático en situación compresiva, con clara tendencia sincollisional.

Los basaltos de esta formación presentan enriquecimientos en LIL (*large ion lithophile elements*, S hasta Th), tierras raras livianas (Ce y Sm) y P, típicos para rocas básicas de arco, según Mannheim (1993). El mismo autor señala que este enriquecimiento respecto al MORB representa el aporte efectuado en forma de fluidos hidratados por

fusión parcial de la placa subductada hacia las lherzolitas del manto.

Hecho el planteo precedente, cabe preguntarse hasta que punto las rocas intermedias a ácidas calcoalcalinas se encuentran relacionadas con los balsaltos de arco oceánico generados por fusión parcial de peridotitas mantélicas con aporte de una componente derivada de la placa subductada. Con este objetivo, Mannheim (1993) utilizó un diagrama tipo MPR (*molecular proportion ratio*) tomado de Pearce (1968) para identificación de rocas cogenéticas. La diferente pendiente de las curvas de las rocas básicas y félsicas obtenidas al plotear los valores en el diagrama ( $\text{SiO}_2/\text{Hf}$  vs  $1/\text{Hf}$ ) refleja la evolución independiente de ambos miembros terminales de la asociación magmática.

Las volcanitas de la Formación Las Planchadas se habrían generado en un contexto de arco volcánico interno o activo, el cual se habría desarrollado sobre un bloque siálico desprendido del borde occidental del paleomargen de Gondwana y desplazado hacia el oeste, dentro de un contexto de “cuenca marginal ensiática” (Saavedra *et al.*, 1998) o cuenca de retroarco *ss*. El ascenso de magmas básicos generados a partir de una fuente mantélica causó anatexis de las rocas de caja metamórficas, dando lugar a la suite intermedia a ácida de características calcoalcalinas heredadas.

Las rocas sedimentarias habrían sido depositadas en un ambiente marino litoral, concomitantemente con el volcanismo.

#### *Relaciones estratigráficas*

La unidad se apoya discordantemente sobre rocas de la Formación Espinal y sobre rocas de la Formación Suri (esta última relación no es observable dentro del área de estudio). Se encuentra intruida por cuerpos hipabisales de las formaciones Ñuñorco, La Ojota, Río Tendal y Vaquerano, y es sobreyacida por unidades carboníferas (Formación Agua Colorado) o más jóvenes.

#### *Edad y correlación*

Turner (1967) consideró a esta unidad como perteneciente a un evento posterior a la Formación Suri y la correlacionó con la Formación Morado, que representaría facies hipabisales correspondientes al mismo suceso magmático. Además, la facies sedimentaria de la Formación Las Planchadas es correlacionable con la Formación Molles.

Maisonave (1973) propuso que el evento volcánico debió ser anterior a la depositación de la Formación Suri.

Posteriormente, Aceñolaza y Toselli (1977, 1981) interpretaron al episodio volcánico como un hecho registrado hacia los niveles superiores de la Formación Suri (Arenigiano-Llanvirniano).

Más recientemente, de acuerdo a los datos de Aceñolaza y Rabano (1990) y Toselli *et al.* (1990), las volcanitas asociadas a pelitas fosilíferas llegarían hasta el Llanvirniano.

De acuerdo con los antecedentes mencionados y mientras no se tengan datos más precisos, se asigna a la Formación Las Planchadas al Ordovícico medio.

### **Formación Río Bonete (16)**

*Filitas, calizas, esquistos micáceos, cuarcitas, pizarras y lutitas*

#### *Antecedentes*

El primer hallazgo fosilífero que permitió certificar la presencia de Ordovícico en el sector septentrional de la Precordillera riojana fue descripto por Aceñolaza y Bernasconi (1969b). Más tarde, Aceñolaza (1971) aportó mayores datos acerca de los fósiles ordovícicos que se encontraron en dicha zona.

La denominación formal de la unidad se debió Aceñolaza *et al.* (1971), quienes propusieron su subdivisión en los miembros Caliza Las Damas y Esquistos Cerro Córdor.

Caminos (1972) realizó un perfil transversal de la Precordillera riojana, entre el cordón de la Escarcha y el paso de Comecaballos, en el límite con Chile. En él detalló las rocas ordovícicas sin asignarlas a ninguna unidad formal, aunque la descripción que hizo de las mismas indica que se trataba de la Formación Río Bonete nominada por Aceñolaza *et al.* (1971).

Maisonave (1979) estudió los afloramientos de rocas ordovícicas de los cerros de la Escarcha y Yegua Pircada y los asignó a la Formación Río Bonete.

Con posterioridad, Cravero *et al.* (1984) hicieron un análisis detallado de la formación en su localidad tipo, introduciéndole ciertas modificaciones, las que no serán seguidas en este trabajo. Tanto estos autores, como Kay *et al.* (1984), describieron las lavas almohadilladas espilitizadas halladas en la zona del río Bonete y las asignaron al Ordovícico. Kay *et al.* (1984) también presentaron datos geoquímicos

de las mismas y las ubicaron dentro de un marco tectónico regional.

En el presente trabajo se incluye a estas rocas volcánicas e hipabisales asociadas, como a las volcánicas aflorantes en el cerro Chuscho y en la localidad de Las Casitas, dentro de la Formación Chuscho, que será descrita a continuación.

### *Distribución areal*

Los afloramientos de esta formación se agrupan en el tercio occidental de la Hoja y constituyen, junto con las unidades neopaleozoicas, el extremo septentrional de la Precordillera como unidad independiente. Los afloramientos individuales se encuentran en general limitados por fallas inversas de alto ángulo.

La sección y área tipo de la unidad es la que se ve en la margen derecha del río Bonete, unos 1000 m aguas arriba de la junta con el Ciénaga Grande, donde pueden observarse los dos miembros definidos por Aceñolaza *et al.* (1971). El afloramiento más destacado del Miembro Caliza Las Damas compone el cerro Las Damas, fuera del perfil mencionado.

El Miembro Esquistos Cerro Cóndor tiene amplia distribución areal, principalmente a lo largo del río Bonete. Aflora, además, en otros tres sectores: al S de la quebrada de la Ramadita, donde conforma la Dorsal de la Orilla y el cerro Cóndor; al E del cerro Yegua Pircada, como un afloramiento aislado, y al SO del cordón de la Escarcha, en las nacientes y vertientes occidentales de la quebrada del río Potrerillos.

### *Litología*

Aceñolaza *et al.* (1971) propusieron el nombre de Formación Río Bonete para las leptometamorfitas y sedimentitas aflorantes en la quebrada homónima, subdividiéndola en dos miembros: Caliza Las Damas y Esquistos Cerro Cóndor. Esta subdivisión será utilizada en el presente trabajo sólo con el fin de organizar la descripción litológica, dado que ambos miembros no fueron diferenciados en el mapa adjunto.

El Miembro Caliza Las Damas, en su definición original, está compuesto por calizas de grano fino - *mudstones*-, color gris oscuro y blanquecino, masivas, con intercalaciones lenticulares de calizas grises finamente laminadas, que suelen poseer concreciones esféricas de chert, elongadas según la estra-

tificación. Al microscopio están compuestas por cristales de calcita con tamaño variable entre los 0,02 y los 0,7 mm, generados a partir de recristalización de material micrítico, con laminación determinada por la alternancia entre capas carbonáticas y pelíticas, o en algunos casos por la alternancia de capas de chert y carbonatos, junto a venillas discordantes de chert (Aceñolaza *et al.*, 1971).

Cravero *et al.* (1984) diferenciaron con criterios químico y textural, cuatro tipos de rocas calcáreas:

a) Calizas magnesianas: de color gris, con 1,1 a 2,1 % de MgO; representarían la facies original de sedimentación.

b) Dolomías calcíticas: de coloración rosada y amarillenta, 10,8 a 19,5 % de MgO; serían producto del metasomatismo de (a).

c) Esquistos calcáreos: de color oscuro y estructura bandeada, y

d) Brechas calcáreas de origen tectónico.

Mencionaron, además, la presencia de rocas granoblásticas vetiformes, asociadas a esquistos del Miembro Cerro Cóndor, y que habían sido descritas por Caminos (1972) como "calcifilitas", indicando este último autor que se trataba de rocas de grano muy fino, compuestas por actinolita, clorita, epidoto, albita y titanita, a veces con porfiroblastos de epidoto y nódulos compuestos por epidoto y albita. Según Cravero *et al.* (1984) representan el producto del metamorfismo de contacto producido por los diques diabásicos (Formación Chuscho) que intruyen a la sucesión sedimentaria.

Dentro del Miembro Esquistos Cerro Cóndor, Aceñolaza *et al.* (1971) agruparon cuarcitas y esquistos micáceos inyectados con venas y filones de cuarzo lechoso, que constituyen los términos más metamorfizados, y esquistos clorítico-sericíticos, filitas y arcilitas negras, con intercalaciones de arcilitas verdosas y cuarcitas oscuras, que representan el protolito con mínimo metamorfismo, en bancos de hasta 15 m de potencia. Caminos (1972) describió rocas con menor grado de metamorfismo promedio: pizarras, filitas y lutitas pizarrosas alternando con metagrauvas.

Caminos (1972) indicó la existencia de "rocas con efectos de metamorfismo de contacto", debido a la intrusión de los cuerpos graníticos del río Potrerillos y del cerro Las Tunas, que produjo esquistos (a partir de protolitos sedimentarios) con mayor tamaño de grano, hornfels y pizarras moteadas por nódulos de sericita, probablemente reemplazando a andalusita.

Las rocas volcánicas intercaladas en esta unidad han sido mapeadas y descritas separadamente como Formación Chuscho.

El espesor total de la formación, estimado por Maisonave (1979), es de 1000 metros.

#### *Estructura interna*

La deformación dúctil registrada en la pila sedimentaria es intensa, con plegamiento apretado y disarmónico, tal como lo notara Caminos (1972). Los rumbos de la estratificación registrados por este autor a lo largo del río Bonete varían entre Az 170° y 150°, aunque llegan a disponerse E-O. Los indicios de estratificación desaparecen por sectores debido al desarrollo de uno o más planos de clivaje. Cravero *et al.* (1984) señalaron que los esquistos se presentan verticalizados, con rumbo variable entre NE-SO a N-S, mientras que las calizas, además, se hallan cortadas por numerosas fracturas de alto ángulo y bajo rechazo.

#### *Relaciones estratigráficas*

La base de la formación ha sido observada por Maisonave (1979) en la vertiente oriental de la quebrada de Potrerillo, al S del cerro Yegua Pircada, donde los esquistos y calizas se asientan en discordancia sobre rocas de la Formación Espinal.

Los estratos del Miembro Caliza Las Damas se disponen en forma concordante, intercalados entre los del Miembro Esquistos Cerro Cóndor en la quebrada del río Bonete (Cravero *et al.*, 1984). Según Caminos (1972), las calizas llegan a formar potentes lentes y cuerpos globosos, de hasta 300 m de espesor.

El techo de la unidad es una discordancia, a través de la cual bancos conglomerádicos asignados a la Formación Punilla-Formación Jagüé, de edad devónico-carbonífera inferior, se asientan sobre el Miembro Esquistos Cerro Cóndor y sobre las lavas almohadilladas de la Formación Chuscho.

Los *stocks* graníticos del río Potrerillos y del cerro Las Tunas han generado contactos de tipo intrusivo, tal como lo evidencia el metamorfismo de contacto que presentan los esquistos (ver litología).

#### *Ambiente de sedimentación y condiciones tectónicas de emplazamiento*

Aceñolaza *et al.* (1971) atribuyeron la sedimentación de las calizas y las sedimentitas y protolitos

siliciclásticos a un ambiente de baja energía. Las brechas calcáreas de origen tectónico descritas por Cravero *et al.* (1984) hacen pensar en un cierto grado de inestabilidad en el ambiente, que según Kay *et al.* (1984) podría ubicarse cercano al talud continental.

La estructura almohadillada que exhiben las lavas intercaladas en la secuencia (Formación Chuscho) indica condiciones de emplazamiento subbácico.

El hecho que la *suite* de rocas aquí descrita pueda haber estado asociada a un ambiente tectónico común lleva, en este trabajo, a considerarlas como depositadas en un medio marino profundo, probablemente cercano al talud continental.

#### *Contenido fosilífero*

Aceñolaza *et al.* (1971) reconocieron en las lutitas dispuestas inmediatamente sobre las calizas la siguiente fauna: *Glossograptus ciliatus* Emmons; *Glossograptus ciliatus* Emmons cf. Var. *Douglasi* (Lapw); *Glossograptus* sp.; cf. *Glossograptus* sp. y *Ctenodonta bonetensis* Aceñolaza.

#### *Edad y correlación*

Aceñolaza *et al.* (1971) atribuyeron al Ordovícico medio (Llandeillano) a los niveles fosilíferos de la formación, aclarando que es posible la existencia de otros pisos ordovícicos dentro de la misma, por ejemplo el Llanvirniano, correspondiente a la edad de la Formación San Juan, con la que estos autores correlacionaron al Miembro Caliza Las Damas. Teniendo en cuenta la posición estratigráfica de la caliza y los niveles fosilíferos, señalaron la posibilidad que los esquistos que se encuentran por debajo sean de mayor edad, mientras que los que se superponen sean caradocianos.

Cravero *et al.* (1984) correlacionaron a la unidad (que designaron como Formación Quebrada Seca, y que corresponde a la sección superior del Miembro Esquistos Cerro Cóndor en este trabajo) con la Formación Yerba Loca descrita por Furque (1979), a la que este autor asignó al Caradociano.

Las lavas almohadilladas asociadas (Formación Chuscho) pertenecen al Ordovícico, de acuerdo con una datación obtenida por el método U/Pb que arrojó una edad de 454 Ma (Caradociano).

En conclusión, se considera que la Formación Río Bonete se habría depositado en el lapso comprendido entre el Ordovícico medio y el Caradociano.

## Formación Chuscho (17)

*Basaltos y diabasas (estructura almohadillada), diques y filones diabásicos*

### *Antecedentes*

Con el nombre de Andesita Cerro Chuscho, Aceñolaza *et al.* (1971) se refirieron a las rocas ígneas que afloran en el cerro Chuscho, en Punta del Agua y en Las Casitas, todas ubicados en la Precordillera de Jagüé. Consideraron a estos cuerpos como comagmáticos y contemporáneos, agrupándolos en un ciclo magmático de edad tournaissiana inferior a media. Por su parte, Aceñolaza (1971) mencionó a los afloramientos arriba citados como Andesita de Punta del Agua.

González y Bossi (1986) fueron los primeros en dar a estas rocas la denominación de Formación Punta del Agua.

Cravero *et al.* (1984) reseñaron la Formación Río Bonete, integrada por esquistos y calizas y separaron de esta unidad, a sedimentitas marinas que asignaron a la Formación Quebrada Seca. Citaron, además, que las sedimentitas están parcialmente cubiertas por efusivas básicas (lavas almohadilladas) y cortadas por sus diques asociados.

Kay *et al.* (1984) describieron las lavas almohadilladas y espilitizadas que se hallan en la boca del río Bonete y las ubicaron en el Ordovícico. Según estos autores, componen una faja de rocas básicas emplazadas a lo largo del margen occidental de la Precordillera, desde Jagüé hasta el sur de Uspallata. Interpretaron a estas rocas como ofiolitas, asignándolas al complejo ofiolítico famatiniano (Haller y Ramos, 1984). Más tarde, Toselli y Durand (1996) con la denominación de Formación Chuscho, agruparon a los afloramientos del cerro Chuscho y a volcanitas andesíticas similares aflorantes en el cerro Las Casitas, vinculando este volcanismo al ciclo precordillerano, que situaron en el Neopaleozoico.

Finalmente, Fauqué y Villar (2003) consideraron la petrología y génesis de estas rocas. Además, separaron de la Formación Chuscho a las Andesitas Punta de Agua (Formación Punta del Agua), que son andesitas orogénicas de arco volcánico, de acuerdo a sus características geoquímicas, con edades que irían desde el Carbonífero superior al Pérmico inferior.

### *Distribución areal*

El complejo de volcanitas máficas (lavas almohadilladas y diques diabásicos) que componen

esta unidad aflora principalmente en dos sectores. El primero corresponde a la margen derecha de la quebrada del río Bonete, aproximadamente desde la desembocadura del arroyo Chuscho hasta el bolsón de Jagüé; el segundo a las laderas orientales de los cerros Chuscho y Agua de los Caballos. También hay afloramientos de rocas filonianas en diversos sectores, en la quebrada del río Bonete y en las quebradas que descienden de los cerros antes citados.

### *Litología*

La localidad clásica es el cerro Chuscho, el que está integrado por coladas de lavas almohadilladas constituidas por almohadillas redondeadas a subredondeadas, con un diámetro medio de 0,50 a 1,20 metros. El color de estas lavas es gris verdoso a verde oscuro en fractura fresca, presentando pátinas de alteración castaño rojizas (Figura 2). A simple vista su textura es afírica. La estructura en almohadilla está muy definida en la parte media y superior de los afloramientos, con líneas de fluidez bien marcadas y deformación plástica de las almohadillas debido al estado viscoso durante su apilamiento (Figura 3). Son muy notables los bordes rápidamente enfriados que generan una corteza de coloración verde claro y aproximadamente 5 cm de espesor, compuestos por vidrio.

Las lavas almohadilladas del cerro Chuscho son basaltos y diabasas; la textura de los basaltos es porfírica a glomeruloporfírica seriada. Los fenocristales son de: olivina idiomorfa, clinopiroxeno (augita) a veces maclado y plagioclasa subhedral, tabular, con distintos grados de alteración. Se ven glomérulos formados por agregados de clinopiroxeno (augita) o asociaciones de clinopiroxeno y plagioclasa cálcica. Las texturas de las lavas son variables. Se han distinguido unas de tipo afanítico criptocristalino integradas por vidrios basálticos que pueden estar devitrificados y contener microlitos de plagioclasa cálcica o piroxeno; o intersertales constituidas por plagioclasa cálcica y clinopiroxeno en una mesostasis vítrea. En las pastas afaníticas, vítreas, pueden destacarse xenocristales anhedrales de espinelo de color caramelo pálido, de bordes concoides donde concentran una aglomeración de diminutos corpúsculos de minerales opacos; éstos se formaron probablemente por reacción del xenocristal con el medio magmático. Se observan amígdulas.

Los bordes de las lavas almohadilladas son de textura hipocristalina y están formados por vidrio



**Figura 2.** Aspecto de los afloramientos de las lavas almohadilladas en el cerro Chusco. Sobre el fondo oscuro de la roca se destacan pátinas de alteración castaño rojizas.



**Figura 3.** Lavas almohadilladas de la Formación Cerro Chusco aflorantes en la quebrada del Salto. Se observa la zona de borde congelado de las almohadillas de color más claro y zonas con carbonatos que rellenan espacios entre las mismas.

devitrificado en el que predominan las fracturas concoides.

Las alteraciones son: acidificación de la plagioclasa (albitización), moderada sericitización y escasa proporción de arcillas; también pueden estar alteradas a epidoto y clorita y a prehnita a partir de veinillas. Se reconocieron fracturas rellenas de serpentina.

### *Génesis y ambiente de emplazamiento tectónico*

La Formación Chuscho está compuesta por un complejo de volcanitas máficas intraordovícicas, representado por diques y filones de diabasas y basaltos de estructura almohadillada (*pillow lavas*). Conforman una facies ofiolítica asociada con las sedimentitas ordovícicas y, por lo tanto, quedarían incluidas en la Faja Ofiolítica Famatiniana de la Cordillera Occidental.

A esta conclusión llegaron Fauqué y Villar (2003), al utilizar elementos químicos, tanto mayoritarios como minoritarios en diagramas de discriminación tectónica, donde los análisis de las lavas caen dentro del campo de los basaltos de fondo oceánico.

El trabajo de Kay *et al.* (1984) sobre las volcanitas que afloran en la desembocadura del río Bonete (incluidas en la Formación Chuscho), menciona que los patrones de distribución de tierras raras de estos basaltos están caracterizados por un enriquecimiento en elementos de la fracción liviana. A partir de consideraciones de campo y geoquímicas (por comparación con otras rocas de origen tectónico conocido), Kay *et al.* (1984) propusieron como ambiente más probable para la generación de estas lavas una dorsal oceánica anómala en etapas tempranas de evolución, próxima a un margen continental, si bien no deben ser excluidas otras opciones, como un ambiente de retroarco o de dorsal oceánica de tipo transicional o pluma.

Los basaltos almohadillados de la Cordillera Occidental se asocian a la apertura de un *rift* oceánico de cuenca marginal, formado durante la acreción de Chileña en el Cámbrico-Ordovícico (Kay *et al.*, 1984; Ramos *et al.*, 1984; Villar, 1998; Villar y Escayola, 1999). Las rocas obductadas como consecuencia del cierre de la cuenca oceánica (Ramos *et al.*, 1984) señalan la sutura que separaría los terrenos Chileña y Cuyania (Ramos *et al.*, 2000).

Sus características tectónico-magmáticas parecen variar a lo largo del *rift* oceánico cámbrico-ordovícico: de N-MORB en la Cordillera Frontal, pa-

san a E-MORB (P-MORB) en la Cordillera de La Rioja (Fauqué y Villar, 2003). La variación de estas características se debe muchas veces al cambio de elevación del *rift* inicial respecto del manto (Wilson, 1991).

### *Relaciones estratigráficas*

A lo largo de las quebradas del Chuscho y del Salto, tributaria de la primera, se pueden observar dos generaciones de diques, unos básicos y otros mesosilícicos, que intruyen la secuencia ordovícica de la Formación Río Bonete. La primera está conformada por filones de diabasas y basaltos dispuestos de manera pseudoconcordante a netamente concordantes en relación con las filitas, pelitas y areniscas. Los diques tienen bordes enfriados de 10 cm, con sistemas de fracturas perpendiculares al contacto y centros masivos, de textura más gruesa con líneas de fluidalidad. La composición similar de los filones y las lavas almohadilladas, su concordancia con el rumbo de la esquistosidad de la secuencia ordovícica y la deformación conjunta que han sufrido con esta última, induce a vincular a estos cuerpos al episodio magmático del cerro Chuscho. La segunda generación está representada por los equivalentes hipabisales de la Formación Punta del Agua, los que forman diques de andesitas porfíricas con grandes fenocristales de plagioclasa de hasta 2-3 cm de largo, similares a las rocas que afloran en Punta del Agua. Dichos diques atraviesan discordantemente a los esquistos, a las sedimentitas y a las lavas almohadilladas.

Agua arriba, en la quebrada del Salto, los basaltos almohadillados se apoyan discordantemente sobre las filitas. Esta discordancia puede significar una superficie de *detachment* de la ofiolita.

Interdigitadas en las lavas almohadilladas aparecen intercalaciones delgadas de filitas verdosas y cuarcitas rojizas de la Formación Río Bonete, con rumbo general este-oeste y posición subvertical.

En las cabeceras de la quebrada del Salto se observó un conglomerado basal de la Formación Jagüé, que cubre discordantemente a las lavas almohadilladas. Este contacto discordante también fue encontrado entre las areniscas y las filitas ordovícicas en la margen derecha de la quebrada del Salto. Como puede advertirse, la superficie de discordancia se halla labrada tanto sobre las sedimentitas y filitas ordovícicas como sobre las lavas almohadilladas; el plano de discordancia se extiende por la ladera de los cerros hasta las proximidades de la

cumbre del cerro Chuscho, rodeando “en cubrimiento” discordante al basamento pre-devónico.

### Edad

Con el objetivo de acotar la edad definida por la geología de campo, se realizó un análisis geocronológico de las lavas almohadilladas. La muestra del cerro Chuscho fue estudiada por geocronología isotópica de U/Pb sobre circones. Un circón primario que refleja la edad de cristalización de la roca arrojó una edad de 454 Ma (Caradociano).

Las sedimentitas asociadas a las lavas almohadilladas fueron asignadas por Aceñolaza *et al.* (1971) al Ordovícico medio. Sin embargo, los mismos autores señalaron que los esquistos superiores de la secuencia podrían corresponder al Caradociano.

Por otro lado, Cravero *et al.* (1984) designaron como Formación Quebrada Seca a la parte superior del Miembro Esquistos Cerro Cóndor de la Formación Río Bonete y la correlacionaron con la Formación Yerba Loca que Furque (1979) asignara al Caradociano.

Finalmente, se puede concluir por las relaciones estratigráficas observadas, por los antecedentes citados y por la datación radimétrica, que la Formación Chuscho tendría una edad que abarcaría el lapso ordovícico medio-caradociano.

### Correlaciones

Estas rocas se correlacionan con el resto de los basaltos de *rift* oceánico aflorantes hacia el sur, en el margen occidental de la Precordillera. Es decir, con aquellos ubicados en Uspallata, Calingasta, sierra del Tigre, río Jáchal (Cuesta del Viento). También pueden correlacionarse, hacia el norte, con los afloramientos de lavas almohadilladas de la Puna.

### Granitoides Cerro Toro (22)

*Tonalitas, monzogranitos, gabros y enclaves magmáticos ricos en hornblenda*

### Antecedentes

Toselli *et al.* (1988) denominaron a esta unidad Tonalita Cerro Toro. En ella, incluyeron a la serie magmática aflorante en el contrafuerte occidental del Sistema de Famatina a la latitud de Villa Castelli y la describieron como conformada en su mayoría por tonalitas, que constituyen la roca dominante de los cerros Toro y La Puntilla y se extienden hacia el

este hasta las sedimentitas y volcanitas que forman la cuchilla Negra, que la separan de los granitoides de la Formación Ñuñorco.

Esta unidad fue estudiada por Hausen (1921, 1933), quien citó la presencia de tabiques metamórficos y formación de brechas, e interpretó a las tonalitas como magmas híbridos, formados por asimilación extrema de roca de caja. De Alba (1954), en la Hoja Villa Unión a escala 1:200.000, y Turner (1964) en la Hoja Vinchina a escala 1:200.000, hicieron mención de la unidad incluyéndola en el primer caso dentro de las rocas eruptivas post ordovícicas y en el segundo caso dentro de la Formación Guacachico.

### Distribución areal

La unidad aflora en el extremo austral de la Hoja, constituyendo el contrafuerte occidental de la sierra de Famatina a esa latitud, siendo la roca dominante del cerro Toro, desde donde se extiende hacia el este hasta las sedimentitas y volcanitas que forman la cuchilla Negra, que la separan de los granitoides de la Formación Ñuñorco. Fuera del área de estudio, las mismas rocas aparecen al oeste del valle de Vinchina en asomos pequeños intruyendo las metamorfitas de la Formación Espinal (Turner, 1964), en los pequeños cerros El Asperecito, Cerrillo y Ventanita.

### Litología

Son dominantes los afloramientos de tonalitas (90%), con variaciones biotíticas a biotítico-anfibólicas, junto a enclaves magmáticos ricos en hornblenda, con cantidades menores de gabros y monzogranitos, cortados por diferenciados pegmatíticos póstumos (Saavedra *et al.*, 1996).

La petrografía y mineralogía que se detalla a continuación se basa en el trabajo de Saavedra *et al.* (1996). Describen a los granitoides como texturalmente equigranulares, de grano grueso a medio. La plagioclasa, el mineral más abundante, se presenta en tablas subhedrales, con composición bastante uniforme (An<sub>40-45</sub>), en algunos casos con maculado compuesto y abundantes inclusiones. El cuarzo frecuentemente de extinción ondulosa, en algunos casos corroe a los feldespatos, o aparece incluido en ellos. El feldespato potásico, mayormente microclino, con o sin pertitas, muestra en ocasiones un borde albítico o mirmequítico en el contacto con la plagioclasa, a veces constituye cristales idiomorfos

de tamaño mayor, conteniendo a otros minerales, como cuarzo, plagioclasa, biotita e incluso otros microclinos. Biotita y hornblenda son los mafitos más abundantes; es común la alteración a clorita y cierta deformación. La hornblenda, en algunas ocasiones dominante, desarrolla cierto carácter poiquilítico, con inclusiones de minerales opacos, titanita y biotita; es frecuente el desarrollo de hornblenda a partir de biotita. En los términos más básicos se presentan hornblendas pseudomorfas a partir de olivina o piroxenos y transformación ocasional de hornblenda a una mezcla de biotita, cuarzo y epidoto. El epidoto es muy común y puede ser interpretado como de origen primario y secundario, es más abundante en las facies básicas y suele tener inclusiones de núcleos de ortitas y de minerales opacos. Las cloritas provienen de la alteración de minerales ferromagnesianos. La titanita se halla en granos aislados o rodeando a opacos. La apatita y el circón pueden tener hábito alargado, indicando enfriamiento rápido del magma básico, o en prismas cortos, índice de enfriamiento lento normal.

Los enclaves máficos son oscuros y de forma redondeada a elipsoidal. Tanto su granulometría como su nivel de diferenciación son inferiores respecto al englobante y las texturas son típicamente ígneas.

Los autolitos aparecen dispersos en el granitoide anfibólico regional, aunque a veces se concentran en áreas determinadas. Es en estas áreas donde es posible observar fenómenos de dispersión de fundido básico dentro del ácido englobante, generando una mezcla o emulsión, que rodea los enclaves máficos alargados (pasillos de enclaves). Esta mezcla homogénea de magmas de distinta acidez (*mixing*) junto a magma incompletamente mezclado, con partes diferenciables de fluidos de distinta acidez (*mingling*) se da también en las proximidades de carácter más máfico, que gradan a la tonalita regional, más leucocrática, a través de zonas de mezcla incompleta con aspecto de *schlieren*.

Los enclaves se presentan en dos modalidades: 1) dispersos en la tonalita, como cuerpos elipsoidales de pocos cm de diámetro, orientados según la foliación de la caja, con contenidos de hornblenda y biotita superiores a los de la roca hospedante, y 2) formando canales o enjambres de enclaves ovoidales que probablemente constituyeron diques sinplutónicos y que fueron luego desmembrados. En las zonas entre los enclaves se advierte una notoria hibridización de la roca hospedante, con fajas de *schlieren*, con concentraciones de hornblenda y biotita.

Los enclaves son a menudo porfíricos, con fenocristales de plagioclasas similares a los de la tonalita hospedante, junto a desarrollos poiquiloblásticos de plagioclasa, hornblenda y biotita, que evidencian una marcada recristalización post deformacional.

Las inclusiones se componen de anfibolitas y esquistos cuarzo micáceos, las primeras son las más abundantes, constituyen extensos colgajos (*roof pendants*) dentro de los granitoides, de tamaño variable hasta de algunos metros.

### *Relaciones estratigráficas*

Los Granitoides Cerro Toro intruyen al basamento metamórfico típico de las Sierras Pampeanas Occidentales, de grado medio a alto, asignado a la Formación Espinal (Turner, 1964), diferente del observable en el mismo Sistema de Famatina, que es de bajo grado.

La unidad está en contacto tectónico con las sedimentitas y volcanitas ordovícicas de la Formación Suri, aflorantes en el área de la cuchilla Negra.

### *Génesis y ambiente tectónico de emplazamiento*

Los datos y conclusiones que siguen han sido extractados del trabajo de Saavedra *et al.* (1996).

El intrusivo es de carácter mesozonal y presenta foliación no cataclástica bien desarrollada. La presión de cristalización, calculada a partir del contenido de aluminio en la hornblenda, fue de aproximadamente 6 Kbar, correspondiente a una presión media dentro de un metamorfismo barrowiano.

Los Granitoides Cerro Toro muestran un alto rango de variación en el contenido de SiO<sub>2</sub> (46-76%). Los mismos son meta a peraluminosos. El material metasedimentario habría sido asimilado casi totalmente, sobreviviendo pocas inclusiones. Esta sería la causa fundamental de la alta relación isotópica inicial <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr de 0,7097, indicativa de un origen profundo, probablemente corteza inferior.

Las rocas tienen caracteres principalmente calcoalcalinos, mientras que las más ricas en hierro (gabros) presentan trenes de diferenciación toleíticas.

Todas las evidencias apuntan a un magma de composición intermedia y de origen profundo, con importante contaminación cortical en niveles altos de la corteza, subsistiendo las metabasitas como brechas anfibolíticas.

Al plotear los valores de Y vs Nb y de Rb vs (Y + Nb) en los diagramas de Pearce *et al.* (1984), las

rocas se proyectan en el campo de arco volcánico (VAG).

#### *Edad y correlación*

La edad obtenida a partir de una isocrona Rb/Sr (sobre roca total de gabros, granodioritas y granitos), es de  $456 \pm 14$  Ma, la que ubica a la unidad dentro del Ordovícico superior (Saavedra *et al.*, 1992). El granito aflorante en el cerro Toro muestra, hacia el oeste, rocas de caja metamórficas de mediano a alto grado, al igual que los granitoides San Agustín-Cerro Blanco y Paganzo (Saavedra *et al.*, 1992), revelando todos ellos caracteres geoquímicos meta-peraluminosos, toleíticos en parte, lo cual sugiere un origen común y diferencias notables con los restantes granitos del Sistema de Famatina (Saavedra *et al.*, 1996).

De acuerdo con los datos aportados por la isocrona Rb/Sr, la edad de los Granitoides Cerro Toro sería ordovícica media a superior. Hasta tanto se cuente con más información, se asigna dicha edad a la misma.

### 2.3.3. ORDOVÍCICO-SILÚRICO

#### **Granito Copacabana (18)**

*Monzogranitos, granodioritas y dioritas subordinadas*

#### *Antecedentes*

Sosic (1972) investigó las rocas graníticas que constituyen la sierra de Copacabana, incluyéndolas dentro de la unidad que llamó Rocas Graníticas del Precámbrico. Este autor estudió las rocas macroscópicamente y reconoció la intensa deformación tectónica y las notables variaciones estructurales y texturales que presentaban.

Recientemente, López y Toselli (1996) efectuaron una completa descripción petrográfica y mineralógica de esta unidad, acompañada de análisis geoquímicos.

Saavedra *et al.* (1998), en un trabajo de síntesis regional, aportaron precisiones acerca de la petrogénesis de estos granitoides, situándolas dentro de un esquema de evolución paleotectónica.

#### *Distribución areal*

Estas rocas afloran en un único cuerpo, en la parte central de las sierras de Copacabana, la cual es una unidad orográfica elongada en sentido meridional de aproximadamente 40 km de longitud. Ha-

cia el N y el S, el afloramiento se haya limitado por dos zonas de milonización (ver Milonitas Paimán y Copacabana).

#### *Litología*

Los granitoides, composicionalmente monzogranitos y granodioritas con deformación variable, son predominantes y las variedades porfíricas dominan sobre las equigranulares. Esta textura está determinada por fenocristales de microclino algo peritítico, cuyas dimensiones varían entre 1 y 10 cm, desarrollados en una mesostasis de grano grueso, de color gris blanquecino a rosado, de hábito prismático y desarrollo poiquilítico. La matriz está compuesta de cuarzo, plagioclasa y microclino, además de biotita, muscovita, titanita, circón, epidoto y apatita. La plagioclasa constituye entre 30 y 40 %, le siguen en orden de abundancia cuarzo (30 al 45 %) y microclino (10 al 40 %).

Las facies equigranulares son de grano grueso y características texturales y mineralógicas similares a la mesostasis de las rocas porfíricas descritas.

Las dioritas están subordinadas arealmente a los granitoides, mostrando interrelaciones con éstos.

#### *Génesis y ambiente de emplazamiento tectónico*

Desde el punto de vista geoquímico las rocas tienen una tendencia calcoalcalina normal. El alto contenido de potasio de los granitoides porfíricos, junto a índices de aluminosidad que varían entre 0,7 y 1,4, revelan una importante influencia cortical. Los diagramas de interpretación tectónica de Pearce *et al.* (1984), indican para estas rocas un ambiente de emplazamiento transicional entre sincolisión (SynCOLG), intraplaca (WPG) y arco volcánico (VAG).

La presencia de relictos de roca de caja metamórfica de bajo grado, con fenómenos de metamorfismo de contacto que desarrolla cordierita y andalusita, sumada a venas cuarcíferas con wolframita, son indicios de emplazamiento somero, en zonas con presiones inferiores a 3 Kbar. Sus caracteres son de transición hacia los típicos de las Sierras Pampeanas Orientales.

#### *Relaciones estratigráficas*

La caja de estas rocas está constituida por metamorfitas representadas por esquistos biotíticos

epidóticos de mediano grado, que afloran esporádicamente en el extremo NE y a lo largo de la ladera occidental de la sierra.

Si bien el grado de metamorfismo de los granitoides es variable, se ha separado dentro de los mismos a las rocas con máxima deformación, que han sido agrupadas en la unidad Milonitas Paimán y Copacabana por lo que el contacto entre ambas unidades no es neto, sino de tipo transicional, interpretándose al granito como protolito de estas rocas metamórficas, a diferencia de las antes descritas, que son más antiguas y actuaron como encajantes.

#### *Edad y correlaciones*

Sobre la base de similitudes mineralógicas, petrográficas, continuidad de fábrica y ambiente de emplazamiento, se considera a esta unidad equivalente a la Formación Paimán. Para esta última, Pérez y Kawashita (1992) reportaron edades de 459 Ma y 450 Ma, obtenidas por el método Rb/Sr.

Puede decirse que ambos granitos muestran rasgos de transición entre los típicos del Sistema de Famatina y los de las Sierras Pampeanas: la presencia de magmatismo básico es todavía una constante, aunque también se hacen notables las características porfíricas que en el resto del Sistema de Famatina están prácticamente ausentes.

Debido a que éste, es un trabajo de recopilación y por lo tanto no se han llevado a cabo estudios específicos, se mantiene la edad ordovícico-silúrica asignada a estos granitoides famatinianos por Rapela *et al.* (1999).

#### **Formación Paimán (19)**

*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 porfírico que constituye el flanco oriental de la sierra de Velasco y gran parte de la sierra de Paimán. El mismo autor, dentro de la Hoja Geológica 15d-Famatina (Turner, 1971) hizo una detallada descripción de las diferentes litologías que constituyen esta última sierra.

Recientemente, trabajos petrológicos y geoquímicos, llevados a cabo por Durand *et al.* (1991), Lorenc y Pérez (1987), Lorenc (1990), Pérez (1988,

1991), Pérez y Kawashita (1992) y Toselli *et al.* (1994), cubren aspectos particulares de la geología de la sierra de Paimán.

#### *Distribución areal*

La Formación Paimán compone la mayor parte de las rocas aflorantes en la sierra homónima, en el sector sudeste de la comarca. El afloramiento tiene rumbo submeridiano, alcanzando su ancho máximo en el extremo norte de la sierra. Se extiende desde el río de Las Campanas, al norte, hasta más allá de los límites sur y este de la Hoja.

Los afloramientos están marginados en la mayoría de los casos por coberturas cuaternarias, mientras que hacia el oeste, en el faldeo occidental del filo Ramblones, una falla actúa limitando los afloramientos.

#### *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 de ancho, en una masa constituida esencialmente por cuarzo y biotita, en cristales de hasta 1 centímetro. Las tonalitas, en proporción subordinada, son biotítico-hornblendíferas y de grano medio.

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

Las pegmatitas están formadas por cuarzo, micas, feldespatos y turmalina.

Los gabros conforman los núcleos de los plutones de la zona de Campanas, rodeados por dioritas, con frecuente epidotización de minerales opacos, como óxidos de Fe y Ti, que gradan hacia afuera a tonalitas, granodioritas y granitos. Al sur del área comprendida por la Hoja, en el sector de cerro Anguinán, 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 de aspecto metamórfico típico son raros. Los enclaves dobles (aplíticos-granodioríticos) y los que tienen fenocristales, dispersos en el granito como los asociados a las rocas máficas, son frecuentes, lo mismo que la ocurrencia de bordes de enfriamiento.

#### *Relaciones estratigráficas*

La Formación Paimán está intruida en rocas metamórficas de bajo a muy bajo grado, asignadas a la Formación Negro Peinado (en el área de estudio, el contacto entre ambas unidades es siempre de tipo tectónico). Sobre el granito, se asientan en discordancia sedimentitas continentales del Carbonífero, correspondientes a la Formación Agua Colorada, que en la Hoja Tinogasta afloran en la zona de cuesta de La Aguadita. Hacia el oeste, en la vertiente occidental del filo Ramblones, una falla limita al granito y coloca sobre el mismo a sedimentitas terciarias asignadas a la Formación El Durazno.

#### *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, por los vestigios de cubierta metamórfica de bajo grado y por cornubianitas de andalusita 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).

#### *Edad y correlación*

Hasta el momento, no se han podido obtener edades ciertas de la cristalización de los granitoides y de las rocas básicas, ya que las edades K/Ar de varios autores reflejan esencialmente edades de enfriamiento o de deformación cataclástica. Recientemente, Pérez y Kawashita (1992) obtuvieron iso-

cronas de referencia de Rb/Sr, cuyas relaciones iniciales fueron logradas a partir de datos K/Ar, para la Formación Paimán, de 450 Ma, y para las rocas máficas del extremo norte de la sierra, de 459±29 Ma.

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

En el presente trabajo, se asigna una edad ordovícico-silúrica a estos granitoides famatinianos de acuerdo con Rapela *et al.* (1999).

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

### 2.3.4. ORDOVÍCICO-DEVÓNICO

#### **Formación Ñuñorco (20 y 21)**

Está integrada por una serie de plutonitas que constituyen el cuerpo principal de la sierra de Famatina y continúan hacia el sur en las sierras de Sañogasta y Vilgo. Los Granitoides se hallan intruidos por diques de lamprófiro, levemente más jóvenes, que son incluidos en la unidad y descriptos como Facies hipabisal.

#### **Granitoides (20)**

*Granodioritas, monzogranitos y tonalitas, con estructura cataclástica*

#### *Antecedentes*

Stelzner (1885) realizó las primeras observaciones geológicas en la sierra de Famatina y otorgó edad post silúrica a las rocas graníticas aflorantes. Bodenbender (1922a, b) describió detalladamente los caracteres litológicos de estas rocas, a las que denominó Rocas eruptivas, y les asignó edad post ordovícica. El nombre formacional actual fue creado por Turner (1962), para denominar a las rocas graníticas que afloran en el Sistema de Famatina, y que se corresponden con las Rocas Eruptivas, Formación Guacachico y parte de la Formación Narváez, nombres anteriores utilizados por el mismo autor, como así también con la Formación Sañogasta de Fidalgo (1968). En trabajos más recientes se hicieron estudios radiométricos para determinar la edad

de los granitos (McBride, 1972; Villar Fabre *et al.*, 1973; Toselli, G., 1978; González *et al.*, 1985). El quimismo de esta unidad fue analizado por Toselli *et al.* (1996a).

### *Distribución areal*

Estas plutonitas constituyen el núcleo central y área más encumbrada del Sistema de Famatina. En la Hoja Tinogasta los afloramientos se disponen con rumbo meridional, distinguiéndose dos sectores con importante desarrollo de los mismos.

En el sector austral de la Hoja se encuentra el mayor afloramiento de esta unidad, que se extiende desde más allá del límite sur del área de estudio, hasta el Morro de Las Planchadas, hacia el norte. Asomos menores se hallan en la ladera oriental de los Nevados de Famatina, entre los cerros Overo y Pelado; también aflora más al este, en la zona de cerro Ñuñorco y en la bajada hacia el río Amarillo, al oeste del poblado de Famatina.

En el sector septentrional se distinguen tres cuerpos mayores, de desarrollo meridional. El más occidental se encuentra en la zona de la pampa de Las Vetas hasta el límite de la Hoja, por el norte; el segundo se despliega en el pie de la vertiente occidental del cerro Negro de Rodríguez y el más oriental está ubicado entre el portezuelo del Abra por el oeste y el río de Rodríguez por el este. Junto a estos tres cuerpos mayores existen afloramientos menores entre El Chuscho y El Peñón y otros cercanos a la mina Alumbra.

### *Litología*

Las especies dominantes son granodioritas y monzogranitos biotíticos, de grano medio a grueso. Las tonalitas, con anfíbol y biotita, constituyen siempre cuerpos menores. En muestra de mano, las granodioritas y monzogranitos poseen color rosado claro y están formadas por feldespato potásico (dominante), cuarzo, plagioclasa y minerales máficos (hornblenda y biotita). Las tonalitas tienen color gris verdoso y se componen de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y minerales máficos (hornblenda y diópsido).

Como variedades petrográficas subordinadas se han descrito granitos aplíticos y microgranodioritas, aflorantes en la Loma Colorada, al oeste de Carrizal (Turner, 1971).

Según Rapela *et al.* (1999), la facies dominante es un monzogranito biotítico, sin muscovita primaria,

que se hace transicional a granodioritas equigranulares. Villar Fabre *et al.* (1973) indicaron que un rasgo característico es la ausencia de pegmatitas y la presencia de pórfidos graníticos y de diques de lamprófiros.

### *Relaciones estratigráficas*

Los granitoides son claramente intrusivos en las pizarras y filitas de la Formación Negro Peinado, formando bordes con metamorfismo de contacto que da lugar a la formación de cornubianitas cordieríticas, esporádicamente granatíferas. Este metamorfismo también se desarrolla, aunque con menor extensión, sobre la Formación Volcancito.

El contacto entre las formaciones Suri y Portezuelo de Las Minutas y los granitoides es tectónico en la mayoría de los casos, aunque se han descrito relaciones de intrusión (“interdigitaciones”) de los granitoides dentro de estas formaciones.

Las formaciones Agua Colorada y Patquía-de La Cuesta, de edades carbonífero-pérmicas, suprayacen en discordancia a los granitoides.

Además de las relaciones arriba citadas, existen contactos tectónicos entre los granitoides y el Granitoides Cerro Toro y las formaciones Negro Peinado, Patquía-de La Cuesta, Vinchina, Costa de Reyes, Toro Negro y Agua Colorada.

### *Quimismo, génesis y ambiente de emplazamiento tectónico*

La suma de particularidades y relaciones geológicas que presenta, indican para este granitoide una profundidad de generación epizonal, seguida de una fase de deformación tectónica, que otorga el carácter cataclástico al intrusivo y que permite la posterior intrusión de diques (ver facies hipabisales) (Toselli *et al.*, 1996b).

Los análisis químicos (Toselli *et al.*, 1996a) han determinado la afinidad típicamente calcoalcalina de los plutones (según el diagrama AFM) y de acuerdo al diagrama de Shand (1927) se proyectan en los campos meta- a peraluminosos. Los diagramas de Harker indican una variación en el contenido de SiO<sub>2</sub> de entre 62 y 77%, con correlaciones negativas para FeO, MgO, CaO y TiO<sub>2</sub> y Sr y positiva para el K<sub>2</sub>O y Rb. El contenido total de álcalis, Na<sub>2</sub>O y Ba es errático. Las curvas de variación de tierras raras en las tres variedades intrusivas (granitos, granodioritas y tonalitas) muestran claramente el enriquecimiento en la fracción liviana y una anomalía de Eu

bien definida. Estos datos, junto a los caracteres mineralógicos y petrográficos, revelan para las plutonitas un ambiente de emplazamiento relacionado a un borde continental activo.

Por su parte Toselli *et al.* (1993), de acuerdo con los diagramas de discriminación tectónica sobre la base de elementos traza LIL y HFS, indicaron que la gran mayoría de las rocas graníticas del Sistema de Famatina se ubican en el campo de los granitos de arco volcánico, con algunas transiciones a los granitos de intraplaca.

### *Edad y correlación*

De las relaciones estratigráficas se desprende que el contacto intrusivo existente entre las plutonitas y la Formación Suri, con contenido fósil de edad llanvirniana, determina la edad mínima de aquéllas, mientras que su edad máxima pre-carbonífera está determinada por la depositación en discordancia de las secuencias del Paleozoico superior de la Cuenca Paganzo.

Con respecto a los datos radimétricos, una datación K/Ar del granito da una edad de 449 Ma (McBride, 1972). Otra datación K/Ar, realizada en la zona de metamorfismo de contacto desarrollado por la intrusión, otorga un valor de  $425 \pm 15$  Ma (Toselli, 1978). González *et al.* (1985) obtuvieron edades K/Ar comprendidas entre 449 Ma y 398 Ma (Ordovícico superior a Devónico inferior). Un dique lamprofírico intrusivo en la Formación Negro Peinado dio  $414 \pm 15$  Ma (Toselli, 1978). Por su parte Rapela *et al.* (1992) indicaron que los granitoides predominantes en el Sistema de Famatina tienen edades comprendidas entre 460 y 410 Ma (Ordovícico medio a Devónico inferior).

Por lo expresado hasta aquí, las rocas pertenecientes a la Formación Ñuñorco se asignan al intervalo ordovícico medio-devónico inferior.

### **Facies hipabisal (21)**

*Diques basálticos hornblendífero-biotíticos (apinitas) ("lamprófiros"), diques granodioríticos, graníticos, dacíticos y aplíticos*

### *Antecedentes*

La primera mención de la existencia de diques de lamprófiros, en el Sistema de Famatina fue hecha por Bodenbender (1916), quien describió en varias localidades la petrografía, composición mineralógica y textura. De Alba (1954) trató sumariamente

a las rocas filonianas que atraviesan el granito. Filardo (1958) y Miranda (1958) se refirieron principalmente a las características estructurales de las rocas lamprofíricas. Turner (1960, 1964, 1971) reseñó las facies hipabisales emplazadas en el granito, agrupándolas bajo el nombre de "rocas de dique". Villar Fabre *et al.* (1973) examinaron detalladamente la posición y petrografía de estos cuerpos. Mannheim (1988, 1993) realizó un completo estudio de la génesis de estas rocas eopaleozoicas, basándose en numerosos análisis geoquímicos. Recientemente Toselli *et al.* (1996b) analizaron la petrografía, geoquímica, tectónica y petrogénesis de los diques.

### *Distribución areal*

Los diques eopaleozoicos de diversa composición están ampliamente distribuidos en el área oriental de la Hoja. Su longitud oscila entre los 2 y 3 km y sus espesores entre 0,2 y 100 metros. Se presentan con dos orientaciones preferenciales, una concordante con el rumbo NNO-SSE de la foliación de las rocas metamórficas encajantes (Formación Negro Peinado) y otra con rumbo N 60° E.

### *Litología*

Estas rocas presentan un notable carácter bimodal ácido-básico (Mannheim, 1993), siendo las félsicas claramente dominantes. La íntima asociación de magmas básicos y graníticos (diques compuestos y zonas de mezcla de magmas) con contactos transicionales entre ambas variedades indican la intrusión simultánea de los dos tipos de magmas con diferente viscosidad.

Una parte de los diques básicos discordantes ordovícicos son basaltos piroxénicos, pero la mayoría se compone de basaltos hornbléndicos y hornbléndico-biotíticos descriptos generalmente como lamprófiros calcoalcalinos (espeartitas y kersantitas respectivamente) (Mannheim, 1993). Están ampliamente difundidos en el ambiente granítico hospedante, con espesores que varían entre los 20 y 25 centímetros y son de color verde oscuro, grano fino y tienen textura porfírica. El subgrupo de las espeartitas está formado por hornblenda y plagioclasa, con poco cuarzo y biotita, mientras que el de las kersantitas está constituido por hornblenda, biotita, plagioclasa y cuarzo. Otros minerales presentes son clorita, epidoto, titanita, opacos y carbonatos.

Los contenidos de tierras raras (total) de los basaltos hornbléndicos y hornbléndico-biotíticos, con un promedio de 70 ppm, contradicen la hipótesis de un magma lamprofírico primario, pues un magma lamprofírico *ss* (como son las kimberlitas) presenta concentraciones muy altas (250-1000 ppm) de tierras raras totales (Mannheim, 1993). En cambio, estos equivalentes hidratados cogenéticos de rocas básicas anhidras se conocen con el nombre genérico de apinitas e incluyen tanto a las espessartitas como a las kersantitas.

En el caso de los diques de composiciones intermedias y ácidas, existe una relación textural y composicional de éstos con los plutones de los cuales se derivan. De las zonas marginales de composición tonalítica a granodiorítica, se originan los diques granodioríticos y dacíticos, que presentan colores entre pardo y rosado claro. Las texturas son porifíricas, con fenocristales de cuarzo, ortosa, plagioclasa (oligoclasa-andesina) y un mineral máfico alterado no determinado, en el caso de los granodioríticos, y cuarzo, plagioclasa y mica, en el caso de los dacíticos, englobados por un material intersticial cristalino de grano medio.

Los diques graníticos, también descriptos en la literatura como “cuarcíferos”, suelen atravesar la masa granítica, muestran colores gris oscuro a pardo morado y se componen de fenocristales de cuarzo y feldespato, en una pasta con textura gruesa.

Los diques aplíticos descriptos por Turner (1971) en la quebrada de Faltriquera y en el portezuelo de Santa Rosa son de color amarillento claro, con escasos fenocristales de cuarzo y plagioclasa (albita), en una pasta microgranular.

### *Relaciones estratigráficas*

Los diques intruyen a las formaciones Negro Peinado y Ñuñorco (granitoides), aunque los diques basálticos atraviesan a los plutones con contactos netos o transicionales, lo que indica que la intrusión de estos diques se produjo en un momento en que el granito no se hallaba completamente consolidado. En ninguna parte se observa el paso de los mismos hacia las formaciones sedimentarias más jóvenes que la intrusión granítica. Algunos de los diques aparecen alojados en los bordes de las grandes masas graníticas, rellenando fracturas marginales producto del enfriamiento, mientras que otros cortan las partes interiores de las masas graníticas o de las rocas metamórficas encajantes.

### *Génesis y ambiente de emplazamiento tectónico*

Las volcanitas discordantes del Ordovícico presentan características geoquímicas que permiten clasificarlas como productos de magmas calcoalcalinos, mientras que algunos de los diques básicos más jóvenes (probablemente devónicos), revelan afinidades de interplaca (Mannheim, 1993). Los basaltos piroxénicos, minoritarios, de edad ordovícica en todos los casos, son equivalentes “no hidratados” de los basaltos apiniticos o “hidratados” de la misma edad, sobre la base de investigaciones geoquímicas.

Todos los basaltos ordovícicos del Famatina presentan enriquecimiento en LIL (*large ion lithophile elements*, Sr hasta Th) y tierras raras livianas respecto al MORB, lo que prueba que existió aporte de fluidos hidratados por fusión parcial de la placa subductada hacia la cuña astenosférica. Los basaltos más jóvenes (devónicos?) tienen el mismo enriquecimiento que los anteriores en LIL, aunque el enriquecimiento en tierras raras livianas es todavía mayor, lo que prueba caracteres de subducción e interplaca sobrepuestos. Estas particularidades señalan la formación de todos los basaltos en un borde continental activo, con corteza continental más engrosada en el caso de los devónicos (Mannheim, 1993).

Las altas relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0,707 a 0,7095 respecto al MORB de los basaltos ordovícicos se deben probablemente a la presencia de sedimentos subductados, y no a procesos de hibridización o asimilación durante el ascenso del magma o a procesos de alteración post magmática.

Las volcanitas intermedias a ácidas del Ordovícico muestran en diversos diagramas bivariantes características geoquímicas de un arco magmático en situación compresiva, con tendencia sincolisional, también apoyada por los altos contenidos de Rb. Las altas relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ( $> 0,720$ ) y atributos peraluminosos (composiciones corindón-normativas) son típicos para magmas anatéticos corticales tipo S (Mannheim, 1993).

### *Edad y correlación*

La mayoría de los diques basálticos que atraviesan los plutones con contactos netos tienen caracteres geoquímicos idénticos a los de contactos transicionales y pertenecen por lo tanto al mismo ciclo magmático. De este modo, tienen una edad leve-mente más joven que la del plutón.

Mannheim (1993) propuso que otro grupo de basaltos son correlacionables, sobre la base de sus propiedades geoquímicas, con el leucogranito de las Trancas, de probada edad devónica, por lo que asigna esta edad a la unidad.

Villar Fabre *et al.* (1973) obtuvieron una datación K/Ar de  $395 \pm 20$  Ma.

Toselli (1978) mencionó una edad de  $414 \pm 15$  Ma para un dique lamprofírico que intruye a la Formación Negro Peinado.

Teniendo en cuenta los antecedentes arriba citados, en este trabajo se asigna a estas rocas una edad silúrico-devónica inferior.

### 2.3.5. SILÚRICO-DEVÓNICO

#### **Milonitas Paimán y Copacabana (23)**

*Esquistos miloníticos, blastomilonitas, gneises miloníticos; fajas de brechas, microbrechas cataclásticas; protomilonitas y milonitas*

#### *Antecedentes*

La existencia de fajas de rocas con metamorfismo dinámico en el basamento es conocida desde hace casi medio siglo. González Bonorino (1950a, b) y otros autores posteriormente, trataron de explicar localmente los fenómenos que los produjeron. Luego, Caminos (1979) y Aceñolaza y Toselli (1981) indicaron que la milonitización tiene características regionales. En la actualidad se sabe que la misma se extiende en fajas de rumbo submeridiano, a lo largo de 1200 km, desde el sur de Bolivia hasta la provincia de San Luis afectando rocas pre-carboníferas ó del basamento ígneo-metamórfico (Durand y López, 1996). Recientemente, diversos autores (ver Durand y López 1996: 311) han permitido ampliar de manera notable el conocimiento de estas zonas de deformación dúctil del Sistema de Famatina, tanto en sus aspectos genéticos y descriptivos como en lo referido a su significado geotectónico.

#### *Distribución areal*

En el extremo NE de la sierra de Paimán hay delgadas fajas de rocas cataclásticas pero éstas se vinculan con el fallamiento andino. La faja milonítica propiamente dicha es estrecha, extendiéndose con rumbo NNO-SSE, desde la latitud de Chañarumuyo, bordeando la sierra, hasta Loma Bola, ya fuera de los límites de la Hoja. También se encuentra, aunque menos desarrollada, en el flanco occidental de

la sierra, en las proximidades de Angulos y, fuera del área de estudio, al N del poblado de Famatina (Durand y López, 1996).

En la sierra de Copacabana las milonitas ocupan los sectores N y S, separados entre sí por el Granito Copacabana, con el que muestran contactos transicionales.

#### *Litología*

#### Sierra de Paimán

Según Durand y López (1996), los granitoides deformados son porfíricos, con tonalidades rosadas y grises, a veces con enclaves aplíticos y otras veces elongados en el sentido de la foliación. Mesoscópicamente la deformación se evidencia por la presencia de fenocristales rotados, bandas micáceas flexuradas y reducción del tamaño de grano. En la zona de la quebrada de Capayán las metamorfitas están compuestas por esquistos miloníticos, blastomilonitas, gneises miloníticos y delgadas bandas de pseudotaquilitas.

López y Toselli (1993) describieron al microscopio a estas rocas como integradas por fenoblastos de cuarzo muy deformados, con sombras de presión y fragmentación en los bordes; también observaron cuarzo sigmoidal, con texturas de tracción y desgarramiento y típicas bandas de deformación. Los porfiroblastos de plagioclasa tienen 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.

#### Sierra de Copacabana

Los granitoides que constituyen la unidad descrita como Granito Copacabana están afectados por deformación de intensidad variable (sin llegar al desarrollo de facies cataclásticas como en el caso de la sierra de Paimán) que le otorga al conjunto foliación milonítica.

Observaciones meso y microscópicas, realizadas por Durand y López (1996), muestran claros indicios de esfuerzos de cizalla destacados por: reducción del tamaño de grano, láminas de mica flexuradas y sigmoides con orientación preferencial y fenocristales de feldespato fracturados y rotados con típicas estructuras sigma y delta.

Los mismos autores citaron que, al microscopio, es posible advertir texturas de fluxión dadas por la

orientación de las micas, micas *fish* y con pliegues *kink*. Dentro de las texturas deformacionales predominan aquellas de carácter plástico, como plagioclasas con maclado difuso y microclino con maclado anómalo. También se reconocen estructuras deformacionales frágiles, como granulación de cuarzo; la poligonización y la textura mortero son frecuentes en este mineral.

Estas rocas, según la clasificación de Higgins (1971), se denominan protomilonitas y milonitas.

### *Relaciones estratigráficas*

Las rocas miloníticas que constituyen el flanco oriental de la sierra de Paimán y los extremos N y S de la sierra de Copacabana se hallan íntimamente relacionadas con el basamento ígneo-metamórfico a partir del cual se generaron, observándose generalmente transiciones graduales entre ambas, mientras que en otros casos dicho contacto es de tipo tectónico. Las milonitas se encuentran, por sectores, suprayacidas por las sedimentitas del Carbonífero, las cuales se hallan en todos los casos sin deformar.

### *Estructura*

La foliación milonítica en las dos áreas consideradas tienen 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*

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 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 suceso 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 las Sierras Pampeanas, a lo largo de una faja de 1200 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).

### *Edad*

Durand y López (1996) mencionaron que el proceso de milonitización se halla acotado por las relaciones de campo y las dataciones radimétricas de los granitoides. Sedimentitas carboníferas no deformadas que sobreyacen a las milonitas, indican la edad mínima de la deformación. La edad máxima estaría dada por el momento en que finaliza la cristalización de los granitoides, cuyo acontecimiento magmático principal se ubica entre los 410 Ma y 455 Ma, ya que la milonitización se habría producido estando los granitos completamente cristalizados. Si, además, se tiene en cuenta que el leucogranito de Potrerillos (norte de Paimán), del Devónico medio, no presenta deformación, el episodio deformativo habría ocurrido entre el Silúrico y el Devónico inferior.

Los mismos autores destacaron que se puede establecer una secuencia pre y post deformativa, la que comenzaría con la intrusión de los granitos porfíricos en las sedimentitas metamorfizadas, seguido de los fenómenos que produjeron su deformación, y por último la intrusión de pequeños cuerpos como el leucogranito de Potrerillos, no deformado.

Por lo tanto, en el presente trabajo se asigna a esta unidad una edad silúrico-devónica de acuerdo al criterio de Durand y López (1996).

## 2.3.6. DEVÓNICO

### **Formación La Ojota (24)**

*Diabasas, lamprófiro, gabros, andesitas*

#### *Antecedentes*

Turner (1962, 1964, 1967) citó la presencia de diques de andesitas, diabasas y lamprófiro emplazados en sedimentitas, volcanitas y plutonitas integrantes de las formaciones pre-silúricas en las sierras del Sistema de Famatina.

La denominación formacional fue propuesta por Maisonave (1972) para distinguir una asociación de rocas de composición gábrica y diorítica de emplazamiento hipabisal, incluyéndose dentro del mismo ciclo magmático filones lamprofíricos y pequeños *stocks* gábricos.

Mannheim (1993) realizó un estudio de los aspectos analíticos y genéticos de estas unidades separando: a) un volcanismo sinsedimentario concordante, ácido a intermedio, con predominio de miembros félsicos piroclásticos (Tremadociano-Llanvirniano) y b) un volcanismo discordante sin a post plutónico compuesto por diques que atraviesan los granitoides y las series volcansedimentarias plegadas. Este último sería el que corresponde a la Formación La Ojota.

#### *Distribución areal*

Las rocas de esta formación se distribuyen irregularmente en la mitad norte de la Hoja, en las serranías que cierran por el N al bolsón de Jagüé y al Valle Hermoso. En el ámbito de las Sierras Pampeanas se hallan en la sierra del Toro Negro y en la falda de los cerros Cuminchango. Dentro del Sistema de Famatina aparecen en la sierra homónima y en el cerro Negro de Rodríguez.

#### *Litología*

Las descripciones petrográficas que siguen se basan principalmente en los trabajos de Mannheim y Miller (1996) y de Maisonave (1979).

Los *filones basálticos*, de grano fino, tienen 2 a 3 metros de potencia. A ojo desnudo se observan fenocristales de feldespato en una matriz gris verdosa. El estudio al microscopio revela que se trata de basaltos con piroxeno y basaltos con hornblenda o con hornblenda-biotita. La textura es intersertal con fenocristales de clinopiroxeno glomerofírico y escasas tablas de plagioclasa.

Los basaltos con hornblenda y hornblenda-biotita corresponden a rocas básicas hidratadas. Habían sido considerados como lamprofiro calcoalcalinos (espessartitas, kersantitas). Son porfíricos, con fenocristales de hornblendas hipidiomorfas a idiomorfas y de plagioclasa, en una matriz fina.

Los *diques de pórfido gábrico* tienen 50 a 100 metros de espesor. En su composición mineralógica intervienen: olivina, piroxeno, plagioclasa, cuarzo, clorita, serpentina, epidoto/clinozoisita, sericita, biotita, apatita y minerales opacos. Los fenocristales

son de olivina, clinopiroxeno y plagioclasa en una pasta intersertal de plagioclasa y clinopiroxeno. También se observaron algunos gabros con textura hipidiomórfica de grano medio en la sierra del Sistema de Famatina.

Las *andesitas basálticas* poseen fenocristales de plagioclasa, la que también aparece en cristales pequeños en la matriz. Los minerales máficos son clinopiroxeno u hornblenda y biotita.

Las *andesitas cuarcíferas*, escasas, tienen fenocristales félsicos (agregados de cuarzo y feldespato) milimétricos en una matriz masiva verde oscura.

*Riodacitas* y *riolitas* forman filones y *stocks* discordantes, los fenocristales y microlitos de la matriz se componen de cuarzo, plagioclasa y ortosa. La biotita es el mineral máfico más frecuente.

#### *Relaciones estratigráficas*

Los diques aparecen intruyendo a la Formación Espinal del Precámbrico, a sedimentitas ordovícicas asignadas a las formaciones Suri, Río Bonete y Las Planchadas y a los granitoides famatinianos (Formación Ñuñorco).

#### *Génesis y ambiente tectónico*

Sobre la base de estudios geoquímicos, Mannheim (1993) destacó que los basaltos más jóvenes (devónicos?) del Sistema de Famatina, que en el presente trabajo se correlacionan con la Formación La Ojota, presentan una componente de subducción con claro enriquecimiento en LIL (*large ion lithophile elements*, Sr hasta Th) así como la depresión de Nb característica para magmas relacionados a subducción. También tienen una componente de intraplaca en la cual los HFS (*high field strength elements*) y las tierras raras livianas desde Nb hasta Ti aparecen enriquecidas respecto al MORB. Estas características conjuntas de subducción e intraplaca indican la formación de los basaltos en un borde continental activo con corteza continental potente y una litosfera subcontinental metasomáticamente enriquecida (Pearce, 1983).

Según el modelo geodinámico propuesto por Mannheim (1993), en el Devónico finaliza la colisión arco-continente y el Sistema de Famatina queda acrecionado al borde occidental del Gondwana. La continuación de la subducción origina entonces la intrusión de basaltos, con características geoquímicas de intraplaca en el borde occidental del Sistema de Famatina.

### Edad y correlación

Maisonave (1979) asignó esta unidad al Silúrico inferior por sus relaciones estratigráficas.

Mannheim (1993) mencionó que los diques basálticos que atraviesan al granitoide de la Formación Ñuñorco tienen, en unos casos, contactos netos y en otros contactos transicionales. Dado que existen dataciones de los granitos, se puede asignar una edad ordovícica superior para los basaltos con contactos transicionales y una edad algo menor para aquéllos con contactos netos. Por otro lado, los leucogranitos de la sierra de Paimán (Granito Potrerillos) tienen una edad devónica y se correlacionan con el granito de Las Trancas (Pérez y Kawashita, 1992). A su vez, el leucogranito de Las Trancas y parte de los basaltos discordantes tienen características geoquímicas de intraplaca y por ello un ambiente geotectónico similar. Debido a esto, Mannheim (1993) otorgó a estos basaltos (a los cuales en este trabajo se incluyen en la Formación La Ojota) una edad devónica con dudas.

Por otro lado, Toselli *et al.* (1996a) destacaron que el magmatismo del Sistema de Famatina habría tenido lugar entre los 449 Ma y 459 Ma (quedan incluidas las fases Guandacol y Oclóyica), mientras que la deformación y la intrusión de diques de basaltos y lamprófiros habrían ocurrido durante la Fase Chánica entre los 319 Ma y 414 Ma.

Hasta tanto se tengan datos más concretos, se asigna esta unidad, con reservas, al Devónico de acuerdo a lo propuesto por Mannheim (1993).

### 2.3.7. DEVÓNICO-CARBONÍFERO

#### **Formación Punilla-Formación Jagüé (25)**

*Conglomerados, areniscas (wackes), pelitas y diamictitas*

#### *Antecedentes*

Esta secuencia sedimentaria devónico-carbonífera, denominada Formación Jagüé en la Precordillera riojana (González y Bossi, 1986), pasa en continuidad al sector septentrional de la sierra de La Punilla (Precordillera de San Juan) donde Furque (1972a, b) la designó Formación Punilla. Por lo tanto, sobre la base de la información disponible al presente y de acuerdo a la escala regional del mapeo, se cree conveniente mantener el nombre de Formación Punilla-Formación Jagüé para toda esta secuen-

cia, hasta que un análisis más detallado permita unificar la denominación.

La denominación de Formación Jagüé se debe a González y Bossi (1986), a partir del término Jagüeliano empleado por Borrello (1955). Aceñola *et al.* (1971), en su trabajo sobre la Precordillera de Jagüé, nominaron a esta secuencia como Formación Guandacol. Posteriormente, González y Bossi (1987) identificaron dos nuevas formaciones: Agua de Lucho y Cerro Tres Cóndores, dispuestas por encima de la Formación Jagüé. Fauqué y Limarino (1991) describieron en la zona de Agua de Carlos la relación de techo de la unidad.

La abundante flora que posee fue estudiada por Azcuy y Carrizo (1995). Posteriormente, Carrizo y Azcuy (1997) reconocieron nuevas fitozonas del Carbonífero inferior y asignaron una parte de la secuencia a la Formación Chigua (Devónico). Hacia el sur, en la sierra de La Punilla, Furque (1972a, b) designó a estas sedimentitas como Formación Punilla. En este sector, los trabajos de Fauqué *et al.* (1991), Cingolani *et al.* (1990, 1992), Caminos *et al.* (1993) y Morel *et al.* (1993, 1996) indicaron la importancia de estos afloramientos para la estratigrafía del neopaleozoico temprano de la Cuenca Río Blanco.

#### *Distribución areal*

Estas unidades conforman amplios afloramientos dispuestos en una faja de orientación NNE-SSO en el sector oriental de la Precordillera riojana.

Dentro del ámbito de la Hoja Tinogasta, los asomos más australes corresponden al extremo norte de la sierra de La Punilla, desde donde se extiende por la sierra de Las Minitas hasta Los Mudaderos. Continúa aflorando al norte del río Colorado en los cerros Punta Negra, Agua de Lucho, Morterito y Agua de Los Caballos. Siguiendo en la misma dirección, estas rocas constituyen la caja de los granitos aflorantes en el cerro de Las Tunas, extendiéndose, además, unos 10 km al norte de este último. Hacia el oeste, los afloramientos cortados por el río del Peñón, actúan también como roca de caja de los granitos de la sierra del Leoncito.

#### *Litología*

La litología consiste en sedimentitas epiclásticas gris verdosas, representadas por conglomerados, wackes, pelitas y diamictitas.

Según la descripción original de González y Bossi (1986), la Formación Jagüé está compuesta por bancos de psamitas (a wackes) con intercalaciones de capas delgadas de pelitas, de tonalidad general verde oliva. Según los mismos autores, las sedimentitas han sufrido una fuerte diagénesis, pero no tienen signos de metamorfismo, no encontrándose evidencias de actividad volcánica contemporánea. En un trabajo posterior, González y Bossi (1987) separaron a la secuencia inicial por ellos descrita como Formación Jagüé en tres unidades, de techo a base: Formación Cerro Tres Cóndores, Formación Agua de Lucho y Formación Jagüé. La Formación Cerro Tres Cóndores tiene una sección inferior compuesta por paraconglomerados con clastos redondeados de metasedimentitas y olistolitos de composición arenosa y una sección superior formada por areniscas en conjuntos macizos deformados, con intercalaciones delgadas de pelitas con estratificación *linsen* y grauvacas macizas. La Formación Agua de Lucho está constituida por pelitas estratificadas en capas delgadas laminadas o macizas con intercalaciones de areniscas muy finas formando lentículos. También se hallan capas continuas de areniscas finas, con estratificación paralela y capas aisladas con laminación paralela, ondulítica o en hombreras.

Posteriormente, Caminos *et al.* (1990) realizando observaciones en las mismas localidades, dividieron la secuencia en tres secciones estructuralmente concordantes, mapeables, a las que no asignaron nombres formacionales. La sección inferior C1, pelítico-arenosa, portadora de fauna de *Protocanites* y flora de *Lepidodendropsis*, es equiparable a la Formación Agua de Lucho y sería correlativa de la Formación Malimán; la sección media C2, conglomerádico-arenosa, es equivalente, en parte, a la Formación Cerro Tres Cóndores y se correlaciona con el miembro inferior, psefítico, de la Formación Cortaderas; la sección superior C3, portadora de flora de *Lepidodendropsis*, corresponde a la Formación Jagüé, aunque colocada en diferente posición estratigráfica y sería análoga con el miembro arenoso de la Formación Cortaderas.

Fauqué y Limarino (1991) mantuvieron la denominación inicial de Formación Jagüé para toda esta secuencia sedimentaria. Incluye, según estos autores, una potente sección de pelitas y areniscas finas de característico color verde oliva. Aparece, intercalado en la secuencia, un interesante conjunto de diamictitas (Figura 4), conglomerados y pelitas gujarrosas, entre las que se han distinguido las siguientes litofacies: pelitas laminadas con clastos,

diamictitas matriz-soportadas macizas, pelitas gujarrosas y conglomerados polimícticos.

Los afloramientos devónico-eocarboníferos ubicados al oeste de Jagüé, continúan en dirección sur hacia la zona de Agua de Carlos y desde aquí en forma continua pasan al sector septentrional de la sierra de La Punilla. En este sector, Caminos *et al.* (1993) describieron dos miembros dentro de la Formación Punilla. El inferior está compuesto por una secuencia predominantemente psamítica, con escasa participación pelítica, monótona composicionalmente, formada en su mayor parte por bancos de grauvacas, entre los que se intercalan camadas de orto y para conglomerados; los colores dominantes son gris verdoso o pardusco, muy ocasionalmente pueden aparecer bancos aislados de areniscas cuarzosas de colores claros. El superior está constituido por una secuencia con mayor variación litológica producida por la interestratificación rítmica de conglomerados, areniscas, limolitas y pelitas en paquetes gruesos que dan a la sucesión un aspecto muy bien estratificado (Figura 5); el color del conjunto es gris verdoso, con tonos moderadamente oscuros. En los niveles superiores aparecen bancos de areniscas cuarzosas de colores claros, hasta blanquecinos, que alternan con areniscas finas y limolitas oscuras.

### Estructura

La secuencia de la Formación Punilla–Formación Jagüé se halla afectada por estructuras gondwánicas consistentes fundamentalmente en grandes pliegues. En general, los ejes de plegamiento son submeridianos, aproximadamente paralelos a las estructuras ándicas; pero en muchos casos desviaciones entre estas estructuras hacen que las fallas ándicas trunquen los pliegues gondwánicos. En el tramo norte de la sierra de La Punilla hay dos grandes pliegues de primer orden el sinclinal del cerro Tambillos y el anticlinal del cerro Cebada, sólo el primero de éstos se halla en el área de la Hoja (Caminos *et al.*, 1993). La semilongitud de onda del plegamiento de primer orden es de alrededor de 20 km, por lo que el ancho de los afloramientos contiene solo el flanco oriental del sinclinal del cerro Tambillos. En Las Peladas, el núcleo del sinclinal está afectado por dos pliegues de segundo orden de casi dos kilómetros (Caminos *et al.*, 1993).

### Ambiente de sedimentación

En su trabajo inicial sobre “Los depósitos carbónicos al oeste de Jagüel”, González y Bossi



**Figura 4.** *Dropstone* en las diamictitas de la Formación Punilla - Formación Jagüé.



**Figura 5.** Interestratificación rítmica de conglomerados, areniscas, limolitas y pelitas del miembro superior de la Formación Punilla, en el extremo norte de la sierra del mismo nombre.

(1986) mencionaron que, en esta secuencia del Carbonífero inferior continental no descartan la existencia de niveles marinos. El hallazgo de estos últimos llevó a González y Bossi (1987, a separar la secuencia de la Formación Jagüé en tres unidades, las formaciones Cerro Tres Cóndores, Agua de Lucho y Jagüé. La secuencia de la Formación Agua de Lucho responde, según sus autores, a facies de plataforma fangosa, con alteraciones provocadas por ocasionales tormentas, derivando las facies superiores hacia un modelo costero deltaico. La Formación Cerro Tres Cóndores se inicia con un potente olistostroma que indica sedimentación de talud continental, que pasa progresivamente a facies de tipo plataforma inclinada.

Un poco más al sur, en la zona de Agua de Carlos, Fauqué y Limarino (1991) señalaron que la Formación Jagüé se habría formado en un ambiente marino, ubicado sobre la plataforma continental. Según ellos, el tramo superior de la secuencia fue depositado en una zona de menor profundidad, revelando una progresiva somerización.

Las facies diamictíticas identificadas en este sector, llevan a suponer a estas rocas como vinculadas a procesos glaciales, sin embargo, no es aún claro si son verdaderas tillitas glaciarias o, por el contrario, representan facies de diamictitas resedimentadas de acumulaciones glaciarias cuasi-contemporáneas.

Continuando en dirección sur, en el área del río de La Troya, Fauqué *et al.* (1989) describieron cuatro secciones en la secuencia aflorante en el sector. De base a techo la primera sección se halla formada por depósitos continentales (en su base) y marinos litorales (en la parte media y superior). En la que le sigue desaparecen totalmente las facies continentales y la sedimentación marina, de mayor profundidad, es dominada por pelitas hemipelágicas, entre las que se intercalan diamictitas que representan flujos de densidad. Continúa una sección en la que comienza a producirse una marcada somerización y el pasaje a facies litorales. Finalmente, la última sección representa depósitos de abanicos aluviales emplazados en ambientes marinos de poca profundidad (¿fan delta?).

En el extremo septentrional de la sierra de La Punilla, Caminos *et al.* (1993) dividieron a la unidad homónima en dos miembros. El inferior representa un ambiente marino próximo a la línea de costa, con depósitos areno-conglomerádicos, que habrían sido transportados y depositados mediante corrientes de turbidez. Diamictitas lenticulares que aparecen en

algunos niveles son consideradas depósitos de canales submarinos alimentadores de las turbiditas y, las areniscas, asociadas representarían albardones de dichos canales. El miembro superior se caracteriza por la presencia de tres megaciclos de sedimentación regresivos y transgresivos, que comienzan con facies correspondientes a ambientes de *offshore*, seguidos de depósitos que indican un ambiente de playas y barras arenosas; continúan facies de albufera y luego otras pertenecientes a deltas progradantes. En la parte cuspidal del tercer megaciclo hay bloques y olistolitos que podrían interpretarse como diamictitas marinas resedimentadas.

En el sector sudoccidental de la sierra de La Punilla, Limarino y Césari (1993) agruparon a las unidades Malimán y Cortaderas en el Grupo Angualasto. La síntesis que ellos hicieron de las condiciones ambientales, en las cuales se habría depositado el grupo, caracterizan globalmente a toda la secuencia neodevónica-eocarbonífera. Se trataría de un ambiente marino litoral que incluye, además, facies francamente continentales. Describieron también dos eventos transgresivos, uno en la parte media de la Formación Malimán y otro en el techo de la Formación Cortaderas. Este último incluye diamictitas probablemente relacionadas con el episodio glacial registrado en varias cuencas carboníferas.

#### *Relaciones estratigráficas*

La base de la unidad está compuesta por un conglomerado polimíctico que se apoya discordantemente sobre filitas y volcanitas ordovícicas en la puerta de la quebrada del Salto, tributaria de la quebrada del Chuscho (ubicadas en la vertiente oriental del cerro Morterito). La relación discordante del conglomerado con lavas almohadilladas asignadas al Ordovícico se puede observar también en las cabezas de la quebrada del Salto. El conglomerado de base tiene clastos de filitas y calizas ordovícicas, así como de granitoides y esquistos, asignados estos últimos al basamento precámbrico.

Con respecto a la relación de techo, la unidad es cubierta, mediando discordancia angular, por la Formación Río del Peñón de edad carbonífera superior-pérmica (Fauqué y Limarino, 1991)(Figura 6). El plano de discordancia es neto y aflora claramente al este del río Agua de Carlos o Agua de Cándido (sector de sierra de Las Minitas); las unidades puestas en contacto a través de este plano contrastan por su diferente estilo de deformación y por su litología y tonalidades bien distintas (Figura 7). La discordan-



**Figura 6.** Perfil esquemático integrado, que muestra la relación discordante entre las secuencias del Devónico superior-Carbonífero inferior (Formación Punilla-Formación Jagüé) y del Carbonífero superior-Pérmico inferior (Formación Río del Peñón).



**Figura 7.** Detalle de la discordancia intracarbonífera. A) Conglomerado de base de la Formación Río del Peñón (Carbonífero superior-Pérmico inferior). B) Alternancia rítmica de niveles de pelitas y areniscas de la Formación Punilla-Formación Jagüé (Devónico superior-Carbonífero inferior).

cia de ángulo alto evidencia movimientos que plegaron el sustrato devónico-eocarbonífero con anterioridad a la depositación del Carbonífero superior. Fauqué y Limarino (1991) ubicaron a estos movimientos, con el nombre de Fase Río Blanco, en el Carbonífero medio temprano o en el límite Carbonífero inferior-medio.

#### Fósiles y edad

Una característica de esta unidad es el abundante contenido fosilífero que posee, tanto en lo que se refiere a restos vegetales como a invertebrados marinos. González y Bossi (1986) describieron restos vegetales, en los depósitos carboníferos al oeste de Jagüé. Los mismos corresponden a *Diplothemema* (ex *Charnelia*) *dichotoma* (Freng.) (Wagner, 1980), *Lepidodendropsis sekondiensis*? y licófitas herbáceas. Más tarde, González y Bossi (1987) hallaron dentro de la secuencia dos niveles con invertebrados marinos, definiendo formalmente a los afloramientos que los contienen como Formación Agua de Lucho. En el primer nivel reconocieron los siguientes taxa: *Camarotechia chavelensis* Amos, *Palaeoneilo* sp., *Volsellina*? sp., *Bivalvia* indet., *Gastropoda* indet. y fragmentos de tallos. En el segundo nivel *Camarotechia chavelensis* Amos, *Spirifer* sp., *Asyrinxia*? sp., *Chonetes* sp., *Orbiculoidea*? sp., *Palaeoneilo* sp., *Phestia* sp., *Edmondia*? sp., *Straparollus* sp., *Gastropoda* indet., *Paraconularia* sp., artejos de crinoideos y fragmentos de tallos. Según González y Bossi (1987), esta asociación faunística indica una edad carbonífera temprana.

Un poco al sur de esa localidad, en los alrededores del paraje conocido como Agua de Cándido (o Agua de Carlos), Azcuy y Carrizo (1995) encontraron en la misma secuencia improntas de *Archaeosigillaria conferta* (Frenguelli) (Menéndez, 1965), asociado a otra especie de *Archaeosigillaria* y a otras dos licófitas. En esta misma localidad, Carrizo y Azcuy (1997) hallaron dos nuevas fitozonas: *Archaeosigillaria-Malimanium* del Carbonífero temprano temprano y *Frenguella-Paulophyton* del Carbonífero temprano tardío. Azcuy y Carrizo (1998) distinguieron ritmitas de antigüedad devónica en el área de Agua de Carlos y dos unidades carboníferas, pero no señalaron el contacto entre las secuencias devónicas y las carboníferas. Continuando en dirección sur, en las cabeceras del río de La Troya, sobre su margen izquierda, Fauqué *et al.* (1989) efectuaron el hallazgo de *Lepidodendropsis eximius* y

*Diplothemema bodenbenderi*, por debajo de niveles con invertebrados marinos descritos como *Camarotechia chavelensis* Amos y *Trepostira* (*Angyomphalus*) sp. Se confirma de esta manera la continuidad de los afloramientos del Carbonífero inferior, entre el sector de Agua de Carlos y el sector septentrional de la sierra de La Punilla. En esta última zona, Cingolani *et al.* (1990) mencionaron la existencia de restos de flora (*Haplostigma* sp. y otras Progymnospermophyta) que asignaron al Devónico-Carbonífero inferior, a ésta sigue otra asociación portadora de *Frenguella* sp. y *Diplothemema bodenbenderi* que les permitió correlacionarla con las floras carboníferas tempranas de las formaciones Malimán y El Ratón. También en este sector, Morel *et al.* (1993) estudiaron restos de *Hyenia* sp. y *Malanzania antigua*, que indican una edad devónica y *Frenguella eximia*, *Lepidodendropsis hirmeri*, *Diplothemema bodenbenderi* y *Rhodea* sp. que señalarían el Carbonífero inferior. Carrizo y Azcuy (1998) citaron que las especies consideradas devónicas por Morel *et al.* (1993) son típicos integrantes de las asociaciones paleoflorísticas del Carbonífero temprano.

Teniendo en cuenta la información precedente, se destacarán algunos argumentos que permiten concluir una edad para la secuencia analizada:

1- No está en discusión que la mayor parte de las sedimentitas pertenecen al Carbonífero inferior.

2- No es así de claro si la parte más baja de la secuencia incluye niveles devónicos o éstos deben ser separados como otra unidad. Al respecto, el trabajo de Carrizo y Azcuy (1997) no define el contacto entre las ritmitas devónicas y las capas del Carbonífero inferior. Además, toda esta secuencia devónico-carbonífera se halla deformada conjuntamente, formando amplios pliegues.

3- No se considera adecuada la separación de la Formación Jagüé (González y Bossi, 1986), en Formación Jagüé, Formación Agua de Lucho y Formación Cerro Tres Cóndores (González y Bossi, 1987), por la presencia de paleofloras en la primera, invertebrados marinos en la segunda y ausencia de fósiles en la tercera. Según el perfil descrito por Fauqué *et al.* (1989) en el río de La Troya, dentro de la misma secuencia hay niveles con paleofloras y niveles con invertebrados marinos.

4- También se debe tener en cuenta lo expresado por Cingolani *et al.* (1992), Caminos *et al.* (1993), Morel *et al.* (1996) y finalmente Carrizo y Azcuy (1998), quienes manifestaron que, en el sector norte de la sierra de La Punilla, la formación homónima

tiene en los niveles ubicados en el tope de la secuencia elementos de la asociación NBG indicadores de un Carbonífero superior temprano.

Por lo tanto, sobre la base de la información disponible al presente y de acuerdo a la escala regional del mapeo, es preferible mantener el nombre de Formación Punilla-Formación Jagüé para toda esta secuencia, considerando una edad devónica superior hasta carbonífera superior temprana para la misma.

### Correlaciones

Las sedimentitas clásticas aquí tratadas forman afloramientos continuos que, desde la Precordillera de Jagüé, se extienden en dirección sur por la sierra de La Punilla, fuera del ámbito de la Hoja. Tendrían homologación total o parcial y dentro de las variaciones de facies normales, con las sedimentitas descritas en las denominadas cuencas Río Blanco y Calingasta-Uspallata, del Paleozoico superior, que recibieron distinta denominación según las localidades y los autores que las estudiaron. Así, han sido denominadas como: Formaciones Malimán y Cortaderas (Scalabrini Ortiz, 1973), Formación Jagüé (Borrello, 1955; González y Bossi, 1987), Formación Punilla (Furque, 1972a), Formación del Ratón (Guerstein *et al.* 1965; Azcuy y Morelli, 1981). También forman parte de esta secuencia los afloramientos estudiados por Fauqué *et al.* (1989) en el río de La Troya y que constituyen el nexo entre la Precordillera de Jagüé, la zona de Agua de Carlos y los afloramientos del cuerpo principal de la sierra de La Punilla.

### Pórfidos dioríticos y tonalíticos, lamprófiros (26)

La unidad se compone de diques y filones capa de pórfidos y lamprófiros diorítico-tonalíticos. Éstos se hallan emplazados en la secuencia epiclástica de la Formación Punilla-Formación Jagüé.

En el noroeste de la sierra de Las Minitas, en el sector de Agua de Cándido, las sedimentitas paleozoicas están intruidas por diques y filones capa de pórfidos y lamprófiros diorítico-tonalíticos. En este sector la secuencia sedimentaria devónica-eocarbonífera es cubierta en discordancia angular por los depósitos neocarboníferos a pérmicos de la Formación Río del Peñón. El plano de discordancia bisela los bancos eocarboníferos plegados y trunca los filones capa alojados en los mismos. Esta relación estratigráfica permite, a los autores de este tra-

bajo, atribuir a los cuerpos filonianos diorítico-tonalíticos una edad pre-carbonífera superior.

Más al sur, en el sinclinal de Agua Quemada, se observaron filones capa plegados junto con los estratos de la Formación Punilla-Formación Jagüé y algunas inyecciones menores asociadas, pero discordantes. Los primeros corresponden a pórfidos tonalíticos y a tonalitas porfíricas, mientras que los diques asociados están formados por microdioritas y microtonalitas.

Se realizaron dos dataciones radimétricas K/Ar sobre roca total. Una en los diques de microdioritas cuarcíferas, cortados por la discordancia, que arrojó una edad de  $354 \pm 13,5$  Ma. La otra se efectuó sobre los filones capa aflorantes en Agua Quemada y dio una edad de  $382 \pm 22$  Ma.

Finalmente, sobre la base de las relaciones estratigráficas y de las dataciones radimétricas, se considera a este magmatismo sincrónico y/o inmediatamente posterior a la depositación de la secuencia de la Formación Punilla-Formación Jagüé, pero previo a la deformación de la Fase Río Blanco. Por lo tanto, se le asigna a estos cuerpos filonianos una edad devónica superior a carbonífera superior temprana.

### 2.3.8. CARBONÍFERO INFERIOR-SUPERIOR TEMPRANO

#### Granitos Cerro Las Tunas, Potrerillos y Los Guandacolinós (27)

*Granitos, granodioritas, monzogranitos, tonalitas y dioritas*

#### Antecedentes

La presencia de cuerpos graníticos neopaleozoicos en la Precordillera septentrional de La Rioja fue determinada por Aceñolaza y Bernasconi (1969a). Estos autores nombraron Granito Potrerillos al *stock* granítico aflorante en la quebrada del río homónimo, asignándole edad post ordovícica basándose en relaciones estratigráficas.

Camino (1972) describió en detalle al Granito Potrerillos, así como al granito Cerro Las Tunas y realizó dataciones radimétricas por el método K/Ar sobre ambos. Más tarde, Varela *et al.* (1996) efectuaron dataciones radimétricas por el método Rb/Sr sobre el *stock* Los Guandacolinós e hicieron un detallado estudio de dicho granitoide.

Llambías (1999) realizó una síntesis de las rocas ígneas carboníferas del Ciclo Gondwánico, donde se

mencionan todos los cuerpos intrusivos del arco magmático carbonífero de la Cordillera Frontal, de la Precordillera y de las Sierras Pampeanas.

### *Distribución areal*

Esta unidad agrupa una serie de granitoides, *stocks* por sus dimensiones, ubicados en el extremo septentrional de la Precordillera riojana y en la sierra de Umango (Sierras Pampeanas Occidentales). En conjunto, estos cuerpos tienden a alinearse en dirección NNE, aunque esto queda mejor evidenciado tomando en cuenta los cuerpos ubicados al SO del área levantada.

Dentro de la zona de trabajo se han identificado cuatro cuerpos principales, en todos los casos elongados en dirección norte a nor-nordeste. De norte a sur, estos son: el *stock* Cerro Las Tunas (cuerpo principal y asomos menores hacia el sur); el *stock* granítico Potrerillos, aflorante a lo largo de la quebrada homónima, de 25 km de largo por 15 de ancho; el *stock* de la sierra del Leoncito (cuerpo principal y asomos menores hacia el norte), ubicado sobre las estribaciones más occidentales de la Precordillera y estudiado en menor detalle que el resto y el *stock* Los Guandacolinis, en el extremo austral del cerro La Esperanza (estribaciones occidentales del basamento ubicadas al oeste de la sierra de Umango), de menor dimensión que el resto de los cuerpos (5 km por 2,5 km).

### *Litología*

Los cuerpos reunidos en esta unidad muestran ciertas particularidades litológicas comunes, como su textura holocristalina, hipidiomorfa, porfiroide en la mayoría de los cuerpos, y la composición mineralógica dominada por plagioclasa, microclino, cuarzo y biotita.

El *stock Los Guandacolinis*, investigado en detalle por Varela *et al.* (1996), se halla afectado por milonitización, de manera heterogénea. El color del cuerpo ígneo grada desde el gris-rosado a rojizo. Los feldespatos poseen alteración sericítico-ferruginosa en grado variable. Presenta dos variedades texturales, una porfiroide de grano fino y otra equigranular. Las características principales de ambas variedades, determinadas por Varela *et al.* (1996), se resumen a continuación.

*Las rocas de textura porfiroide* se sitúan en la zona de borde del *stock* y varían en composición de granodiorita a monzogranito. La granodiorita es bio-

títica y se compone, en orden de abundancia decreciente, de plagioclasa, microclino, cuarzo y biotita, con apatita como mineral accesorio; los fenocristales son de plagioclasa y de microclino perfitico, cuarzo en algunas rocas, con tamaños de 5 a 7 mm, en una matriz mediana a fina formada por la mineralogía antes mencionada; la plagioclasa es zonada, posee núcleos de andesina y zonas marginales de oligoclasa. El monzogranito presenta una mineralogía que difiere de la de la granodiorita sólo en sus proporciones, además, es biotítico; la plagioclasa es subhedral, en cristales tabulares con maclado paralelo al borde de los mismos; el microclino es perfitico y exhibe inclusiones orientadas de plagioclasa; en algunos cristales se han constatado crecimientos gráficos de cuarzo; plagioclasa y microclino se encuentran formando fenocristales; el cuarzo es anhedral, en parte dispuesto en cintas, es el que concentra la deformación y actúa de envolvente de incipientes ojos feldespáticos.

*Los granitoides equigranulares* son, por su moda, monzogranitos. Están constituidos por plagioclasa (oligoclasa), microclino perfitico y mafitos (que no superan el 5 %). Estos últimos conforman una asociación (biotita cloritizada, titanita y minerales opacos) que suele definir folias fluidales envolviendo a los feldespatos, lo que puede interpretarse como un rasgo sin-milonítico.

*La milonitización*, de acuerdo con evidencias microscópicas, es postcristalina y se concentra en fajas de 1 a 2 m de espesor. En éstas se comprueba una incipiente foliación discontinua y recristalización parcial de los minerales primarios. La asociación mineral comprobada es cuarzo, clorita, titanita y opacos. La deformación se habría producido bajo condiciones dúctiles, afectando principalmente al cuarzo, que llega a recristalizar en agregados finos o forma *ribbons* actuando como envolvente de los fenocristales de feldespato.

El *stock del río Potrerillos* fue investigado por Caminos (1972), quien distinguió dentro del mismo, tres variedades de rocas.

La variedad dominante, un *granito porfiroide* de color rosado claro, integra las partes central y nororiental del cuerpo y presenta en algunos casos evidencias de deformación cataclástica. Se compone de fenocristales tabulares de microclino (de 3 a 5 cm de longitud), cuarzo, plagioclasa y biotita.

En las porciones sur y oriental, las litologías preponderantes son *granodioritas* y *tonalitas* grisáceas, de grano medio a grueso, ricas en biotita y hornblenda parcialmente cloritizadas. En algunos

casos, estas rocas muestran evidencias de deformación cataclástica, especialmente en el borde oriental del cuerpo, mientras que en otros casos las evidencias apuntan hacia una deformación de tipo dúctil (*schlieren* de biotita y hornblenda), llegando a formarse localmente texturas gnéicas. Numerosos diques de microgranito leucocrático atraviesan a las tonalitas y granodioritas, definiendo contactos netos.

La tercera variedad, *dioritas y rocas oscuras* de grano grueso y composición no determinada, afloran en el sector occidental del cuerpo. Según Caminos (1972), estas rocas son producto de metasomatismo por adición de calcio y magnesio desde la caja carbonática hacia el intrusivo. Se encuentran atravesadas por filones tonalíticos, y éstos a su vez, por venas leucograníticas rosadas.

El *stock Cerro Las Tunas*, descrito en forma pormenorizada por Caminos (1972), es un cuerpo más pequeño y de composición más uniforme en comparación al del cerro Potrerillos. Aflora al oeste del río del Bonete. La roca dominante es un granito biotítico de grano medio a fino, a veces porfiroide, color rosado. La biotita, algo cloritizada y de grano fino, se distribuye uniformemente entre los componentes félsicos.

#### *Relaciones estratigráficas*

Los cuerpos agrupados en esta unidad se intruyen en unidades de edad proterozoica a devónica, que forman parte del extremo noroccidental de la Precordillera y de las Sierras Pampeanas Occidentales.

El *stock* Los Guandacolininos intruye rocas metamórficas de edad proterozoica asignadas a la Formación Espinal. El control que ejercieron los planos de esquistosidad y otras estructuras metamórficas al momento de emplazamiento de los granitos determinó que éstos guarden relaciones generales de concordancia con su caja metamórfica (Varela *et al.*, 1996).

El *stock* Cerro Las Tunas (Figura 8) y el de la sierra del Leoncito se hallan intruidos en sedimentitas de edad devónica superior a carbonífera superior temprana (Formación Punilla-Formación Jagüé), las que se encuentran fuertemente plegadas. Ambos cuerpos están cubiertos en discordancia erosiva por conglomerados de edad carbonífera superior correspondientes a la base de la Formación Río del Peñón.

El *stock* del cerro Potrerillos (Figura 9) intruye leptometamorfitas de edad ordovícica (Formación

Río Bonete) sobre las que ha sobreimpuesto un incipiente metamorfismo de contacto. El mismo efecto ha producido uno de los asomos menores ubicado al sur del *stock* Cerro Las Tunas.

#### *Marco tectónico de emplazamiento*

Siguiendo a Llambías (1999), se puede decir que finalizada la orogénesis ordovícica del Ciclo Famatiniano, se reinició la subducción en el Carbonífero inferior, localizada en una posición más occidental que la que tuvo durante la probable colisión ordovícica. Según el mismo autor, el marco tectónico de los cuerpos ígneos carboníferos se caracteriza por un área de inestabilidad tectónica, sin marcado engrosamiento cortical. El modelo que corresponde a este marco es el de subducción de litosfera oceánica por debajo del continente, con desarrollo de un arco magmático y de fases orogénicas episódicas.

El arco magmático, de rumbo aproximado norte-sur, se habría implantado sobre terrenos que hoy forman parte de la Cordillera Frontal, borde noroccidental de la Precordillera y borde occidental de las Sierras Pampeanas (Llambías, 1999). La mayor actividad de este arco se habría extendido desde el comienzo del Carbonífero hasta el Triásico inferior alto.

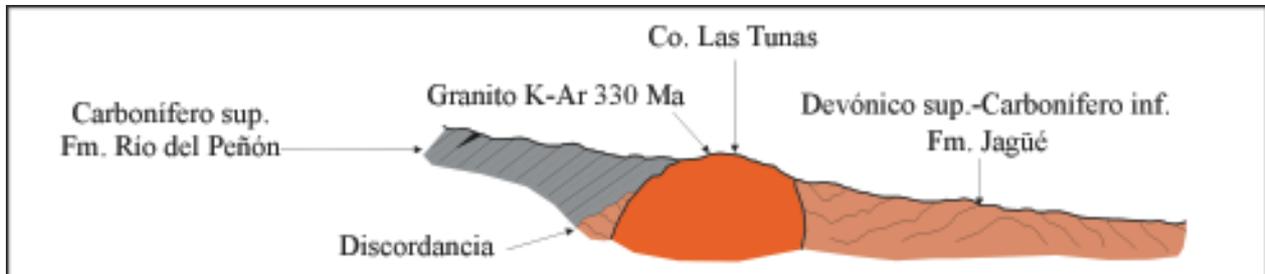
La principal evidencia de la existencia de un margen continental activo, con probable subducción de litosfera oceánica, es el carácter calcoalcalino de estos intrusivos. La presencia de rocas sedimentarias carboníferas dispuestas en discordancia sobre parte de estos cuerpos, indica movimientos de ascenso cortical y erosión posteriores al emplazamiento de los mismos, lo que indica una cierta actividad tectónica, propia de márgenes convergentes compresivos.

Los valores de relaciones isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  iniciales obtenidos para el material granítico del *stock* Los Guandacolininos ( $0,7026 \pm 0,0003$ ) son compatibles con magmas originados en el manto, con poca o ninguna contaminación cortical, según lo indicaron Varela *et al.* (1996).

#### *Edad y correlación*

Varios afloramientos de rocas plutónicas carboníferas se hallan en el sector de la Precordillera riojana y de las Sierras Pampeanas Occidentales ubicadas dentro de la Hoja Tinogasta.

La datación Rb/Sr realizada por Varela *et al.* (1996), sobre muestras del *stock* Los Guandacolininos



**Figura 8.** Perfil esquemático fuera de escala que muestra las relaciones estratigráficas entre el *stock* del cerro Las Tunas y las sedimentitas devónico-carboníferas aflorantes en el área.



**Figura 9.** *Stock* del río Potrerillos. En primer plano restos de depósitos pedemontanos que cubren rocas graníticas. En segundo plano los granitos porfiroideos y de grano grueso del *stock*, deprimidos por meteorización y erosión. Al fondo rocas de caja pertenecientes a la Formación Río Bonete.

(sierra de Umango), dio una edad de  $352\pm 14$  Ma, ubicando a estas rocas en el Carbonífero inferior temprano, muy cerca del límite Devónico-Carbonífero.

Los *stocks* Cerro Las Tunas y Potrerillos fueron datados por Caminos (1972) y dieron edades de  $330\pm 6$  Ma y  $313\pm 17$  Ma, respectivamente. De acuerdo con esta información y con las relaciones estratigráficas observadas, se ubica a estas rocas principalmente en el Carbonífero inferior, pudiendo llegar a la base del Carbonífero superior.

Estas rocas ígneas carboníferas se correlacionan con otros intrusivos asignados por dataciones radiométricas al Carbonífero inferior y englobados por lo tanto en el magmatismo del Ciclo Gondwánico (Llambías, 1999). Ellos son: el intrusivo del cerro Veladero (Sierras Pampeanas), la Granodiorita Tabaquitos (Cordillera Frontal), la Granodiorita del Cerro Punta Blanca (Cordillera Frontal) y la Granodiorita Cerro Carrizalito (Cordillera Frontal).

### 2.3.9. CARBONÍFERO SUPERIOR

#### **Formación Agua Colorada (29)**

*Conglomerados, sabulitas, areniscas, limolitas, arcilitas y lutitas carbonosas*

#### *Antecedentes*

La sucesión continental de edad carbonífera media-superior, que integran las sedimentitas de la Formación Agua Colorada, está compuesta por depósitos fluviales, glaciarios y lacustres. Definida formalmente por Turner (1960), se corresponde con el Piso I de los Estratos de Paganzo (Bodenbender, 1911), y es equivalente, además, con los Estratos de Guandacol y Estratos de Tupe estudiados por Frenguelli (1946) en el sudoeste riojano. También es homologable a la Formación Lagares que Azcuy y Morelli (1970) describieron para el sector sur del Sistema de Famatina.

La sedimentación carbonífera superior de la Cuenca Paganzo traslapó varios terrenos, que ya habían adquirido en el Carbonífero una configuración similar a la actual. La continuidad física de los depósitos sedimentarios fue interrumpida al levantarse, como consecuencia de la tectónica andina, los cordones montañosos que constituyen el relieve actual. Así, las sedimentitas que con sus lógicos cambios de facies engranan lateralmente, recibieron según los sectores y de acuerdo a distintos autores nombres formacionales diferentes. Turner (1964)

utilizó el nombre de Formación Agua Colorada para referirse a las sedimentitas carboníferas que afloran en el tramo medio de la sierra de Famatina y más al norte, en las serranías de Chaschuil y Narváez. Maisonave (1979) extendió los afloramientos de esta unidad hacia el oeste sobre las Sierras Pampeanas Occidentales (sierra del Toro Negro) hasta la Precordillera riojana. En esta última, González y Bossi (1986) de acuerdo a la cita inicial de Borrello (1955), dieron a estas sedimentitas la denominación de Formación Río del Peñón. Finalmente Marcos *et al.* (1971) designaron a las sedimentitas carboníferas, aflorantes a esta latitud (en Cordillera Frontal), como Formación Ranchillos.

#### *Distribución areal, litología y paleoambientes sedimentarios*

En la Hoja Tinogasta se han seguido, en lo posible, los nombres formacionales dados previamente en las distintas áreas, aún considerando como ya ha sido mencionado una sedimentación continua, con sus lógicos cambios de facies y ligero diacronismo en el tiempo, en dirección al poniente. Por lo anterior, los afloramientos de la Formación Agua Colorada se ubican dentro de la sierra de Famatina y un poco al oeste, en la sierra del Toro Negro. Los correspondientes a la Precordillera han sido denominados Formación Río del Peñón y los ubicados en la Cordillera Frontal, Formación Ranchillos.

Para referirse con más detalle a la litología de la Formación Agua Colorada, se puede citar que en el extremo septentrional de la sierra de Famatina la unidad se apoya mediante una discordancia sobre las unidades pre-carboníferas (Maisonave, 1979). La secuencia comienza con un conglomerado de base de 18 metros de potencia, con clastos redondeados de hasta 15 cm, predominantemente de rocas del basamento y matriz arenosa. Continúa con un potente paquete de ortocuarcitas blancas, macizas, de aspecto sacaroide y culmina con 200 m de areniscas cuarzosas de grano medio, rosadas a amarillentas, con intercalaciones de limolitas pardas a verdosas.

Al sudeste del puesto La Pampa, sobre la margen izquierda del río Valle Hermoso, la secuencia carbonífera se halla plegada conformando un sinclinal compuesto por areniscas blanco amarillentas, con intercalaciones de lutitas oscuras y verde amarillentas. Hacia el este, en las cercanías del puesto El Peñón, la unidad se apoya discordantemente sobre la Formación Suri, comenzando con un conglomerado

do polimíctico pardo morado de 180 m, seguido por areniscas gruesas blanquecinas en bancos de hasta 150 m de potencia.

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, Maisonave (1979) describió la unidad como constituida por:

- *sección inferior* (80-100 m): lutitas negras, areniscas y areniscas limosas verdosas y amarillentas verdosas.

- *sección intermedia* (320 m): areniscas amarillentas con tintes morados con intercalaciones de capas limolíticas.

- *sección superior* (330 m): sabulitas blanquecinas, que se intercalan con areniscas rojizas que van a pasar transicionalmente a las areniscas rojas del Pérmico.

Al poniente de los afloramientos anteriores, Maisonave (1979) reseñó una secuencia sedimentaria de edad carbonífera y la asignó a la Formación Agua Colorada. Sin embargo, mencionó que posee semejanzas litológicas con el Carbonífero de la Precordillera. En general, la secuencia se apoya en discordancia sobre las metamorfitas de la Formación Espinal o sobre las sedimentitas ordovícicas y pasa transicionalmente a las sedimentitas pérmicas. El autor citado agrupó esta secuencia en cuatro secciones:

- *sección inferior* (100 m): conglomerados de color gris oscuro a gris verdoso, que en sus tramos basales poseen bloques de migmatitas de hasta 1,20 metros. Afloran en la quebrada de la Yegua Pircada y en el borde austral del cerro de la Escarcha, donde el conglomerado es intruido por potentes diques andesíticos.

- *sección intermedia inferior* (60 m): areniscas y pelitas de tonos verdosos y negruzcos. Aceñolaza (1970) describió un perfil de esta sección en las cercanías del puesto del río Frío. Comienza con un banco de lutitas verde oscuras de 20 m, seguidas por niveles de areniscas finas verdosas con lutitas verdes intercaladas de 30 y 10 m respectivamente, rematando con dos bancos de lutitas de color verde oscuro. El nivel lutítico inferior es portador de *Orchosteropus atavus* Freng. y de flora de *Rhacopteris*.

- *sección intermedia superior* (1000 m): areniscas arcósicas de grano medio a grueso de colores blanquecinos, grises y amarillentos, se intercalan limolitas verdosas y lutitas negras de 2-3 metros, la sección tiene estructura interna entrecruzada. Hacia la parte superior, la sucesión psamítica presenta

una disminución del tamaño de grano y una mayor compactación, abundan las cuarcitas grises y rosadas con niveles arcósicos de similares tonalidades y capas de limolitas verdosas y lutitas negras. Aflora en las cercanías de los cerros Champas y Fortuna, como una franja que acompaña la falla que se ubica al poniente del cerro Cuminchango y al poniente de la desembocadura de la quebrada homónima.

- *sección superior* (300 m): comienza con un conglomerado basal de color morado que pasa a areniscas de la misma coloración, a las que se asocian intercalaciones de limolitas verdosas y rojizas. Sobre estas litologías se disponen sabulitas amarillentas y areniscas claras, características de esta sección. La sección aflora en las quebradas de La Sepultura y de Los Arcos.

Según Turner (1971), los mejores afloramientos de la vertiente oriental del Famatina se hallan en la cuenca superior del río Achavil y en la quebrada de Las Gredas. En esta última localidad, la secuencia comienza con un conglomerado bien estratificado, gris amarillento con matriz de arcosa fina. Le siguen areniscas muy micáceas y areniscas cuarzosas de grano fino. Sobre ellas se asientan areniscas de color amarillento ocráceo, sobre las que descansan conglomerados con clastos de granito, esquistos y otras metamorfitas. El perfil continúa con areniscas y areniscas arcillosas blanquecinas con capas conglomerádicas del mismo tono, se intercalan además lutitas con niveles carbonosos delgados con restos de plantas. Más recientemente, también en la quebrada de las Gredas, Limarino y Gutiérrez (1990) describieron la presencia de diamictitas de origen glacial; su estrecha relación con depósitos lacustres portadores de palinomorfos les permitió asignarle a la glaciación una edad carbonífera superior.

En la quebrada del río Volcancito, Turner (1964) mencionó que la Formación Agua Colorada se apoya en discordancia angular sobre las lutitas plegadas de la Formación Volcancito y que hacia el norte está cubierta por morenas y acarreo moderno en la Pampa Real.

En el tramo central de la sierra de Famatina, entre el cerro Portezuelo y Casa Blanca, Turner (1964) reseñó a la unidad compuesta por:

- *sección basal* (300 m): areniscas y conglomerados de color gris blanquecino con intercalaciones de lutitas.

- *sección media* (50-60 m): areniscas de color amarillo claro, conglomerados y lutitas de varios colores, con intercalaciones carbonosas.

- *sección superior*: areniscas de color rojizo claro, conglomerados, arcosas rojizas y blanquecinas y areniscas de colores claros.

Hay otros afloramientos en el arroyo Cachiyuyo, en el pie occidental de la cuesta del Tocino y en las Pircas, entre Mudaderos y Las Trojas, en general compuestos por lutitas, areniscas de colores claros y conglomerados.

Los afloramientos de la quebrada de Paimán, formados por areniscas, lutitas y conglomerados fueron incluidos por Turner (1971) en la Formación Agua Colorada, destacando este autor la heterogeneidad de sus rocas y sus abigarrados colores, dados por la alternancia de bancos blancos y rojos. Aceñolaza y Lech (1996) mencionaron que en la fosa tectónica de Paimán, la unidad se dispone discordantemente sobre la Formación Paimán. Comienza con un conglomerado clasto-sostén de color pardo rojizo y continúa con pelitas y limolitas con intercalaciones de finos bancos de areniscas, de colores pardo verdosos a amarillentos. Interpretaron a la sucesión como correspondiente a un ambiente fluvial de ríos entrelazados.

Limarino (1987) confirmó el ambiente de deposición continental para los depósitos de la sección inferior del Grupo Paganzo representado por la Formación Agua Colorada, en la parte central del Sistema de Famatina. Sobre la base del estudio de perfiles detallados describió cinco facies sedimentarias para esta sección:

*Facies A*: conglomerados y brechas groseramente estratificadas. Aflora fuera del ámbito de la Hoja, en la sierra de Sañogasta. Es una facies de poca persistencia lateral. Se caracteriza por la abundancia de conglomerados gruesos y escasez de limolitas y areniscas finas. Se depositó en áreas próximas a los frentes montañosos, formando abanicos aluviales.

*Facies B*: sabulitas, conglomerados y areniscas gruesas. De mayor potencia y distribución areal que la anterior, fue depositada en sistemas fluviales entrelazados de baja sinuosidad. Presenta dos subfacies, la *B1* de sabulitas y conglomerados con areniscas finas subordinadas, depositados en ambientes de canal (barras), en cursos ubicados en zonas proximales a las áreas de aporte y la *B2* de areniscas gruesas y sabulitas con algunos niveles de pelitas y psefitas. Si bien predominan los depósitos de canal, las areniscas finas y limolitas se habrían depositado en condiciones de bajo régimen de flujo, sujetas a exposición subaérea pudiendo corresponder a facies

de planicies de inundación o términos superiores de barras de canal (islas).

*Facies C*: areniscas y pelitas con marcas subestratales. Aflora en las sierras de Famatina y de Sañogasta, disponiéndose en la parte basal o eventualmente media de la Formación Agua Colorada. Dividida en cinco subfacies, se depositó en un ambiente lacustre caracterizado por los extensos lagos que se relacionaron con la fase final de la glaciación carbonífera, en esta parte del Gondwana (López Gamundi *et al.*, 1986).

Subfacies *C1* de pelitas y areniscas finamente estratificadas en capas tabulares muy delgadas. Se habrían depositado en sectores interiores de la cuenca lacustre.

Subfacies *C2* de areniscas y pelitas, con mayor participación de psamitas que la anterior y frecuente aparición de ciclos de Bouma. Sedimentación de material arenoso en condiciones de bajo régimen de flujo.

Subfacies *C3* intercalaciones delgadas de diamictitas finas sin estratificación y areniscas guijarrosas con elevado porcentaje de matriz. Representan pequeños canales alimentadores de las turbiditas.

Subfacies *C4* de ortoconglomerados polimícticos que alternan rítmicamente con areniscas muy finas y pelitas muy carbonosas. Los conglomerados serían depósitos de barras de línea de costa y las areniscas finas laminadas corresponderían a breves períodos de expansión del cuerpo lacustre.

Subfacies *C5* constituida por varves alternantes con areniscas finas y pelitas. La sucesión de varves glaciarios reflejan diferencias significativas en la energía del medio depositacional.

*Facies D*: diamictitas y areniscas guijarrosas. Las primeras son de colores claros, aspecto caótico, matriz fina, clastos redondeados a angulosos, macizas y sin estratificación. Las areniscas guijarrosas son de colores claros, clastos desordenados que integran estratos lenticulares macizos. Desde el punto de vista paleoambiental representan un sistema fluvio-glacial. Esta facies está restringida a la parte inferior de la Formación Agua Colorada, en las localidades de Las Gredas y Casa Blanca (sierra de Famatina).

*Facies E*: conglomerados, areniscas y pelitas. Constituyen un ambiente de sedimentación fluvial, probablemente de ríos anastomosados con buen desarrollo de depósitos de llanura de inundación.

Resumiendo las condiciones ambientales, los *términos fluviales* corresponderían a las secuencias

fanglomerádicas (Facies A), las fluviales entrelazadas (Facies B y parcialmente D) y las fluviales anastomosadas (Facies E). Los *términos lacustres* estarían representados por la Facies C y los *glacia-rios* por diamictitas (Facies D).

### Espesor

Los afloramientos de unidades del Carbonífero superior están ampliamente esparcidos en el ámbito de la Hoja Tinogasta, habiéndose estimado distintos espesores según los autores y localidades. Turner (1964) estimó una potencia de 800 m para la zona central de la sierra de Famatina. Por su parte, Maisonave (1979) consideró que las secuencias aflorantes en la región centro oriental de la Hoja Cerros Cuminchango, alcanzan los 750 m, a diferencia de las que afloran en el tercio occidental de la Hoja, que llegan a tener espesores de 1500 metros.

### Contenido paleontológico y edad

La Formación Agua Colorada ha brindado una rica y variada megafloora proveniente de varias localidades (ríos Las Pircas y Agua Colorada; puestos La Pampa, Primera Agua, Casa Blanca, Casa de Lata y El Vallecito; minas Santa Rosa y La Estrella; quebrada de Las Trancas y portezuelos Blanco y de Los Berros). La composición de las mismas permite referirlas a la Zona NBG (Frenguelli, 1944; Limarino *et al.*, 1984; Gutiérrez *et al.*, 1986, 1992; Gutiérrez, 1987, 1988, 1994, 1995).

También proporcionó ricas asociaciones palinológicas. Aquéllas provenientes de los depósitos diamictícticos de la base de la formación (Gutiérrez, 1988, 1990; Limarino y Gutiérrez, 1990) indicarían que la sedimentación de la unidad habría comenzado a principios del Carbonífero tardío. Las asociaciones microflorísticas de los depósitos lacustres y fluviales (Menéndez, 1965; Menéndez y González Amicón, 1979; Azcuy *et al.* 1982; Limarino *et al.*, 1984; Azcuy y Gutiérrez, 1984; Gutiérrez, 1988, 1993) permiten referirlas a la biozona *Raistrickia densa-Convolutispora muriornata* (DM) del Carbonífero tardío del noroeste argentino.

Los depósitos lacustres brindaron abundantes restos de megasporas (Gutiérrez, 1987, 1988). En las sierras de Paimán y Narváez, rocas de la Formación Agua Colorada, referibles a facies lacustres, también suministraron una microflora relacionable a dicha zona (Vergel y Luna 1992; Vergel *et al.*, 1993).

Contenido megaflorístico 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*

Contenido megaflorístico de la sección superior de la unidad:

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

Basándose en el contenido fosilífero y de acuerdo con los autores antes citados, se asigna la unidad al Carbonífero superior.

### Relaciones estratigráficas

En todos los lugares donde ha sido posible observarse, la Formación Agua Colorada se sobrepone mediante discordancia angular sobre las unidades pre-carboníferas. En su techo la secuencia muestra un pasaje concordante y transicional hacia las areniscas y pelitas rojas pérmicas de las formaciones Patquía y de La Cuesta, que se le sobrepone en muchas localidades.

### Correlaciones

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

Además es correlacionable con las unidades equivalentes de la Cuenca Río Blanco (formaciones Quebrada Larga y Río del Peñón) y de la Cuenca Calingasta-Uspallata (Formación Ranchillos). Esta

última entidad, que aflora en el área de la Hoja, puede equipararse a las unidades que representan al Carbonífero marino de la Cordillera Frontal.

### 2.3.10. CARBONÍFERO SUPERIOR - PÉRMICO INFERIOR

#### Formación Punta del Agua (28)

*Andesitas, riolacitas, pórfidos dioríticos, pórfidos andesíticos; piroclastitas; conglomerados volcánicos; arenitas líticas volcánicas; pelitas*

#### Antecedentes

Esta unidad se encuentra formada por un complejo volcánico-sedimentario donde alternan flujos lávicos principalmente andesíticos, flujos piroclásticos y sedimentitas. El episodio magmático está representado por una facies efusiva y otra intrusiva de características hipabisales. Estas rocas han sido citadas por Cuerda (1948) como un Filón capa de meláfiro, Borrello (1955) las denominó Jagüeliano, Aceñolaza y Bernasconi (1969) las nombraron Intrusivo del Cerro Chuscho, Aceñolaza (1971) como Andesita de Punta del Agua y Andesita Cerro Chuscho por Aceñolaza *et al.* (1971).

González y Bossi (1986) fueron los primeros en dar a estas rocas la denominación formal de Formación Punta del Agua, adaptándose a las normas de nomenclatura estratigráfica. Pero el nombre corresponde por prioridad a Aceñolaza (1971).

Aceñolaza describió en 1971 a la Andesita de Punta del Agua. Por otro lado, en la obra publicada sobre "La Precordillera de Jagüé", Aceñolaza *et al.* (1971) consideraron que las por ellos nominadas andesitas Cerro Chuscho, Las Casitas y Punta del Agua pertenecen a un mismo ciclo magmático. En el presente informe se interpreta que la Andesita Punta del Agua (Formación Punta del Agua) pertenece a un episodio magmático neocarbonífero; en cambio los afloramientos del cerro Chuscho son descritos como lavas almohadilladas e intrusivos basálticos asociados. Estas rocas serían, de acuerdo con las relaciones estratigráficas y con los fósiles hallados en las sedimentitas asociadas, de edad ordovícica.

Con respecto a la Andesita Las Casitas (Aceñolaza *et al.*, 1971), no ha sido posible observarla durante las tareas de campo, pero de acuerdo a la descripción original de Aceñolaza *et al.* (1971) desarrolló una estructura de brecha con bloques de gran tamaño, similar a la descrita para el cerro Chuscho,

por lo cual se estima que podría ser homologable con los afloramientos de este último.

#### Distribución areal

La unidad toma el nombre del puesto homónimo, ubicado sobre el río del Peñón, en cuyas inmediaciones hay amplios afloramientos de andesitas. Ésta puede ser considerada la localidad tipo de la unidad, pues el río corta el sinclinal de Rincón Blanco exponiendo excelentes perfiles de la formación sobre ambos flancos del sinclinal (Figura 10).

La contemporaneidad de los episodios magmático y sedimentario neocarboníferos, determina la interdigitación de ambas secuencias y por lo tanto una asociación en los afloramientos de las formaciones Punta del Agua y Río del Peñón (Figura 11). Esta asociación de volcanitas y sedimentitas es una característica de los afloramientos carboníferos pertenecientes a la Cuenca Río Blanco, expuestos en la Precordillera riojana, que con rumbo NE-SO atraviesa la mitad occidental de la Hoja, extendiéndose desde el extremo norte de la sierra de La Punilla, por el sur, hasta el cerro de La Salamanca en el norte.

#### Litología

La composición de esta unidad es bastante variada, incluye rocas ígneas efusivas, piroclastitas, intrusivas y sedimentitas intercaladas.

La *facies efusiva* forma amplios afloramientos en la parte baja de ambos flancos del sinclinal de Rincón Blanco, donde potentes mantos de andesitas se intercalan entre los conglomerados y las sabulitas de la Formación Río del Peñón. Las andesitas son de color gris oscuro a gris verdoso, varían desde afíricas fluidales a porfíricas, a veces con estructuras brechadas. En las de textura porfírica, los fenocristales principales son plagioclasa, anfíbol y clinopiroxeno. También forman parte de este complejo algunos productos más ácidos (mantos de riolacitas, brechas volcánicas autoclásticas y aglomerados volcánicos) observados en la quebrada del río Tuli (Fauqué *et al.*, 1991).

Aceñolaza *et al.* (1971) describieron a las andesitas como de color verde oscuro, textura afanítica y localmente fanerítica. La plagioclasa más frecuente es andesina, seguida por oligoclasa; los ferromagnesianos son indistintamente hornblenda, augita o biotita; como minerales accesorios hay calcita, vidrio y cuarzo.



**Figura 10.** Afloramientos de la Formación Punta del Agua en su localidad tipo.



**Figura 11.** Volcanitas de la Formación Punta del Agua asociadas a las sedimentitas de la Formación Río del Peñón, en el flanco oriental del sinclinal del Rincón Blanco.

Las *piroclastitas*, subordinadas a los flujos lávicos, son rocas densas y duras de color oscuro. Comprenden principalmente depósitos de flujos de bloques y cenizas y depósitos de flujos piroclásticos.

La *facies intrusiva* está representada por cuerpos hipabisales de composición básica a intermedia (Aceñolaza *et al.*, 1971). Estos cuerpos intruyen a la Formación Punilla-Formación Jagüé y a los niveles conglomerádicos de la parte baja de la Formación Río del Peñón. El *stock* del cerro Cándido, emplazado en el eocarbonífero en la zona de Agua de Carlos, está compuesto por un pórfido diorítico grisáceo. Sus principales constituyentes son andesina media (67%) y hornblenda verde con apatita como mineral accesorio (Fauqué *et al.*, 1991). De este *stock* parten filones andesíticos.

Dentro del ámbito de la Hoja Cerros Cuminchango, Maisonave (1979) citó abundantes filones de pórfidos andesíticos, pertenecientes a este ciclo magmático, que intruyen a las sedimentitas carboníferas, al cuerpo granítico del río Potrerillos, a las leptometamorfitas ordovícicas y a las ectinitas precámbricas. También mencionó otro potente filón andesítico en el cerro de La Escarcha que intruye al conglomerado basal y a las areniscas arcósicas blanquecinas del Carbonífero. El mismo autor destacó una variación composicional de este magmatismo por la presencia de un potente filón de pórfidos sienodioríticos en las cabeceras del río Tendal.

Las sedimentitas, intercaladas con las volcánicas, son principalmente conglomerados volcánicos, arenitas líticas volcánicas y escasas pelitas.

### *Espesor*

El espesor que ha podido estimarse en los distintos afloramientos es muy variable, situación normal en secuencias con estas características. El mayor espesor medido corresponde al perfil de la quebrada de Tuli, donde la secuencia volcano-sedimentaria alcanza los 1000 metros.

### *Consideraciones petrogenéticas*

Las volcánicas de la Formación Punta del Agua, discordantes sobre el Carbonífero inferior, corresponden a un episodio volcánico contemporáneo con el relleno de la cuenca neocarbonífera.

Según Llambías (1999), las secuencias volcano-sedimentarias de la Precordillera, asociadas al mag-

matismo carbonífero, marcan la fuerte inestabilidad de la corteza, característica de regiones orogénicas y favorables para el desarrollo de arcos magmáticos.

El análisis geoquímico de las volcánicas indica que se trata de rocas calcoalcalinas con alto potasio, emplazadas en un régimen orogénico vinculado a subducción.

Para corroborar el marco tectónico se utilizó el diagrama de Wood *et al.* (1979), en el que las volcánicas grafican en el campo de las lavas de arco, y el diagrama de Gill (1981) donde estas rocas se hallan principalmente en el campo de las andesitas orogénicas, ratificándose con ambos esquemas el ambiente de emplazamiento en un régimen destructivo de margen continental.

### *Relaciones estratigráficas*

Las relaciones estratigráficas de esta unidad han sido citadas por varios autores, pero en algunos casos no hay coincidencia en las observaciones.

En el sinclinal de Rincón Blanco, Aceñolaza *et al.* (1971) mencionaron que la base de la secuencia sedimentaria plegada se halla intruida por las volcánicas. Por su parte Scalabrini Ortiz y Arrondo (1973), refiriéndose a la misma relación, citaron una discordancia angular entre ambas secuencias. González y Bossi (1986) consideraron que la Formación Río del Peñón suprayace a la Formación Punta del Agua en forma normal, en este mismo sector.

En la Hoja Cerros Cuminchango, Maisonave (1979) destacó que las coladas y los aglomerados andesíticos se asocian a focos eruptivos discontinuos, alineados en forma submeridiana, que habrían extruido sus materiales a través y sobre las sedimentitas carboníferas. Según el mismo autor, el nivel de emplazamiento estratigráfico de los aglomerados y las coladas se ubica entre el techo del Carbonífero y la base del Pérmico.

Las observaciones de campo realizadas durante el levantamiento de la Hoja, en los sinclinales de Rincón Blanco y de la quebrada de Las Vacas, en las quebradas de El Ingrato y de Los Llantenes y en la zona de Agua de Carlos, permiten afirmar que la facies hipabisal intruye a la secuencia devónica superior-carbonífera inferior y al miembro inferior del neocarbonífero. Por otro lado, la facies volcánica se intercala lateralmente y en forma discontinua con la secuencia depositacional de la Formación Río del Peñón, hecho que destaca la contemporaneidad de las sedimentitas y las volcánicas.

### Edad y correlaciones

Aceñolaza y Bernasconi (1969a) asignaron a las rocas de esta unidad, una edad carbonífera inferior a media, fundamentándose en criterios estratigráficos. Posteriormente, Aceñolaza *et al.* (1971), utilizando los mismos criterios, les dieron una edad tournaiana inferior a media. Maisonave (1979), las ubicó “entre el techo del Carbónico y la base del Pérmico”.

En el presente informe, se asigna a esta formación una edad carbonífera tardía-pérmica temprana. Se llegó a esa conclusión primero, por la contemporaneidad del episodio magmático de la Formación Punta del Agua con la sedimentación de la Formación Río del Peñón (carbonífera tardía-pérmica temprana), puesta de manifiesto por la interdigitación de ambas unidades y, en segundo lugar, por los datos radiométricos correspondientes a dos muestras de volcanitas aflorantes en la quebrada de Tuli, que arrojaron edades de 287 Ma y 295 Ma.

Con respecto a su correlación regional, la secuencia magmática aquí reseñada podría ser homologable con la actividad magmática mesovariscica, descrita por Polanski (1966) en la Cordillera Frontal de Mendoza.

### Formación Río del Peñón (30)

*Areniscas, limolitas, arcilitas y conglomerados*

#### Antecedentes

Esta unidad está representada por una secuencia depositacional de edad carbonífera tardía-pérmica temprana, caracterizada por sucesiones continentales con delgadas intercalaciones marinas.

Sus afloramientos han sido reseñados por Borrello (1955, Peñoniano), Aceñolaza (1971, Formación Volcán), Aceñolaza *et al.* (1971, Formación Tupe), Scalabrini Ortiz (1973, Formación Quebrada Larga). González y Bossi (1986), dando la prioridad a Borrello (1955) y de acuerdo a las normas vigentes de nomenclatura estratigráfica la nominaron Formación Río del Peñón. Arigós (1957) y Cuerda (1948) también se refirieron a estos asomos.

#### Distribución areal

La Formación Río del Peñón aflora en la zona occidental de la Hoja Tinogasta, constituye una faja estrecha y alargada, que desde el extremo norte de la sierra de La Punilla se extiende con dirección nor-

deste hasta el extremo norte de la Hoja. Fuera de los límites de la misma, continúa tanto hacia el norte como hacia el sur. Dentro de esta faja quedan incluidos los afloramientos del tercio occidental de la Hoja Cerros Cuminchango (Maisonave, 1979), mencionados por este autor como “Carbónico de la Precordillera”, debido a sus semejanzas litológicas con el de esta provincia geológica.

#### Litología

La localidad tipo de esta unidad es el sinclinal de Rincón Blanco (Figura 12), en donde puede apreciarse un excelente perfil, a lo largo de la quebrada del río del Peñón. El perfil ha sido estudiado por Aceñolaza (1971) y Scalabrini Ortiz y Arrondo (1973) y citado por varios autores.

Aceñolaza (1971) describió el perfil del flanco oriental del sinclinal, donde reconoció los siguientes miembros:

*Miembro arenoso basal* (305 m): lo integra una espesa sucesión de areniscas gruesas y medianas, blanco amarillentas, con intercalaciones de lutitas oscuras carbonosas con restos vegetales.

*Miembro lutítico arenoso inferior* (126 m): compuesto por una sucesión de areniscas finas verdosas y lutitas oscuras laminadas. Es portador de varios niveles fosilíferos.

*Miembro arenoso rojizo* (50 m): lo forman areniscas medianas y gruesas, arcósicas, de color rosado y lutitas pardo rojizas.

*Miembro lutítico-arenoso superior* (30 m): constituido por lutitas oscuras y verdosas con intercalaciones de areniscas gris verdosas y concreciones esféricas.

Según Aceñolaza (1971), el perfil tiene su techo erosionado, mientras que la base se halla intruida por la Andesita Punta del Agua.

Por su parte Scalabrini Ortiz y Arrondo (1973) detallaron el perfil del río del Peñón, integrado de base a techo por:

*Miembro de areniscas blanquecinas* (724 m): areniscas gris blanquecinas de grano grueso, estratificadas en bancos de más de 1 m de potencia, con estructuras entrecruzadas. Se intercalan limolitas verdosas; lutitas de color gris oscuro (una con restos vegetales) y areniscas conglomerádicas gris verdosas y gris blanquecinas.

*Miembro de areniscas y lutitas marinas* (135 m): sucesión de areniscas de color gris verdoso, gris claro y gris pardusco, medianas a gruesas, estratificadas en bancos medianos; lutitas de color gris os-

curo con concreciones calcáreas lenticulares; areniscas conglomerádicas gris verdosas. Este miembro es portador de siete niveles con invertebrados marinos.

*Miembro de areniscas y lutitas gris verdosas* (381 m): areniscas de color gris verdoso, gris y gris violáceo, de grano fino, estratificadas en bancos medianos, con abundantes ondulitas en alguno de ellos. Se intercalan lutitas y limolitas de color gris oscuro y verdoso.

El techo del perfil es desconocido por haber sido erosionado y su base se apoya mediante discordancia angular sobre una basandesita de color gris verdoso oscuro (Formación Punta del Agua).

González y Bossi (1987) describieron un perfil litológico más simplificado, identificando dos miembros que según ellos resaltan por su litología y coloración:

*Miembro inferior*: psamítico, blanco amarillento, continental, con restos vegetales.

*Miembro superior*: psamítico-pelítico de colores grises y verdosos, esencialmente marino, con varios niveles fosilíferos en su tercio inferior.

El contacto entre ambos miembros es, de acuerdo a estos autores, transicional.

Según las observaciones realizadas durante el levantamiento de la Hoja Tinogasta, es importante destacar que en el sinclinal de Rincón Blanco, donde fueron hechos los estudios anteriores, no se encuentra expuesta la base de esta sucesión. La misma se ha podido observar un poco al sur, en la zona de Agua de Carlos. Otro punto a tener en cuenta es que las volcanitas denominadas Formación Punta del Agua (Aceñolaza, 1971), que afloran ampliamente en el sinclinal de Rincón Blanco, corresponden a un episodio volcánico que interrumpe parcial y muy localmente la sedimentación de la Formación Río del Peñón. Esta intercalación volcánica muy discontinua lateralmente podría representar una facies volcánica de la secuencia depositacional, con lo que cabría describirla en este apartado. Sin embargo, se dará prioridad a la denominación formal que le fuera impuesta por Aceñolaza (1971) y se la tratará separadamente. Es importante destacar la contemporaneidad de los depósitos sedimentarios de la Formación Río del Peñón, con las volcanitas de la Formación Punta del Agua. Se arribó a las conclusiones recién expuestas mediante el levantamiento de tres perfiles, a saber:

- a) perfil del sinclinal de Rincón Blanco.
- b) perfil parcial de la quebrada del río Tuli.
- c) perfil parcial de Agua de Carlos, que incluye

la discordancia angular, ubicada en la base de la sucesión.

En las consideraciones petrogenéticas, se hace una breve reseña de los distintos miembros identificados para la unidad, a través del estudio de los tres perfiles.

#### *Consideraciones petrogenéticas, ambientes de sedimentación y zonas de aporte*

La sedimentación de la Formación Río del Peñón está caracterizada por la alternancia de ambientes continentales y marinos litorales, producto de fluctuaciones en el nivel del mar, que determinaron la repetición de ciclos transgresivos y regresivos.

En los perfiles arriba citados se han reconocido siete miembros para esta unidad, cada uno de los cuales representa una litofacies que identifica a un determinado ambiente depositacional.

De base a techo se reconocieron los siguientes miembros:

*Miembro conglomerádico arenoso inferior - Perfiles de Tuli y Agua de Carlos* (120 m): compuesto en su parte baja por un potente ortoconglomerado polimítico, alterna hacia arriba con intercalaciones de sabulitas y areniscas blanquecinas con estratificación entrecruzada. Desde el punto de vista paleoambiental, la parte más baja de este miembro corresponde a una secuencia fluvial entrelazada distal. Ambas secuencias representan a un ambiente formado por un delta progradante.

*Miembro arenoso marino - Perfil del sinclinal de Rincón Blanco* (40 m): formado por areniscas medianas verdosas y calizas; caracteriza un ambiente marino litoral (*nearshore*) discontinuo lateralmente por cambio de facies.

*Miembro arenoso deltaico - Perfil del sinclinal de Rincón Blanco* (120 m): constituido por sabulitas blancas en bancos lenticulares con estratificación entrecruzada. Manifiesta condiciones ambientales de tipo fluvial entrelazado arenoso, probablemente distributivo, formando deltas progradantes.

*Miembro arenoso fluvial - Perfil del sinclinal de Rincón Blanco* (60 m): ha sido depositado en un ambiente fluvial meandriforme. La secuencia de sabulitas con estratificación entrecruzada representa depósitos de canal y, las lutitas negras carbonosas y areniscas finas verdosas laminadas, depósitos de planicie de inundación.

*Miembro de lutitas y areniscas inferiores - Perfil del sinclinal de Rincón Blanco* (270 m): está conformado por areniscas y lutitas con escasas in-

tercalaciones de calizas estromatolíticas portadoras de varias especies de braquiópodos. Esta litología pertenece a secuencias transgresivas regresivas, caracterizadas por transgresiones rápidas y regresiones lentas o transicionales, con ciclos granocrecientes. Éstos comienzan con pelitas en la base y continúan con areniscas y calizas que pasan a areniscas con ondulitas, culminando el ciclo con cuarcitas con laminación y *parting*.

*Miembro de areniscas y conglomerados rosados- Perfil del sinclinal de Rincón Blanco* (120 m): compuesto por areniscas arcóscicas rosadas, con estratificación entrecruzada y paleocanales de grandes dimensiones, corresponde a un ambiente continental fluvial entrelazado arenoso, probablemente distributivo.

*Miembro de lutitas y areniscas superiores - Perfil del sinclinal de Rincón Blanco* (70 m): abundancia de pelitas verdosas acompañadas por areniscas y calizas. Representa un ambiente litoral, que corresponde a una nueva ingresión marina.

Con respecto a las zonas de aporte, Scalabrini Ortiz y Arrondo (1973), sobre la base de la inmadurez textural y alto porcentaje de líticos y minerales inestables, destacaron el corto transporte sedimentario sufrido y la proveniencia de una sola área de aporte, que de acuerdo a las paleocorrientes se ubicaría al este, donde actualmente están las sierras de Umango y Toro Negro.

Por otro lado, Aceñolaza (1971) indicó que el aporte debió efectuarse desde un área granítica (granito de Potrerillos), con menor incidencia de zonas de rocas metamórficas.

Probablemente, la parte baja de la secuencia, donde dominan las areniscas con cuarzo y las areniscas líticas subfeldespáticas, han tenido como área de aporte a las metamorfitas y a los granitos del basamento de las Sierras Pampeanas. En cambio, la parte superior de la secuencia, donde dominan arcosas y conglomerados arcóscicos, evidencia sin lugar a dudas un área de aporte granítica, probablemente representada por las rocas magmáticas eocarboníferas, que en forma discontinua afloran al este del perfil (Granitos Cerro Las Tunas, Potrerillos y Los Guandacolinos, y de los Granitoides del Cerro Veladero, aflorantes en la Hoja Villa Unión).

### Espesor

La parte inferior de la secuencia (entre Agua de Carlos y el sinclinal de Rincón Blanco) está parcial-

mente cubierta y afectada por fallamiento, por lo que no ha sido obtenida una sección completa que permita señalar correctamente el espesor de la Formación Río del Peñón. Los tres perfiles parciales levantados suman 1012 metros de potencia, considerándose que el espesor real puede ser algo superior a este valor. Esta potencia estimada es compatible con los 1271 metros que calculó Scalabrini Ortiz (1973) para la misma secuencia en el sinclinal de Rincón Blanco. Es comparable, además, con los valores dados para la Formación Quebrada Larga (correlacionable con la Formación Río del Peñón) en su localidad tipo (Scalabrini Ortiz, 1970), donde se le asignaron 1262 metros.

### Contenido fosilífero y edad

Niveles fosilíferos con invertebrados marinos han sido descritos en ambos flancos del sinclinal de Rincón Blanco. Aceñolaza (1971) citó, en el "Miembro lutítico arenoso inferior", tres niveles fosilíferos en el flanco oriental, mientras que en el opuesto se hallaron cuatro.

#### Niveles fosilíferos del flanco oriental:

- Superior: *Septosyringothyris* sp.  
 Medio: *Carbonicola promissa* Frenguelli  
*Peruvispira* sp.  
 Inferior: *Streptorhynchus inaequioratus* Leanza  
*Tornquistia jachalensis* (Amos)

#### Niveles fosilíferos del flanco occidental:

- Superior: *Septosyringothyris* sp.  
 Medio sup: *Carbonicola promissa* Frenguelli  
*Algas estromatolíticas*  
*Peruvispira* sp.  
 Medio inf: *Tornquistia jachalensis* (Amos)  
*Streptorhynchus inaequioratus* Leanza  
 Inferior: "*Productus*" *riojanus* Leanza  
*Syringothyris keideli* Harr. var. *Erina*  
 Leanza  
 cf. *Axyrinxia* sp.  
*Orbiculoidea* sp.  
*Lingula* sp.

Por su parte, González y Bossi (1986) citaron, en el tercio inferior del miembro superior por ellos descrito, varios niveles fosilíferos con invertebrados marinos pertenecientes a la "fauna intermedia" que González (1985) estimó, *lato sensu*, en el Westfaliano-Estefaniano. Son portadores de: *Canneyella* sp., *Posidonia?* sp., *Promytilus* sp.,

*Eoschizodus?* sp., Antracósidos indet., Pectinacea indet., *Streptorhynchus* sp., *Septosyringothyris?* sp., *Spiriferacea* indet., *Chonetacea* indet., *Peruvispira* sp., *Warthia* sp., Gastropoda indet., Ostracoda indet., escamas y placas de peces indeterminados.

En el perfil realizado durante las tareas de campo en el ala oriental del sinclinal, inmediatamente al sur del río del Peñón, se reconocieron niveles fosilíferos portadores de: *Septosyringothyris* sp., *Antracomya?* *diluta* Leanza, *Carbonicola promissa* Frenguelli, *Peruvispira australis* Sabbatini y Noirat.

Carrizo y Azcuy (1995) estudiaron una paleoflora de edad carbonífera tardía perteneciente a la zona de NBG (Archangelsky y Azcuy, 1985) inmediatamente por arriba de la discordancia de Agua de Carlos y señalaron elementos de la zona NBG en el puesto Las Chacritas, ubicado en el sinclinal de Rincón Blanco. Por su parte, Carrizo y Azcuy (1997) mencionaron que en Agua de Carlos, la Fitozona de Intervalo (Archangelsky y Cúneo, 1991), de edad carbonífera tardía, suprayace a la discordancia angular. Asociadas a estas sedimentitas hay también rocas ígneas, representadas por mantos de andesitas y basaltos que se intercalan en los afloramientos del sinclinal de Rincón Blanco con conglomerados y sabulitas. Recientemente se dataron dos muestras de estas volcanitas aflorantes en la quebrada de Tuli, por el método K/Ar, las que dieron valores de 287 y 295 Ma (Carbonífero tardío-Pérmico temprano). En coincidencia con estas edades, Cisterna y Sabbatini (1998) analizaron un conjunto de gastrópodos recolectados en el sinclinal de Rincón Blanco, que indican una antigüedad carbonífera tardía-pérmica temprana para la secuencia; no obstante, destacaron que la antigüedad de la sección inferior de esta secuencia se basa fundamentalmente en la presencia de la fitozona de NBG.

De acuerdo con el abundante contenido fosilífero de la Formación Río del Peñón y con los datos radiométricos de las volcanitas intercaladas se atribuye a esta unidad una edad carbonífera tardía-pérmica temprana.

### Relaciones estratigráficas

La secuencia depositacional de la Formación Río del Peñón comienza en discordancia angular sobre depósitos del Carbonífero inferior (Fauqué y Limarino, 1991) o del Devónico superior (Carrizo y Azcuy, 1997). Esta relación no se observa en el sin-

clinal de Rincón Blanco ni en el área de Los Llantenes, pero puede verse un poco al sur, en el sector noroeste de Agua de Carlos.

En la parte norte del sinclinal de Rincón Blanco, la unidad es cubierta en sucesión aparentemente normal (Aceñolaza *et al.*, 1971), por una secuencia de arcosas rosadas, limolitas y arcilitas rojizas, que estos autores asignaron a la Formación Patquía, de edad pérmica. También Scalabrini Ortiz y Arrondo (1973) mencionaron una concordancia en este sector. Según Limarino (comunicación verbal) esta relación muestra una suave discordancia erosiva.

En el sinclinal de Rincón Blanco, la relación entre la Formación Río del Peñón y las volcanitas de la Formación Punta del Agua (Figura 13) fueron definidas por distintos autores de la siguiente manera. Para Aceñolaza (1971), la base de la secuencia sedimentaria se halla intruida por las volcanitas; Scalabrini Ortiz y Arrondo (1973) indicaron una discordancia angular entre ambas formaciones; para González y Bossi (1986), suprayace a la Formación Punta de Agua en forma normal. En la presente contribución se interpreta que las volcanitas se interdigitan con las sedimentitas representando un volcanismo sincrónico con la sedimentación. Por lo tanto la relación entre ambas puede ser localmente erosiva y suavemente angular, pero ellas no son la base de la Formación Río del Peñón.

### Correlaciones

Los afloramientos del sinclinal de Rincón Blanco fueron nominados Formación Río del Peñón por González y Bossi (1986) y como Formación Quebrada Larga por Scalabrini Ortiz (1973). Estos antecedentes no dejan dudas respecto de la correlación de la secuencia del río del Peñón con los afloramientos descritos más al sur por Scalabrini Ortiz (1970) en la quebrada Larga, sobre la margen izquierda del río Blanco.

Además, Scalabrini Ortiz (1973) homologó a esta formación con unidades equivalentes de la Cuenca Paganzo (formaciones Guandacol y Tupe). También puede correlacionarse con la Formación Volcán descrita por Furque (1963) en el ámbito de la Hoja 17b, Guandacol. Aceñolaza (1971) destacó las analogías entre los afloramientos aquí descritos y aquellos de la zona de Trapiche y Malimán-Carrizalito. Arrondo y Scalabrini Ortiz (1973) también la correlacionaron con la Formación Agua Colorada (Turner, 1967), aflorante en el faldeo noroccidental de la sierra de Famatina. Finalmente, es homologable



**Figura 12.** Sinclinal de Rincón Blanco cortado por el río del Peñón. Localidad tipo de la Formación Río del Peñón.



**Figura 13.** Hacia la izquierda se ve el contacto, localmente erosivo y suavemente angular entre la Formación Río del Peñón y las volcanitas de la Formación Punta del Agua.

a la Formación Ranchillos, aflorante más al oeste, dentro del ámbito de la Hoja Tinogasta.

### 2.3.11. CARBONÍFERO SUPERIOR-PÉRMICO

#### Formación Ranchillos (31)

*Areniscas, pelitas, ortoconglomerados, brechas y conglomerados volcánicos*

##### *Antecedentes*

Conformando gran parte de la sierra de Los Veladeritos y la vertiente occidental del cordón del Peñón, aflora una potente secuencia de estratos neopaleozoicos compuestos por areniscas, pelitas marinas y continentales y conglomerados en proporción subordinada. Estas rocas fueron mencionadas por Cuerda (1948), Groeber (1963), Marcos *et al.* (1971; quienes asignaron el nombre formal a la unidad), Caminos (1972) y Limarino *et al.* (1996). Caminos (1972) discriminó en la región dos conjuntos neopaleozoicos a los que llamó: Grupo (=facies) oriental (aquí denominada Formación Río del Peñón) y Grupo occidental (Formación Ranchillos) que, según este autor, es característico de la Cordillera Frontal. Limarino *et al.* (1996), caracterizaron litoestratigráficamente la unidad y analizaron su evolución paleoambiental y su correlación con formaciones de similar antigüedad de la Cuenca Paganzo.

##### *Distribución areal*

Al igual que la Formación Río del Peñón, sus afloramientos conforman una faja estrecha y alargada de rumbo nordeste, ubicada en el sector occidental de la Hoja casi paralela a la de la unidad anterior, pero dispuesta al poniente, en el ámbito de la Cordillera Frontal. Sus asomos se disponen a lo largo de la vertiente occidental de la sierra del Peñón y constituye, además, prácticamente la totalidad de la sierra de Los Veladeritos. Integra también una serie de lomadas alrededor de la costa de la laguna Brava, desde donde se extiende en dirección nordeste por el cerro Morado y al pie de la vertiente sudoriental del cerro Bonete Chico.

##### *Litología*

En el estudio de Limarino *et al.* (1996), mediante el levantamiento de un mapa geológico, dos secciones estructurales y tres perfiles sedimentológicos,

fueron definidos tres miembros dentro de la unidad y nueve facies sedimentarias que sintetizan su evolución paleoambiental.

El *miembro inferior* (denominado miembro conglomerádico) aflora exclusivamente sobre la vertiente oriental de la sierra del Peñón, alcanzando unos 250 m de espesor. La mayor parte de la unidad está formada por brechas, conglomerados y aglomerados volcánicos (90%) junto a proporciones subordinadas de areniscas líticas y lítico-feldespáticas de grano grueso hasta mediano.

El *miembro medio*, 1360 m, es el de mayor distribución areal, conforman la mayor parte de la sierra de Los Veladeritos y, tiene escasas exposiciones en la sierra del Peñón. Está compuesto por monótonas secuencias de pelitas y areniscas gris verdosas, las que han proporcionado escasos restos vegetales mal conservados.

El *miembro superior* (de areniscas abigarradas), con 370 m de espesor mínimo (el techo no aflora), cubre transicionalmente al anterior. Está constituido por areniscas finas (con laminación horizontal u ondulítica), medianas y gruesas (ocasionalmente con estructuras entrecruzadas), ortoconglomerados polimícticos (por lo general macizos), areniscas guijarrosas y pelitas (estas últimas portadoras de abundantes restos vegetales). El color del conjunto es gris verdoso a gris claro, aunque en la parte superior aparecen bancos de tonalidades rosadas.

Sobre la base de los tres perfiles sedimentológicos arriba citados, Limarino *et al.* (1996) identificaron las principales facies sedimentarias que componen la unidad:

*Facies de brechas y conglomerados volcánicos (Facies A)*. Tiene un espesor de 90 m, integra la base de la secuencia aflorante en la sierra del Peñón. Está formada por brechas y conglomerados volcánicos, que aumentan su participación hacia el techo de la unidad. Las brechas se presentan según tres tipos principales: matriz-sostenidas macizas, clasto-sostenidas macizas o exhibiendo una imperfecta gradación; los fragmentos son exclusivamente de volcanitas cementados por una matriz andesítica, que le confiere gran coherencia a la roca. Los conglomerados son principalmente clasto-soportados macizos y con mucha menos frecuencia matriz-soportados. Los clastos son de rocas volcánicas (andesitas, riolitas, riolitas).

*Facies de ortoconglomerados polimícticos (Facies B)*. Con un espesor de 160 m, está compuesta por ortoconglomerados polimícticos medianos y gruesos (75%), areniscas guijarrosas (20%) y

areniscas gruesas (5%). Los ortoconglomerados, gris claros hasta gris rosado o blanquecino, son de tipo clasto-sostenido; son polimícticos, con clastos de granito, milonitas, cuarzo, andesitas, gneises; con cantidades subordinadas de feldespato y rocas volcánicas ácidas. Las areniscas guijarrosas son tanto macizas como entrecruzadas y las areniscas gruesas, escasas en esta facies, conforman bancos delgados y medianos.

*Facies de areniscas con estratificación entrecruzada y pelitas laminadas (Facies C).* Esta facies se halla en la base del perfil de la sierra de Los Veladeritos (240 m) y en el techo de la secuencia aflorante en la sierra del Peñón (180 m). De color gris verdoso, está formada por areniscas y pelitas alternantes. Las areniscas, gruesas a finas, se disponen en bancos tabulares con estructuras internas entrecruzadas, laminación horizontal, ondulítica y capas macizas. Las pelitas, gris verdosas oscuras hasta negras, también se presentan en bancos tabulares, con estructuras internas laminadas o macizas. Poseen restos vegetales mal conservados y paleosuelos. En mucha menor proporción hay conglomerados intraformacionales y ortoconglomerados polimícticos macizos.

Un rasgo distintivo de esta facies es la existencia de una marcada ciclicidad consistente en el desarrollo de ciclotemas granodecrecientes.

*Facies de ortoconglomerados cuarzo-líticos (Facies D).* Conforman la cumbre de la sierra de Los Veladeritos, alcanza un espesor mínimo (techo en contacto tectónico) de 60 metros. Está compuesta por conglomerados clasto-soportados, medianos y gruesos, estratificados en bancos lenticulares de hasta 1,2 metros de potencia. Los clastos son predominantemente líticos, integrados por wackes, pelitas, filitas, esquistos y cuarzo de vena. La matriz es arenosa mediana a gruesa, de color gris verdoso y similar composición que los clastos. La estructura interna es principalmente maciza, y menos frecuente entrecruzada y horizontal. Intercalados con los conglomerados hay delgados niveles de areniscas gruesas con estratificación entrecruzada y horizontal.

*Facies de areniscas con estratificación ondulítica oscilatoria y entrecruzada (Facies E).* Comprende cuatro conjuntos de areniscas finas y medianas de color gris verdoso. El primero está formado por areniscas finas a menudo micáceas con laminación ondulítica. El segundo conjunto incluye areniscas medianas y finas con laminación entrecruzada. Asociados a los anteriores aparecen areniscas medianas y finas con estratificación entre-

cruzada tabular planar. Los tres tipos descriptos se hallan interestratificados constituyendo litosomas tabulares potentes. El cuarto conjunto se compone de areniscas gris amarillentas, medianas a gruesas e incluso guijarrosas, con estratificación entrecruzada de mediana y gran escala. Conforman litosomas lenticulares, que se intercalan dentro de la secuencia tabular anterior formando lentes de varias decenas de metros de largo y hasta 15 m de espesor.

*Facies de areniscas macizas y con estratificación hummocky (Facies F).* Se encuentra en los perfiles de la sierra de Los Veladeritos a manera de potentes y monótonas secuencias areno-pelíticas, de 460 m de espesor. Se compone de areniscas finas a muy finas, macizas o estratificadas horizontalmente, junto a limolitas laminadas subordinadas. Las psamitas de hasta 40 m aparecen a primera vista sin solución de continuidad; observadas en detalle se advierten delgadas particiones pelíticas o difusas superficies de estratificación que definen bancos tabulares con espesores de entre 10 y 45 centímetros; en otros casos hay amalgamación de bancos. Un rasgo destacable es la presencia de estructuras *hummocky*. Las pelitas, representadas por limolitas laminadas, muestran deformaciones sinsedimentarias por escape de fluidos cuando están asociadas a las estructuras *hummocky*; poseen, además, bioturbación perforante que produce homogeneización y pérdida de la laminación.

*Facies de pelitas con intercalaciones arenosas (Facies G).* Secuencia muy monótona compuesta por pelitas en las que se intercalan bancos arenosos delgados y medianos. Con un espesor de 340 m, se intercala en la Facies F. Las pelitas laminadas y macizas son de color gris verdoso hasta verde oscuro, con potencias de hasta 30 metros. En ellas se intercalan areniscas finas y muy finas en bancos tabulares delgados a medianos, macizos o con laminación ondulítica.

*Facies de areniscas con estratificación entrecruzada (Facies H).* Esta facies se observó en el sector norte de la sierra de Los Veladeritos, con un espesor de 190 metros. Está compuesta por areniscas con estructuras entrecruzadas y en menor cantidad pelitas y areniscas guijarrosas. Las areniscas, medianas a gruesas, forman bancos lenticulares de hasta 0,90 m con estratificación entrecruzada y menos frecuentemente horizontal y maciza; se intercalan esporádicamente lentes delgadas de areniscas guijarrosas macizas con clastos intraformacionales de pelitas y restos de troncos y excepcionalmente conglomerados intraformacionales. Las

pelitas son escasas, gris verdosas hasta negras, estratificadas en bancos tabulares delgados hasta medianos. Abundan las pelitas laminadas micáceas, interestratificadas con arenas muy finas, le siguen pelitas macizas y delgados niveles con bioturbación, relacionados a paleosuelos y portadores de megaflores.

*Facies de sabulitas, areniscas y pelitas (Facies I).* Es de composición similar a la anterior, de la que se distingue por la mayor proporción de pelitas, la tabularidad de los bancos y el desarrollo de ciclotemas granodecrecientes. Aflora en el núcleo de un sinclinal ubicado en el sector norte de la sierra de Los Veladeritos con un espesor de 180 metros. Los ciclotemas granodecrecientes alcanzan los 3 metros. La base de cada ciclo está formada por sabulitas o areniscas gruesas, se le sobreponen areniscas con estratificación entrecruzada que pasan hacia arriba a areniscas con estratificación ondulítica. Las pelitas conforman la mitad superior de los ciclotemas, son laminadas, de color verde intenso, estratificadas en bancos tabulares. Se intercalan areniscas muy finas con estratificación ondulítica. Las pelitas contienen restos vegetales bien conservados.

#### *Paleoambiente sedimentario*

En lo que respecta al paleoambiente sedimentario de la formación, han sido identificadas un total de nueve facies sedimentarias. El encadenamiento vertical de estas facies lleva a definir tres etapas de relleno de la cuenca neopaleozoica. La primera etapa corresponde a los estadios iniciales del relleno de la cuenca neocarbonífera y a la consecuente erosión de un extenso campo volcánico formado durante el Carbonífero superior-Pérmico inferior (Formación Punta del Agua). Durante esta fase, la sedimentación fue exclusivamente fluvial, caracterizada por la formación de sistemas entrelazados proximales asociados a depósitos de pequeños abanicos aluviales (*Facies A y B*).

En una segunda etapa, la sedimentación continuó siendo netamente continental, desarrollada en extensas planicies aluviales dominadas por ríos meandriformes (*Facies C*) y excepcionalmente entrelazados (*Facies D*). Finalmente, una tercera etapa de relleno de la cuenca comienza con la aparición de la *Facies E*, la que señala el inicio de un importante evento transgresivo que forma la mayor parte del miembro medio de la Formación Ranchillos. Esta sedimentación marina tuvo lugar en ambientes litorales y en plataformas arenosas dominadas por

tormentas (*Facies F*); las condiciones de máxima inundación se alcanzan en la *Facies G* constituida por depósitos finos de plataforma externa. Finalmente, las *Facies H e I*, que conforman el miembro de areniscas abigarradas, señalan el retorno de la sedimentación continental (fluvial) y el retiro del mar neocarbonífero.

#### *Espesor*

Mediante la integración de los tres perfiles levantados por Limarino *et al.* (1996) en la sierra del Peñón y de Los Veladeritos, se ha estimado para la unidad una potencia de 1980 metros.

#### *Relaciones estratigráficas*

La base de esta unidad se halla expuesta en la vertiente occidental de la sierra del Peñón. Allí la secuencia comienza con conglomerados y brechas apoyados sobre las andesitas de la Formación Punta del Agua. Por otro lado, las sedimentitas se hallan intruidas por los granitos y pórfidos de la Formación Carnerito (Pérmico-Triásico), presentándose rocas corneanas en la zona de contacto (Marcos *et al.*, 1971). En el sector norte de la Hoja, las sedimentitas están cubiertas discordantemente por sedimentitas terciarias y volcanitas de la Formación Veladero.

#### *Fósiles y edad*

Durante la realización de los perfiles efectuados por Limarino *et al.* (1996) fueron hallados restos fósiles en dos niveles estratigráficos diferentes de esta unidad. El nivel inferior se localiza dentro de la *Facies C* en la vertiente occidental de la sierra de Los Veladeritos. Posee restos mal preservados de *Diplothemema cf. bodenbenderi* (Kurtz) Césari. El otro nivel, ubicado más al norte en la misma vertiente de la sierra, presenta ejes de pequeñas licofitas referibles a *Malanzania sp.* y fragmentos de pinas de *Diplothemema cf. bodenbenderi* junto a ejes rizomatosos. Debido al estado de conservación es difícil asignar la antigüedad de esta paleoflora, pero los taxones identificados se hallan restringidos al Carbonífero en la Argentina.

Por otro lado, las relaciones estratigráficas no son menos importantes para asignarle edad a esta unidad. La base de la Formación Ranchillos ha sido identificada en la sierra del Peñón apoyada sobre la Formación Punta del Agua (Carbonífero tardío-Pérmico temprano), lo cual acota la antigüedad

máxima de la base de la unidad. Además, el evento transgresivo del miembro medio de la Formación Ranchillos, correlacionado con el miembro de areniscas y lutitas marinas de la Formación Río del Peñón, permite asignar estos niveles a la transgresión estefaniana de amplia distribución areal en la Cuenca Río Blanco y margen occidental de la Cuenca Paganzo.

Sobre la base de los antecedentes citados se ubica la unidad en el Carbonífero superior-Pérmico.

### *Correlaciones*

La Formación Ranchillos es homologable con los afloramientos carboníferos más orientales asignados a la Formación Río del Peñón y al equivalente lateral de esta última, la Formación Quebrada Larga descrita más al sur por Scalabrini Ortiz (1970) en la quebrada Larga (fuera del ámbito de la Hoja), sobre la margen izquierda del río Blanco.

Limarino *et al.* (1996) estudiaron en detalle la correlación entre las distintas facies que componen estas unidades. Conviene recordar que la Formación Río del Peñón, aflorante en el sinclinal de Rincón Blanco, se apoya sobre la Formación Punta de Agua y fue dividida por Scalabrini Ortiz y Arrondo (1973) en tres miembros: el inferior de areniscas blanquecinas, el medio de areniscas y lutitas marinas y el superior de areniscas y lutitas gris verdosas.

En base a las facies sedimentarias y al hecho de que estas rocas se apoyan sobre las andesitas de la Formación Punta del Agua, es posible homologar la parte inferior del miembro de areniscas blanquecinas de la Formación Río del Peñón, con el sector basal de la Formación Ranchillos (*Facies A, B, C y D*). La primera secuencia transgresiva identificada en la Formación Río del Peñón, representada por el miembro de areniscas blanquecinas, es correlacionable con la aparición de facies marinas en la Formación Ranchillos, mientras que la parte superior de este miembro de areniscas blanquecinas, sería equiparable con la parte media de la Formación Ranchillos, donde predominan depósitos marinos. El máximo transgresivo de la Formación Ranchillos (*Facies G*) sería paragonable con el miembro de areniscas y lutitas marinas de la Formación Río del Peñón. Finalmente, el miembro superior de la Formación Río del Peñón (miembro de areniscas y lutitas gris verdosas), aunque marino, implica condiciones más someras y marcaría el inicio de la progradación costera (*Facies E*) de la Formación Ranchillos (parte superior del miembro medio).

Las sedimentitas de esta unidad serían, además, homologables con el Carbonífero marino de la Cordillera Frontal, representado por las formaciones: Las Placetas, Agua Negra y otras.

### 2.3.12. PÉRMICO

#### **Formación Patquía - Formación de La Cuesta (32)**

*Areniscas, pelitas, conglomerados, evaporitas y piroclastitas*

#### *Antecedentes*

Bodenbender (1911) asignó los depósitos pérmicos continentales del centro-oeste argentino al Piso II de la serie que denominó Estratos de Paganzo. Con posterioridad, Frenguelli (1946) los redefinió como Estratos de Patquía, con su localidad tipo en los Colorados de Patquía, en el extremo sur de la sierra de Velasco, nombre que se extendió al resto de los afloramientos de las Sierras Pampeanas y de la Precordillera septentrional. Turner (1964) propuso la denominación de Formación de La Cuesta para niveles equivalentes, aflorantes en el ámbito del Sistema de Famatina.

En este trabajo, ambas formaciones son consideradas y tratadas como una misma unidad litoestratigráfica.

Azcuy y Morelli (1970) reunieron las unidades pérmicas junto con las de edad carbonífera superior dentro del Grupo Paganzo. Estudios detallados sobre los procesos y ambientes sedimentarios de esta unidad fueron realizados por Limarino (1984, 1985) y Limarino *et al.* (1987, 1991 a y b, 1993). Fernández Seveso *et al.* (1993) efectuaron el análisis estratigráfico secuencial de esta unidad.

#### *Distribución areal y espesor*

En el Sistema de Famatina pueden distinguirse dos sectores de exposición de esta unidad. En el sector norte, los afloramientos flanquean al cerro Negro de Rodríguez e individualmente presentan amplia distribución areal; se encuentran en general limitados por fallas. En el sector sur, los afloramientos se ubican a lo largo de las estribaciones orientales de la sierra de Famatina, hacia las nacientes de los ríos Chaschuil, del Cajón y de los Loros. Allí, los afloramientos individuales poseen una reducida extensión en comparación con los septentrionales y se hallan formando parte de los pliegues.

En el ámbito de las Sierras Pampeanas-Cordillera Frontal, la Formación Patquía - Formación de La Cuesta se dispone en franjas elongadas en sentido meridiano. Aflora en ambas vertientes del cerro Cuminchango, hacia el norte de la sierra del Toro Negro, al oeste del cerro Pabellón Chico y, hacia el sudoeste, en las nacientes del río Ciénaga Grande y de la quebrada Santo Domingo Chico.

El espesor mínimo para esta unidad ha sido establecido en 2000 m (Maisonave, 1973).

### *Litología y litofacies*

Las litologías dominantes son areniscas, pelitas, conglomerados, niveles evaporíticos y escasas piroclastitas, de origen continental neto en todos los casos. A pesar de la amplia distribución areal de los afloramientos en conjunto, las características litológicas y de facies de esta unidad persisten en las diferentes exposiciones.

La sucesión litológica reconocida dentro del área de estudio presenta marcada coincidencia con la descrita por Limarino *et al.* (1986) para la misma unidad, en el área de la cuesta de Huaco, noroeste de la provincia de San Juan. Estos autores distinguieron dos miembros dentro de la Formación Patquía. El Miembro Ojo de Agua (inferior) es una sucesión psamítico-pelítica, con intercalaciones conglomerádicas que disminuyen en potencia y frecuencia verticalmente. En la parte media de este miembro aparecen niveles de areniscas tobáceas y tobas; hacia el tope, se advierten niveles evaporíticos sucedidos por un intervalo de pelitas de color gris oscuro, fosilíferas, fácilmente reconocibles por el pronunciado cambio litológico, de coloración y por la presencia de un nivel de toba vítrea. El Miembro Vallecito (superior) se diferencia del anterior por su composición litológica más monótona; está formado por psamitas medianas y finas, que muestran frecuente estratificación entrecruzada tabular o lenticular, en *sets* de escala grande y gigante, que constituyen el criterio principal para la distinción del Miembro. Otras estructuras comunes son laminación y estratificación plana, superficies de truncamiento múltiple y pequeñas fallas sinsedimentarias.

A partir de un análisis de litofacies, con mayor detalle, Limarino *et al.* (1993) reconocieron dos intervalos depositacionales dentro de la secuencia descrita, asimilables a los miembros antes mencionados. El intervalo inferior se habría depositado en ambientes fluvial entrelazado, aluvial y lacustre,

mientras que el superior correspondería a secuencias eólicas, lacustres y de flujos efímeros. Dentro de los *depósitos eólicos*, estos autores distinguieron cinco grupos de litofacies: 1) areniscas con estratificación entrecruzada de escala grande y gigante, correspondientes a migración de dunas, 2) areniscas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo, generadas en mantos arenosos de extraduna, 3) areniscas laminadas y estratificadas horizontalmente, depositadas en áreas de interduna o extraduna, 4) bancos aislados de areniscas y arcilitas masivas, con lineación *parting* en algunos casos, depositadas en áreas de interduna seca y 5) cuerpos lenticulares de fangolitas laminadas, margas y evaporitas, depositadas en pequeños cuerpos de agua efímeros desarrollados también en áreas de interduna. Dentro de los *depósitos lacustres*, Limarino *et al.* (1993) diferenciaron dos categorías: 1) ciclos de areniscas finas, fangolitas y evaporitas, depositados en cuerpos lacustres efímeros y 2) limolitas y arcilitas verdes, grises o negras, depositadas en sectores profundos de lagos, que no muestran evidencias de desecación. Por último, los *depósitos fluviales* han sido divididos en dos asociaciones de facies: 1) areniscas en niveles multiepisódicos, probablemente depósitos de cursos fluviales efímeros entrelazados y 2) bancos psamíticos separados por intercalaciones fangolíticas, que serían producto de flujos no canalizados.

Fernández Seveso *et al.* (1993) realizaron el análisis estratigráfico secuencial de esta unidad y de sus equivalentes temporales. Definieron dos supersecuencias, divididas a su vez en secuencias. El arreglo vertical de las mismas indica una evolución paleoambiental similar a la reconocida por Limarino *et al.* (1993) y, dado su carácter sincrónico, han permitido distinguir depósitos marino-marginales en sectores de depositación distales al centro de cuenca.

### *Relaciones estratigráficas y correlación*

En la Hoja Tinogasta, las formaciones Patquía y de La Cuesta se disponen por medio de una discordancia no angular sobre la Formación Río del Peñón (en el ámbito de las Sierras Pampeanas-Precordillera) y sobre la Formación Agua Colorada (en el Sistema de Famatina). Fuera del área de estudio, en lo que fueron sectores marginales de depositación, estas unidades se apoyan directamente sobre el basamento ígneo-metamórfico precámbrico-cámbrico, lo cual indica el carácter traslapante de esta secuencia, que

representa la expansión máxima del área de deposición neopaleozoica.

Dentro del área de trabajo, el techo de la unidad no se ha conservado, aunque en otros sectores, depósitos de edad triásica suprayacen a la Formación Patquía por medio de un contacto concordante y neto (Limarino *et al.*, 1986).

En algunos casos, los pórfidos de la Formación Río Tendal (Triásico inferior) intruyen a esta unidad.

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

### Contenido fosilífero

La Formación Patquía - Formación de La Cuesta, como su equivalente la Formación La Colina, son portadoras de escasos pero significativos registros fosilíferos.

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

Dentro de facies lacustres efímeras de la Formación Patquía, Limarino y Césari (1987) hallaron una reducida microflora, procedente de pelitas carbonosas. Esta asociación se compone de: *Equisetoporites* cf. *barghoornii* Pocock, *E. patquiensis* Limarino y Césari, *Cristatisporites* sp., *Maculatasporites* cf. *indicus* Tiwari y *Haplocystia* sp. A su vez, Aceñolaza y Vergel (1987) reseñaron una rica asociación de microflora, encontrada en facies lacustres de la Formación de La Cuesta, la cual incluye granos de polen estratificados monosacados (85%) y esporas (15%), y que puede incluirse dentro de la Palinozona *Striatites* (Russo *et al.*, 1980).

Los restos de vertebrados corresponden a un hueso de reptil, mencionado por Bonaparte (1990), dentro de depósitos de sistemas efímeros en la Formación La Colina.

### Edad e implicancias paleoclimáticas

Tanto la presencia de elementos de la flora de *Glossopteris* como la datación radiométrica de rocas basálticas intercaladas cerca de la base de la Formación La Colina (295±5 Ma) permiten postular el inicio de la deposición de la Formación Patquía -

Formación de La Cuesta durante el Pérmico temprano. Fernández Seveso *et al.* (1993) sumaron al criterio paleontológico la correlación con la curva eustática global, lo cual les permitió asignar a la supersecuencia que compone las formaciones Patquía y de La Cuesta al intervalo asseliano-kunguriano.

Las asociaciones microflorísticas descriptas permiten ubicar en el Pérmico superior bajo a la parte basal de los tramos superiores de ambas formaciones.

Estas evidencias indican que la deposición de esta unidad se produjo a lo largo de todo el Pérmico, y tal vez parte del Triásico, ya que el techo de la unidad se encuentra cubierto en discordancia por depósitos de esa edad.

Las condiciones climáticas durante la deposición de las secciones inferior y media habrían sido subhúmedas y templado-cálidas, mientras que hacia la sección superior, una paulatina desecación habría culminado con la instalación de un clima árido.

En el presente trabajo se asigna a estas formaciones al Pérmico, por el contenido paleontológico (escasa megaflores y microflora) y dataciones radiométricas de basaltos intercalados.

## 2.4. PALEOZOICO-MESOZOICO

### 2.4.1. PÉRMICO-TRIÁSICO

#### Formación Carnerito (33 y 34)

Granito, granodiorita; pórfidos riolíticos y riolodacíticos

#### Antecedentes

Esta unidad ha sido definida formalmente por Marcos *et al.* (1971) para describir un conjunto de rocas graníticas y porfíricas asociadas, aflorantes según ellos en dos fajas paralelas de rumbo submeridiano. La más oriental se halla en la parte occidental de la Hoja, en el ambiente geológico correspondiente a la Cordillera Frontal. La más occidental se extiende a lo largo del límite internacional argentino-chileno. Estas rocas fueron además descriptas y datadas por Caminos (1972).

#### Distribución areal

En el sector noroccidental de la Hoja, estas rocas asoman como cuerpos aislados de dimensiones

moderadas, integrando una faja de dirección NE-SO. Intruyen a las sedimentitas carboníferas de la sierra del Peñón, de los cerritos Veladeritos y de la vertiente oriental del cerro Fandango. Esta faja continúa hacia el norte con las mismas relaciones en el cerro Morado y en las quebradas de Peña Negra y La Hediondita.

La facies porfírica aparece en cuerpos intrusivos de grandes proporciones. Dentro de la Hoja, el más destacado es el cerro Fandango. Se la observa también como diques de 20 a 40 m de espesor cortando a los cuerpos graníticos o a las sedimentitas carboníferas.

### *Litología*

Según Caminos (1972), estas rocas graníticas y porfíricas asociadas representan los afloramientos más septentrionales del batolito variscico. Tienen una composición exclusivamente granítica y condiciones de emplazamiento epizonales. Son rocas rosado pálidas, leucocráticas, con variaciones texturales desde microgranitos equigranulares a granitos de grano grueso y aspecto pegmatoideo; presentan estructuras miarolíticas.

El feldespato potásico, peritítico, se encuentra por lo general caolinizado; la plagioclasa, en menor cantidad y más fresca, es oligo-albita; la biotita, escasa, se halla en cristales pequeños reemplazados por clorita. La roca no tiene señales de cataclasis.

Los pórfidos riolíticos a riodacíticos son de color pardo rojizo con tonos lilas y violáceos, tienen fenocristales idiomorfos de ortosa, plagioclasa y cuarzo inmersos en una pasta cuarzo-feldespática a menudo con textura gráfica.

### *Edad*

Dos edades radimétricas K/Ar de muestras de granitos del cerro Come Caballos (Faja occidental de la unidad, fuera de la Hoja) dieron cifras de  $224 \pm 14$  Ma y  $233 \pm 12$  Ma (Caminos, 1972). Éstas indican una edad triásica media a superior temprana para estos cuerpos.

Durante la elaboración de esta Hoja se dató un granito del extremo sur de la sierra del Peñón. La datación K/Ar sobre biotita arrojó un valor de  $271 \pm 9$  Ma, correspondiente al Pérmico inferior. Se considera por lo tanto, que esta unidad corresponde al momento de mayor actividad del mag-

matismo gondwánico, durante el Pérmico-Triásico.

## 2.5. MESOZOICO

### 2.5.1. TRIÁSICO INFERIOR

#### **Formación Río Tendal (35)**

*Pórfidos riolíticos y dacíticos*

#### *Antecedentes y distribución areal*

Esta denominación formacional fue introducida por Faroux (1969) para designar al conjunto de pórfidos y brechas que aparecen en las inmediaciones de la quebrada del río Tendal. La descripción de Maisonave (1979) puede considerarse el principal antecedente.

#### *Litología*

La unidad está constituida por un conjunto de filones y brechas, de composiciones dacítica, riodacítica y riolítica. Las rocas son de textura porfírica y color gris verdoso en fractura fresca; cuando se presentan alteradas (silicificadas y piritizadas) poseen color blanco.

#### *Emplazamiento y relaciones estratigráficas*

Las rocas se emplazan, en la mayoría de los casos, como filones de hasta 450 m de longitud y 10 m de potencia. En algunos sectores aparecen como *stocks*, también de textura porfírica, de hasta 200 m de longitud diametral y en otros como diques. En la mayoría de los casos intruyen a sedimentitas del Carbonífero superior y son, a su vez, intruidos por diques basálticos atribuidos a la Formación Vaquerano. Maisonave (1979) observó, en la quebrada Cienaguita (un afluente por margen izquierda del río Cuminchango), filones de la Formación Río Tendal afectando a pórfidos andesíticos de la Formación Punta del Agua.

#### *Edad y correlación*

Esta unidad puede considerarse como una expresión subvolcánica marginal del evento magmático representado más al oeste, en el ámbito de la Cordillera Frontal, por una asociación bimodal de rocas ígneas, por lo que se le asigna una edad triásica inferior.

### 2.5.2. TRIÁSICO MEDIO-TRIÁSICO SUPERIOR

#### **Formación Vaquerano (36)**

*Pórfidos basálticos y sieníticos*

##### *Antecedentes*

Maisonave (1973) introdujo esta designación para agrupar un conjunto de diques y filones basálticos y sieníticos. El trabajo del mismo autor, en 1979, constituye el principal antecedente.

##### *Distribución areal*

Los afloramientos se agrupan en el sector central de la mitad septentrional de la Hoja, dentro de los ámbitos de Precordillera-Sierras Pampeanas Occidentales y Sistema de Famatina.

Individualmente son de reducida extensión areal y de forma elongada en sentido N a NO. En conjunto, suelen alinearse en esas mismas direcciones, lo que induce a pensar en algún tipo de control estructural durante el emplazamiento.

##### *Litología y emplazamiento*

La variedad litológica más abundante es un basalto olivínico de carácter porfírico, dentro del que se distinguen cristales subhedrales de olivina, a veces serpentinizada, inmersa en una pasta con microlitos de suborientados de plagioclasa.

Los pórfidos sieníticos, subordinados en proporción, presentan textura granular bostonítica, determinada por cristales de feldespatos potásico, dispuestos de manera subparalela, con feldespatos intersticial.

Las rocas se emplazan como diques y filones, generando en algunos casos aureolas de metamorfismo de contacto en las rocas sedimentarias encajantes. Alcanzan espesores de 15 m, en el caso de los basálticos y de 170 m en el caso de los sieníticos.

##### *Relaciones estratigráficas*

Estas rocas se encajan en sedimentitas y rocas ígneas de edad carbonífero-pérmica y dentro de rocas más antiguas, correspondientes en la mayoría de los casos a las formaciones Ñuñorco, Espinal y Suri.

En las nacientes de la quebrada Cuminchango se ha constatado que los filones basálticos de esta

unidad cortan o afectan a filones riolíticos de la Formación Río Tendal.

##### *Edad y correlación*

Teniendo en cuenta las relaciones estratigráficas y considerando a esta formación como un equivalente distal del miembro basáltico del magmatismo bimodal de edad triásica registrado en el ámbito de la Cordillera Frontal, más al oeste, se asigna a esta unidad una edad comprendida entre el Triásico medio y el Triásico superior.

Toselli y Durand (1996) describieron a estas rocas junto a otras basálticas aflorantes al SE de la sierra de Vilgo y en la zona de cerro Negro, al sur del campo de Talampaya, en ambos casos al sur del área de estudio. Thompson y Mitchell (1972) obtuvieron edades que oscilan entre  $228 \pm 5$  Ma y  $302 \pm 6$  Ma para la primera localidad y de  $225 \pm 26$  Ma y  $223 \pm 4$  Ma para la segunda, por el método K/Ar.

### 2.5.3. TRIÁSICO SUPERIOR-JURÁSICO INFERIOR

#### **Formación Santo Domingo (37)**

*Areniscas, pelitas, conglomerados, niveles de yeso, tobas arenosas y margas, basaltos*

##### *Antecedentes*

Inicialmente estas rocas fueron mapeadas junto con las sedimentitas terciarias de la región, pero Limarino *et al.* (1988) segregaron a estas últimas y las ubicaron en el Pérmico, por correlación litológica con la Formación Patquía. En 1990, los mismos autores reubicaron a las rocas en cuestión en el Triásico (*lato sensu*) teniendo en cuenta el hallazgo de troncos del tipo Rhexoxylon. A partir de nuevos descubrimientos fosilíferos, Caminos *et al.* (1995) acortaron la edad de la secuencia al Neotriásico superior a Jurásico inferior y propusieron su correlación con otras unidades aflorantes en el área de Ischigualasto.

##### *Distribución areal y espesor*

Estas rocas se presentan en dos afloramientos sobre la vertiente occidental de la Precordillera riojana, próximos al límite con la Cordillera Frontal. El primero de éstos se sitúa a lo largo del curso medio del río del Peñón y en el cañón de Santo Domingo, al oeste de la localidad de Jagüé, allí alcanza 1000 m de espesor mínimo. El segundo afloramiento se

ubica al sur del primero, a lo largo de las quebradas del Leoncito y del río Alto, rodeando al cerro del Leoncito.

### Litología

Limarino *et al.* (1990), en un perfil levantado a lo largo de la quebrada del río del Peñón (Figura 14), reconocieron cinco facies sedimentarias dentro de esta unidad e infirieron los procesos y ambientes asociados. A continuación se resumen las observaciones e interpretaciones de dichos autores.

La *facies A*, distinguida por Limarino *et al.* (1990), se compone de ortoconglomerados polimícticos, areniscas y pelitas, alcanzando un espesor de 265 metros. La misma es de naturaleza recurrente y está formada por ciclotemas granodecrecientes de hasta 3 m de espesor. Cada ciclotema se inicia con una base erosiva, sobre la que disponen ortoconglomerados polimícticos clasto-sostenidos, con clastos de hasta 9 cm de diámetro inmersos en matriz arenosa media a gruesa. Los clastos son de volcanitas ácidas y mesosilícicas, cuarzo y escasos fragmentos de areniscas verdes medias a finas. La estratofábrica es tabular, en bancos gruesos y muy gruesos, macizos o con estructura gradada imperfecta. Continúan verticalmente areniscas finas a gruesas, color rojo ladrillo intenso, con estratificación entrecruzada preferentemente tabular planar, de escala grande, en sets solitarios. En la parte superior, el 60 % de los ciclos remata con un banco pelítico, tabular y macizo. La organización de los ciclotemas, descrita hasta aquí, sufre importantes modificaciones en sentido estratigráfico ascendente, principalmente con la disminución en el número, espesor y granulometría de las pséfitas. Cabe destacar que esta facies es portadora de la totalidad del contenido fosilífero descrito más adelante. La unidad es de origen fluvial, posiblemente meandriforme, con depósitos gruesos de canal dominantes en el tramo inferior, y planicies de inundación bien representadas en el tramo superior.

La *facies B* consiste en areniscas laminadas, ubicadas inmediatamente por encima del primer nivel de basalto amigdaloides registrado en el perfil de dichos autores. Posee un espesor de 25 m y está formada por una alternancia milimétrica de areniscas finas rojizas y muy finas de color gris oscuro, lo que otorga al conjunto un aspecto laminado. Si bien su origen es incierto, Limarino *et al.* (1990) se inclinan por la depositación eólica.

La *facies C* está integrada por una alternancia de areniscas y pelitas, color rojo ladrillo, que alcanza 240 m de espesor (Figura 15). Las areniscas son finas y medianas, estratificadas en bancos tabulares de hasta 45 cm de potencia, con bases y techos planos netos. Internamente los bancos son macizos o con estratificación plana, entrecruzada de gran escala y laminación ondulítica. En el techo de algunas unidades son frecuentes las ondulitas y la bioturbación de tipo epichnia. Las pelitas también se presentan en bancos tabulares de entre 3 y 35 cm de espesor, macizos o laminados. Es frecuente la existencia de grietas de desecación, bioturbación perforante y concreciones calcáreas. Finalmente, participan también de esta facies aunque en proporción muy subordinada, conglomerados intraformacionales (en bancos lenticulares), areniscas gruesas y muy escasos conglomerados con elevada proporción de cemento calcáreo. Limarino *et al.* (1990) sugirieron para esta facies un ambiente de sedimentación fluvial, con existencia de depósitos de flujos laminares de crecientes, dentro de extendidas regiones de planicie de inundación de bajo gradiente.

La *facies D* se compone por pelitas, margas e intercalaciones de yeso, alcanzando los 250 m de espesor (Figura 15). Las pelitas rojas laminadas son el tipo litológico más abundante (50%), con pistas de vermes, improntas de escape de gases, gotas de lluvia y bioturbación perforante. Le siguen en importancia areniscas rosadas (40%), de grano medio a fino, las que muestran potentes *sets* de estratificación entrecruzada tabular planar, a veces tangencial, laminación ondulítica y variados tipos de ondulitas. El 10 % restante lo forman delgados bancos de calizas impuras, margas y capas milimétricas de yeso. La depositación de este conjunto se habría producido en un ambiente lacustre dominado por sedimentación detrítica, con episodios de depositación evaporítica y progradación de pequeños cuerpos deltaicos y barras al producirse la contracción del lago.

La *facies E* está constituida casi exclusivamente por areniscas finas y medias color rojo pálido y castaño. Esta secuencia, que alcanza los 235 m de espesor, fue previamente descrita por Limarino *et al.* (1988), quienes distinguieron las litofacies que la conforman. El 90 % de las areniscas tienen estratificación entrecruzada tabular planar, tangencial o de bajo ángulo, en *sets* que alcanzan los 10 m de espesor. Otros rasgos característicos de estas rocas son: 1) muy buena selección, 2) existencia de superficies de truncamiento múltiple, 3) presencia de ondulitas

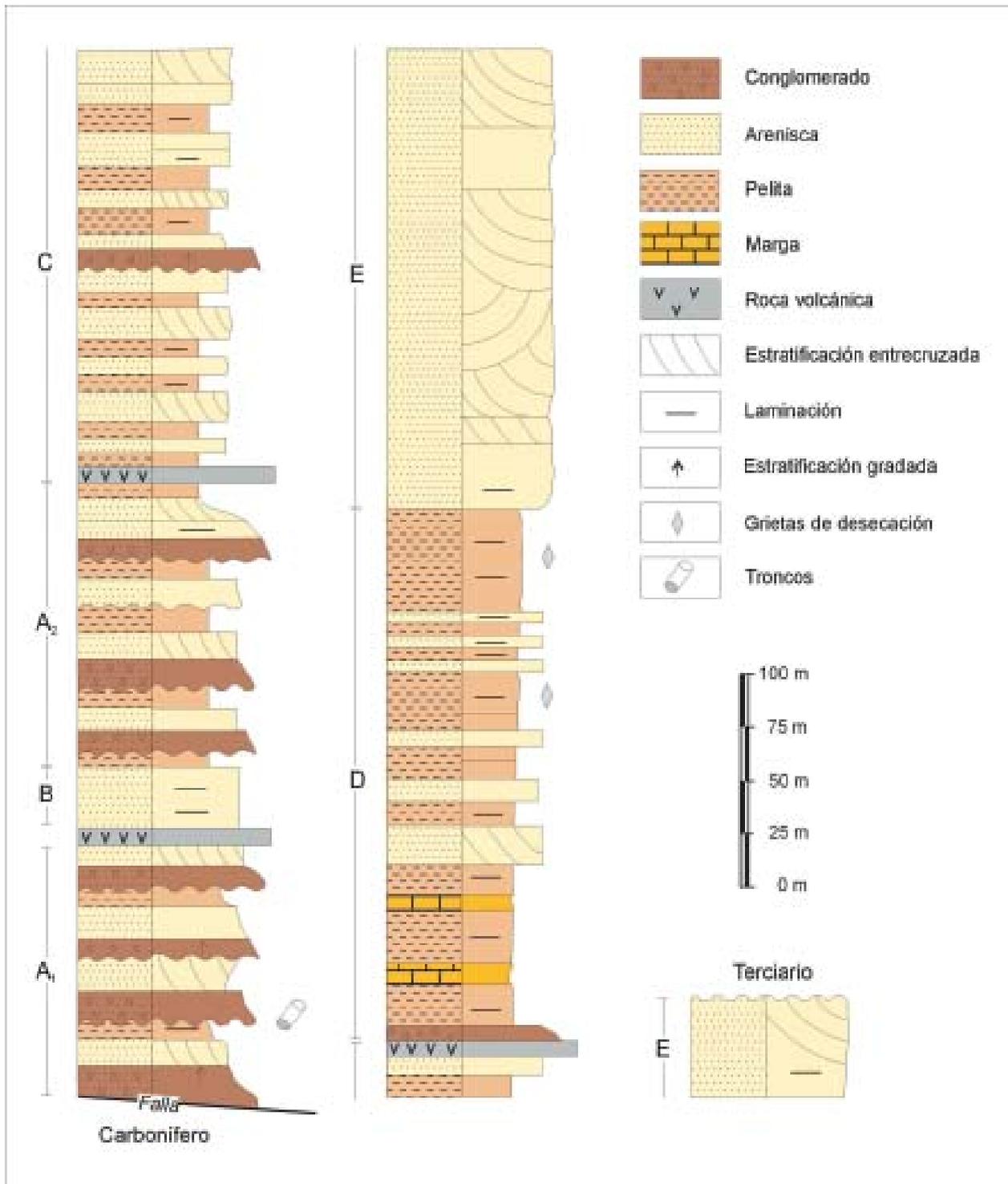


Figura 14. Perfil de la Formación Santo Domingo a lo largo del río del Peñón. A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub>, B, C, D y E corresponden a las facies sedimentarias descritas en el texto.

de muy alto índice de óndula y 4) existencia de gradación inversa en láminas entrecruzadas, producto de la migración de ondulitas. Estas rocas han sido interpretadas como eolianitas, en las que principalmente se encuentran representadas facies de dunas longitudinales (incluyendo probables draas). Los depósitos de interduna y extraduna están en proporción minoritaria.

La secuencia sedimentaria posee cinco niveles de coladas basálticas intercaladas. La primera se halla entre las *Facies A* y *B*, aproximadamente a 118 m de la base, es muy delgada, con un espesor variable entre 0,50 m y 1 m; está compuesta por un basalto amigdaloides muy alterado, con amígdalas rellenas de carbonatos. La segunda colada se intercala en la primera recurrencia de la *Facies A* fluvial meandriforme, aproximadamente a 290 m de la base; tiene un espesor de 15 m y características similares a la anterior, aunque no tan alterada. Las otras tres intercalaciones de niveles basálticos se hallan en la *Facies C*, la primera en la base de esta facies y la siguiente a 30 m por encima de la anterior, ésta se asocia a niveles pelíticos. La última intercalación basáltica con 12 m de espesor, aparece 80 m más arriba y se halla interestratificada en niveles arenosos, corresponde a un basalto amigdaloides, con amígdalas rellenas de carbonato.

### Relaciones estratigráficas

La unidad suprayace en contacto tectónico a la Formación Río del Peñón. En su techo está cubierta, en discordancia angular, por sedimentitas y volcanitas terciarias de las formaciones Toro Negro y Veladero, o bien por la Formación Punilla-Formación Jagüé a través de contacto tectónico.

### Contenido fosilífero

En el trabajo de Caminos *et al.* (1995), se describe la flora fósil hallada en la quebrada de La Falda, próxima a su desembocadura en el río del Peñón. Allí, los niveles fosilíferos se ubican casi en la base de la secuencia expuesta, comprendidos dentro de la facies sedimentaria A de Limarino *et al.* (1990) e indicada anteriormente.

El material fosilífero encontrado en los bancos rojos está representado exclusivamente por numerosas permineralizaciones (*sensu* Schopf, 1975). Su coloración dominante es rojiza, alcanzando los troncos hasta 40 cm de diámetro máximo y 3 m de lar-

go. Su estado de conservación es en general deficiente debido a la importante recristalización de calcedonia. (Figura 16)

Dentro del lote de troncos fósiles pueden distinguirse dos grupos: a) leños gimnosperámicos con plan picnoxílico: *Taxaceoxylon* sp. (posiblemente una nueva especie) y b) leños gimnosperámicos con plan monoxílico: *Rhexoxylon* sp. cf. *Rhexoxylon piatnitzkyi*. El grupo a) está constituido por ejemplares de hasta 3 m de largo, siendo su diámetro máximo de unos 40 centímetros; se trata de leños gimnosperámicos coniferoides con caracteres sumamente evolucionados. El grupo b) muestra muy pobre preservación, alcanzando los troncos un diámetro total de 28 cm, con anillos de crecimiento regulares en sección.

### Evolución paleoambiental y paleogeografía

Dentro de la sucesión sedimentaria descrita, Limarino *et al.* (1990) reconocieron tres tramos que corresponden a estadios diferentes de sedimentación.

El primer tramo, *Facies A*, concierne a una importante sedimentación fluvial, en parte torrencial, con alta a moderada competencia y capacidad de las corrientes. El clima fue probablemente húmedo y templado, con diferencias estacionales bien marcadas, como lo señalan los anillos de crecimiento encontrados en los troncos de *Rhexoxylon* sp. El decrecimiento en potencia, frecuencia y granulometría de los conglomerados hacia el techo señala una marcada reducción en competencia y capacidad de las corrientes.

El segundo tramo (*Facies B, C* y *D*) se inicia con la primera erupción basáltica. En él comienzan a aparecer depósitos eólicos (*Facies B*), sucedidos por secuencias fluviales meandriformes (tramo superior de la *Facies A*), flujos laminares de crecientes (*Facies C*) y sucesiones lacustres con evaporitas (*Facies D*). Según Limarino *et al.* (1990), este conjunto muestra una progresiva aridización del medio, reducción en la tasa de sedimentación y disminución en la energía de las corrientes fluviales.

Finalmente, el tercer tramo incluye las eolianitas de la *Facies E*, que marcan el estadio de máxima aridización y tasa de sedimentación extremadamente baja.

Estos depósitos, asignados a la cuenca Ischigualasto-Villa Unión, son de carácter extensional y con orientación NNO. La misma habría estado controlada por antiguas estructuras de escala cortical, cuya



**Figura 15.** Secuencia de estratos rojos de la Formación Santo Domingo. En primer plano alternancia de areniscas y pelitas rojo ladrillo pertenecientes a la Facies C. Hacia la derecha, en segundo plano, pelitas margas e intercalaciones de yeso de la Facies D. Al fondo rocas graníticas carboníferas de la sierra del Leoncito.



**Figura 16.** Tronco silicificado ubicado casi en la base de la secuencia aflorante de la Formación Santo Domingo.

polaridad habría determinado la asimetría observada en el desarrollo sedimentario en sentido transversal a las estructuras. Tradicionalmente se ha ubicado el borde de cuenca coincidente con la sierra de Villa Unión. Teniendo en cuenta el espesor de los afloramientos aquí descritos y su ubicación respecto a la mencionada sierra (50 km al oeste), puede suponerse que el borde señalado puede corresponder a un límite de erosión más que a un verdadero borde de cuenca.

### *Edad y correlación*

Caminos *et al.* (1995) refirieron la asociación leñosa, reseñada anteriormente, al Neotriásico más tardío. Teniendo en cuenta que la misma se ubica en la base de la formación y que se han encontrado elementos característicos del Jurásico (*Taxacoxydon* sp.), los mismos autores infirieron que la edad de la secuencia alcanza, en su parte superior, el Jurásico temprano.

Coughlin (com. verbal) obtuvo una datación de 212 Ma en los basaltos amigdaloides intercalados en la parte basal de la secuencia.

Teniendo en cuenta los datos precedentes, se asigna la Formación Santo Domingo al Triásico superior-Jurásico inferior.

Las características litológicas y edad comunes permiten establecer una correlación tentativa entre la Formación Santo Domingo y la Formación Los Colorados de la Cuenca Ischigualasto-Villa Unión.

## 2.6. MESOZOICO-CENOZOICO

### 2.6.1. CRETÁCICO?-TERCIARIO

#### **Formación del Crestón (Famatiniense) (38)**

*Conglomerados, areniscas, pelitas y tobas*

#### *Antecedentes*

Bodenbender (1922 b, 1924) fue el primero en estudiar estas sedimentitas, a las que denominó Estratos Famatinienses. Además, se refirieron a ellas, Groeber (1940) y Tognon (1945).

Turner (1960, 1962, 1964, 1971) otorgó la denominación formacional a la unidad y delimitó su extensión areal en el marco de tareas regionales.

Los trabajos publicados con posterioridad corresponden a Sosic (1972), Parker (1974), de Alba (1979), Maisonave (1979) y Valencio (1981).

Recientemente, Dávila y Astini (2002 y 2003)

hicieron un interesante análisis y reinterpretación de la unidad, destacando su evolución paleoambiental y significado en la evolución de las cuencas del antepaís andino.

### *Distribución areal y espesor*

Los afloramientos de esta formación se ubican a lo largo de la vertiente oriental del Sistema de Famatina. En el área de la Hoja muestran un importante desarrollo en sentido meridiano, desde su límite septentrional, llegando por el sur hasta las nacientes del río Achavil, con marcada continuidad. Los principales controles sobre la distribución areal de estos afloramientos son, por un lado, la presencia de fallas inversas que limitan los afloramientos hacia el oeste, y por otro lado, la existencia de depósitos terciarios correspondientes a la Formación Vinchina, que en la mitad septentrional de la Hoja cubren a la Formación del Crestón, restringiéndola a una estrecha franja de asomos casi sobre el pie de sierra.

El espesor mínimo estimado por Turner (1964) para esta unidad fue de 1500 metros, en tanto Dávila y Astini (2002) calcularon una potencia de 1790 metros.

### *Litología y ambiente sedimentario*

Se trata de una secuencia de conglomerados y areniscas con intercalaciones de limolitas y nódulos de yeso. Se destaca en el paisaje por su color morado y por constituir crestas elevadas.

En los perfiles de los ríos Cachiyuyo y Durazno, al oeste de Angulos, es posible observar el contacto basal de la formación (Turner, 1971). Allí, la misma puede dividirse en tres miembros.

El *miembro inferior* se compone de conglomerados polimícticos bien consolidados, color castaño morado, con clastos subredondeados de andesitas, pegmatitas, cuarzo, areniscas rojas y basaltos, en orden de abundancia decreciente, con diámetros de hasta 10 centímetros. Presentan intercalaciones de areniscas gruesas, conglomerádicas, color gris castaño, con clastos de andesitas. El carácter general de la sucesión es granodecreciente.

El *miembro medio* consta de limolitas castaño rojizas con estratificación paralela e intercalaciones de areniscas finas y compactas de color castaño, junto a niveles lenticulares de yeso.

El *miembro superior* está constituido por areniscas conglomerádicas castaño rojizas a grisáceas,

líticas, en bancos de 8 a 10 m, alternando rítmicamente con bancos de arcilitas limosas castañas de 2 m, con estratofábrica tabular en todos los casos. Hacia el techo disminuye el espesor de los estratos y se intercalan capas conglomerádicas y tobas, las que en conjunto van predominando hacia el techo. Entre los clastos que conforman los conglomerados predominan los de composición andesítica, acompañados de areniscas de color castaño morados, areniscas rojas, granitos, riolacitas y lamprófiros. Como estructuras sedimentarias aparecen laminación entrecruzada y óndulas asimétricas en las areniscas; los conglomerados presentan imbricación de clastos, indicando paleocorrientes dominantes hacia el este.

La formación muestra cambios de litofacies hacia el oeste. En esa dirección se nota una disminución en el redondeamiento y aumento en el diámetro de los clastos, que se condice con la dirección de paleocorrientes marcada por la imbricación, señalando un área de aporte en dirección al poniente.

Al norte de la zona levantada, en los perfiles del río Colorado, están expuestos los niveles superiores de la formación, ausentes en el perfil descripto, y que constan de areniscas líticas a feldespáticas con intercalaciones conglomerádicas, similares a las del miembro superior del perfil de Angulos.

La unidad se interpreta en conjunto como un depósito fluvial, debido a la presencia de depósitos conglomerádicos lentiformes y a las estructuras sedimentarias mencionadas.

Dávila y Astini (2002) dividieron a la unidad en cuatro miembros informales.

El *miembro limoarenoso basal* (70 m) está compuesto por pelitas y areniscas finamente estratificadas. En su base tiene un conglomerado fino de extensión regional y espesor variable (0,5-2 m).

El *miembro de conglomerados inferiores* (450 m) se trata de conglomerados matriz-soportados de composición predominantemente volcánica.

El *miembro arenoso intermedio* (900 m) está representado por una alternancia de conglomerados y microconglomerados clasto-soportados con intercalaciones de delgados bancos limosos.

El *miembro de conglomerados superiores* (370 m) está integrado por conglomerados arenosos clasto-soportados con clastos graníticos.

Dávila y Astini (2002) interpretaron en la unidad cinco asociaciones de facies: a) asociación de ambientes de barreales fangosos e interfluvios áridos, b) asociación de barreales salinos y lagos efímeros, c) asociación de conglomerados fango-soportados,

d) asociación de areniscas y conglomerados multiepisódicos y e) asociación de conglomerados arenosos y clasto-soportados.

### *Interpretación tectosedimentaria*

La misma fue realizada por Dávila y Astini (2002) quienes puntualizaron en la secuencia, dos megaciclos grano y estratocrecientes que se vinculan con procesos tectónicos, y ciclos menores asociados a mecanismos de progradación de lóbulos y procesos autocíclicos (avulsión y/o migración lateral recurrentes). De acuerdo con el arreglo vertical de facies, se pasa de un dominio de abanicos de baja eficiencia en el ciclo inferior a un dominio de abanicos de alta eficiencia en el ciclo superior, lo cual, según los autores citados, está más relacionado con la evolución (tectónica) del antepaís que con cambios climáticos. Basándose en las relaciones estratigráficas y en datos publicados (Coughlin *et al.*, 1998) de trazas de fisión, Dávila y Astini (2002) interpretaron que esta unidad representa depósitos sinorogénicos tempranos comparables con secuencias de cuenca de antepaís.

### *Relaciones estratigráficas*

El contacto basal de la Formación del Crestón puede estudiarse en las quebradas del Zorro Colgado y del Jume, afluentes de las márgenes derecha e izquierda del río Chaschuil, entre El Durazno y Las Tres Juntas. En este sector, la unidad se apoya en discordancia angular de muy bajo ángulo sobre la fracción superior de la Formación de La Cuesta.

Con respecto a la relación de techo, Turner (1971) mencionó que la Formación del Buey (parte media del Grupo Angulos), al noroeste del Mogote del Río Blanco se apoya normalmente y en discordancia sobre las rocas de la Formación del Crestón; por ello consideró que la Formación del Crestón y el Grupo Angulos son dos entidades independientes.

Por su parte Tabbutt (1990) sostuvo que la Formación del Crestón se encuentra sobrecorrida por encima del Grupo Angulos de edad neógena.

### *Edad y correlación*

La secuencia asignada a la Formación del Crestón carece de restos fósiles, situación que ha dificultado la determinación de su edad, asignándose alternativamente al Mesozoico o al Cenozoico según los distintos autores. Bodenbender (1922b), Groeber

(1952) y Turner (1964) la colocaron en el Triásico. Por otra parte, Bodenbender (1924), Bossi (1977) y de Alba (1979) la consideraron de edad cretácica, por sus relaciones estratigráficas. En otros trabajos, Groeber (1940) y Maisonave (1979) la asignaron al Terciario. Parker (1974) ubicó los “estratos famatinenses”, entre los que se halla la Formación del Crestón, entre el Triásico superior y el Terciario inferior. Más recientemente Limarino *et al.* (2000) la correlacionaron, con reservas, con la Formación Ciénaga del Río Huaco, de edad cretácica. Finalmente, Dávila y Astini (2002) dedujeron para la Formación del Crestón una edad paleógena *lato sensu*, debido a que anteceden a los clásicos depósitos sinorogénicos miocenos de la región.

Hasta tanto se tenga mayor precisión sobre la edad de esta unidad, se considera oportuno en este trabajo asignarla al lapso cretácico?-terciario.

Debido a la falta de precisión en la edad de la Formación del Crestón, ha sido correlacionada con varias unidades. Turner (1964) y de Alba (1979) la asociaron con las facies volcánicas del Grupo Choiyoi de la Precordillera y de la Cordillera Frontal. Maisonave (1979) la homologó con la Formación Vinchina. Parker (1974) con las formaciones Las Tamberías, del Áspero y Lagarcito y con el Grupo del Cerro Overo, de las zonas del Bolsón de Talampaya y nordeste de la Precordillera. Finalmente, Limarino *et al.* (2000) como ya ha sido citado, la correlacionaron con la Formación Ciénaga del Río Huaco. Afloramientos de la Formación del Crestón pasan en continuidad desde la Hoja Tinogasta a la Hoja Fiambalá, donde Rubiolo *et al.* (2001) los asignaron a la Formación El Pedernal que ubicaron en el lapso jurásico-cretácico.

## 2.7. CENOZOICO

### 2.7.1. TERCIARIO

#### 2.7.1.1. Mioceno-Plioceno inferior

#### **Formación Vinchina (Calchaquense) (39)**

*Areniscas, pelitas, conglomerados, areniscas tobáceas y tobas*

#### *Antecedentes*

Turner (1964) adoptó esta denominación para una potente sucesión de bancos rojos compuesta por areniscas, pelitas, conglomerados y muy escasas tobas, que caracterizan a las serranías (sierra de los

Colorados) situadas al occidente de la población de Vinchina. Las mismas habían sido observadas entre otros por Bodenbender (1911), quien las atribuyó en principio a los por él nominados Estratos famatinenses (Rético?), mientras que Frenguelli (1950) las asignó al Paganzo II (Pérmico). También fueron mencionadas por Penck (1920) y por Hausen (1921), quien realizó una revisión del perfil del río de La Troya.

Esta unidad fue investigada en detalle por Ramos (1970), quien describió la estructura y estratigrafía de la sierra de Los Colorados. Recientemente, varios autores extranjeros realizaron estudios de la sedimentación sinorogénica en el sistema de Famatina, entre los que se destaca Tabutt (1990).

La edad de la unidad fue tratada en los trabajos de Tabutt (1986), Reynolds (1987), Ré y Vilas (1990) y Ré y Barredo (1995), mientras que la interpretación sedimentológica y paleoambiental la llevaron a cabo Limarino *et al.* (1999) y Tripaldi *et al.* (2001).

#### *Distribución areal y espesor*

En la Hoja Tinogasta, esta unidad compone dos afloramientos importantes. El primero, de mayor extensión areal, atraviesa de norte a sur la Hoja en su área central, prácticamente en forma continua, desde el límite septentrional de la misma hasta las cercanías del cerro Letrero al sudoeste del área de estudio, conformando la mitad oriental de la sierra de Los Colorados y el pie de la vertiente oriental de la sierra del Toro Negro. El segundo, se desarrolla en el tercio oriental de la Hoja, desde fuera del área de estudio por el norte, hasta La Angostura por el sur, constituyendo el faldeo oriental de la sierra de Famatina a esas latitudes.

Algunos asomos aislados se desarrollan en el ámbito cordillerano, en el noroeste de la Hoja, cerca de quebrada de la Estanzuela y Yegua Quemada.

El espesor máximo aflorante de la formación es de 6875 m en la quebrada del Yeso (2500 m del primer miembro y 4375 m del segundo miembro). Limarino *et al.* (1999) mencionaron 5730 metros de espesor y Tripaldi *et al.* (2001) le asignaron una potencia de 5100 metros.

#### *Litología y ambiente sedimentario*

Turner (1964) describió a la Formación Vinchina como una sola unidad, compuesta en su base por conglomerados (formados por clastos de andesitas

hornblendíferas), pasando hacia el techo a areniscas y limolitas de colores rojizos.

Ramos (1970) separó a la Formación Vinchina en dos miembros, inferior y superior.

*Miembro inferior* (2156 m). Los niveles estratigráficamente más bajos, visibles, comienzan con unas areniscas pardo moradas de grano fino a mediano, en bancos medianos, con estratificación entrecruzada, ondulitas de origen fluvial, gotas de lluvia y calcos de flujo bien desarrollados. Los clastos son subangulosos a subredondeados, de cuarzo, plagioclasa y microclino, en parte caolinizados, escasas hojuelas de mica y numerosos fragmentos líticos de metacuarcitas, rocas graníticas, sedimentarias y algunos fragmentos de rocas volcánicas muy alterados. El cemento está formado por yeso y óxido de hierro.

Hacia niveles superiores se encuentran areniscas pardo moradas claras a rojizas, predominando hacia el techo las rojizas. La composición es similar a las de los niveles basales, aunque se destaca la presencia de granos de piroxeno y hornblenda frescos, como también líticos de rocas sedimentarias arcósicas. Estos últimos estarían indicando la participación de rocas sedimentarias neopaleozoicas (Grupo Paganzo) en la conformación de las rocas terciarias. La existencia de hornblenda y piroxeno podría ser el primer indicio del volcanismo terciario.

*Miembro superior* (4428 m). Se caracteriza por la participación de material volcánico y clastos de volcanitas, ausentes en el anterior. El color predominante es un pardo rojizo a claro hasta amarillento en líneas generales. Las areniscas de este miembro son más gruesas, hasta sabulíticas, con estratificación entrecruzada y marcas de gotas de lluvia. Es frecuente hallar intercalaciones conglomerádicas en forma de lentes, que hacia el techo llegan a constituir delgadas camadas de conglomerado.

Este miembro comienza con areniscas con clastos de andesita hornblendífera del Terciario de la Cordillera de Los Andes. Hacia arriba aparecen, junto con los anteriores, clastos de riolitas, riodacitas y pórfidos de la misma composición, de grano mediano. En el límite con la Formación Toro Negro aumenta la participación volcánica.

En la quebrada de La Troya, cerca del límite con la Formación Toro Negro aflora una arenisca blanquecina grisácea, de grano mediano y friable, compuesta por clastos de cuarzo, microclino, hornblenda verde, biotita y fragmentos líticos de rocas volcánicas y metacuarcitas. Hay también clastos vítreos con textura pumícea y perlítica.

Según Marensi *et al.* (2000), el límite entre los miembros inferior y superior corresponde a una superficie erosiva de bajo ángulo, a la que suprayacen varios niveles de ortoconglomerados polimícticos.

En un trabajo más reciente, Tripaldi *et al.* (2001) destacaron que la composición de la unidad es bastante homogénea, constituyendo las areniscas y pelitas de color rojo intenso un 80 %, mientras que los conglomerados, tanto intraformacionales como extraformacionales, se hallan subordinados. Aparece, además, un conspicuo nivel de tobas.

Tanto Limarino *et al.* (1999) como Tripaldi *et al.* (2001) reconocieron siete asociaciones de facies, tres correspondientes al miembro inferior (I, II y III) y cuatro al superior (IV, V, VI y VII).

La *asociación de facies I* está compuesta por areniscas, pelitas y escasos conglomerados intraformacionales, fue depositada por sistemas fluviales anastomosados con planicies de inundación predominantemente arenosas (Figura 17).

La *asociación de facies II* corresponde a intervalos de areniscas finas y muy finas, depositadas en ambientes eólicos intermontanos.

La *asociación de facies III* está constituida por areniscas, pelitas y conglomerados intra y extraformacionales, depositados por canales anastomosados en planicies fangosas con importantes lóbulos de desbordamiento.

La *asociación de facies IV* corresponde a conglomerados y areniscas depositados por ríos entrelazados.

La *asociación de facies V* es una secuencia de areniscas y pelitas, depositadas por cursos fluviales meandrosos.

La *asociación de facies VI* se identifica por potentes intervalos de areniscas amalgamadas, correspondientes a canales entrelazados efímeros.

La *asociación de facies VII* está representada por una delgada intercalación de areniscas y pelitas de origen lacustre (Figura 18).

Tripaldi *et al.* (2001) hicieron, además, consideraciones tectosedimentarias al mencionar la evolución paleoambiental de la unidad, a la que reconocen que fue depositada en una cuenca de antepaís andina desarrollada en el Mioceno, entre las Sierras Pampeanas Noroccidentales y la Precordillera. En esa evolución paleoambiental citaron factores autocíclicos y alocíclicos al sistema. De ellos, los factores extrínsecos (tectónica y subsidencia) habrían jugado el papel fundamental en la evolución de la unidad. Desde este punto de vista, los sistemas fluviales anastomosados (asociaciones I y III), pro-



**Figura 17.** Intercalación de areniscas y pelitas, en estratos delgados, pertenecientes a facies lacustres de la parte superior de la Formación Vinchina



**Figura 18.** Afloramientos de la Formación Vinchina a lo largo de la quebrada de La Troya. Intercalación de areniscas, pelitas y escasos conglomerados intraformacionales depositados en sistemas fluviales anastomosados.

pios del miembro inferior, corresponderían a una etapa de relleno incompleto de la cuenca, debido a que la subsidencia superaba el aporte clástico. Los sistemas entrelazados gravo-arenosos (asociación IV) indicarían una progradación post tectónica de la cuña clástica en respuesta a movimientos tectónicos de la faja plegada y corrida occidental. Por último, la alternancia de sistemas fluviales meandrosos y entrelazados de régimen efímero (asociaciones V y VI) las interpretan como variaciones en el caudal, relieve y tasa de subsidencia.

### Contenido fosilífero

El miembro superior presenta en su parte superior un nivel de areniscas pardo rojizas limosas, de grano fino, portador de icnitas de varios tipos, que corresponderían a:

Mamíferos:

- a) Orden Edentata, Superfamilia *Megatherioidea*, *Venatoripes riojanus* (Frenguelli)
- b) Orden Litopterna, Familia *Macrauchenidae*

Aves:

- a) Orden Rheiformes
- b) Orden Charadriiformes
- c) Ralliformes

### Relaciones estratigráficas

La base de la unidad no es visible en el ámbito de la Hoja Tinogasta por estar cubierta por depósitos modernos o por hallarse en contacto tectónico con el basamento de la Formación Espinal (Turner, 1964). Sin embargo, hacia el sudoeste, en el ámbito de la Hoja Villa Unión (1:250.000), más precisamente en el área de Las Juntas, la Formación Vinchina sobreyace en discordancia erosiva a las sedimentitas eólicas de la Formación Vallecito del Oligoceno-Mioceno temprano (Jordan *et al.*, 1993).

Turner (1964) estimó que a pesar de no hallarse angularidad, existe una discordancia de erosión entre esta unidad y la suprayacente Formación Toro Negro, teniendo en cuenta el abrupto cambio litológico observable en algunos perfiles. Ramos (1970) señaló que el límite entre ambas formaciones es de tipo transicional, aunque sus características litológicas sean marcadamente diferentes. Tripaldi *et al.* (2001) mencionaron que la Formación Vinchina es cubierta por la Formación Toro Negro (Plioceno), probablemente mediando una discordancia erosiva de bajo ángulo.

### Edad y correlación

Hausen (1921) ubicó a estas sedimentitas en el Jurásico-Cretácico, con interrogantes. Por otro lado Frenguelli (1950) las asignó al Paganzo II (Pérmico). Turner (1964), basándose en similitudes litológicas, consideró a la Formación Vinchina homóloga al Calchaquense (*sensu* Bodenbender, 1924) aflorante en la sierra de Famatina (formaciones del Buey y del Abra), a las que asignó edad miocena. Según de Alba (1972), también es equivalente a la Formación del Abra y a la sección inferior de la Formación Tambería (Mioceno) de Turner (1967). Bonaparte (1965), sobre la base de los icnofósiles descriptos, otorgó una edad pliocena inferior al miembro superior.

Más recientemente, Tabutt (1986) dató las tobas intercaladas en la secuencia terciaria. La más antigua ( $7,3 \pm 2$  Ma) se ubica en la parte media del miembro inferior de la unidad, en tanto la más joven ( $4,3 \pm 1$  Ma) lo hace cerca de la base de la suprayacente Formación Toro Negro. Además, Ré y Vilas (1990) y Ré y Barredo (1995) también colocaron a la Formación Vinchina en el Mioceno-Plioceno inferior.

De acuerdo con los datos aportados por estos últimos trabajos se sitúa la unidad en el lapso mioceno-plioceno inferior.

Hacia el norte, los afloramientos de esta formación pasan sin solución de continuidad a la Hoja Fiambalá, los que fueron asignados por Rubiolo *et al.* (2001) a la Formación Guanchín del Plioceno inferior.

#### 2.7.1.2. Mioceno superior-Plioceno inferior

##### GRUPO ÁNGULOS (40, 41, 44)

El Grupo Angulos (Turner, 1962) está compuesto por una potente secuencia sedimentaria integrada por areniscas de colores pardo rojizo, gris y amarillo blancuzco, de grano fino y con intercalaciones de gruesas camadas conglomerádicas y bancos tobáceos. Teniendo en cuenta su litología, paleoambientes de depositación y colores, Turner (1962) diferenció tres unidades dentro del Grupo Angulos. De base a techo, las formaciones del Abra, del Buey y El Durazno representan la sedimentación del antepaís de la vertiente oriental del Famatina.

Las unidades del Grupo Angulos, juntamente con la Formación del Crestón y la Formación Santa Florentina (de Alba, 1979) constituyen depósitos si-

norogénicos vinculados a la evolución estructural de la región durante la orogenia andina.

### **Formación del Abra (Calchaquense-Araucanense) (40)**

*Conglomerados y areniscas rojizas y blanquecinas*

#### *Antecedentes*

Bodenbender (1922a, 1922b) fue el primero en estudiar estas sedimentitas, a las que agrupó bajo el término de Supracretáceo o Terciario Viejo. Luego reunió, en una sola entidad, a esta unidad con los por él nominados Estratos Calchaqueños y la denominó con este último nombre. El nombre de Formación del Abra fue propuesta por Turner (1955) para el miembro inferior de "su" Grupo Angulos, definido al oeste de la localidad homónima.

#### *Distribución areal y espesor*

Los afloramientos de la Formación del Abra se encuentran en el tercio oriental de la Hoja, al poniente de las localidades de Famatina y Angulos. Se extienden en una estrecha franja prácticamente ininterrumpida, de rumbo meridional, desde la zona de río Colorado por el norte, hasta el pie del filo Ramblones, a la latitud del Morro Pozo Verde por el sur, alcanzando un ancho máximo de unos 4 km en la zona de Potrerillos. En la mayoría de los casos se encuentran limitados por fallas inversas.

El perfil de mayor desarrollo puede estudiarse a lo largo del río Chaschuil. Otro perfil de interés es el del río Campanas.

El espesor de la formación es de unos 800 m en Angulos, mientras que en el río Tamberías, fuera del área de estudio, alcanza unos 1000 metros.

#### *Litología y ambiente sedimentario*

En el perfil del río Chaschuil, la sucesión comienza con potentes camadas conglomerádicas, sumamente gruesas, con intercalaciones de areniscas de grano grueso, ambas de color pardo-rojizo. Las dos litologías se hallan interstratificadas irregularmente, con estratofábrica lenticular, en algunos casos con laminación entrecruzada.

Los clastos que constituyen los conglomerados son en su mayoría de granito porfiroide y migmatita, siendo las cadenas de Paimán y Velasco las proba-

bles áreas de proveniencia, con cantidades subordinadas de aplita, pegmatita, lamprófito y esquistos. Sus formas son subredondeadas y el tamaño varía entre 25 y 50 centímetros. La matriz en la que se encuentran inmersos es arenosa, de composición arcósica y grano grueso.

La sucesión psefítica es, en su conjunto, grano y estratodecreciente, mientras que las intercalaciones psamíticas se disponen en forma estratodecreciente y granodecreciente. Asimismo, ascendiendo en el perfil, los planos de estratificación se tornan más regulares y continuos. Estas areniscas poseen laminación entrecruzada de corriente unidireccional.

Se destaca la presencia de una intercalación de 25 m de espesor, integrada por areniscas tobáceas grisáceas y conglomerados blanquecinos, que aumentan en espesor hacia el norte, pasando a conformar la mayor parte de la unidad a la latitud del río Campanas y desapareciendo hacia el sur, ya no son observables en el perfil del río Blanco. Estas areniscas muestran notable laminación entrecruzada, con capas frontales largas, rectas, a veces asintóticas, con inclinación de hasta 35°, interpretadas como de origen eólico.

La presencia de esta intercalación se atribuye a variaciones de facies en sentido latitudinal (Turner, 1971). Dentro de este marco conceptual, la aparición de limolitas y areniscas limolíticas y arcillosas en los perfiles al N de los 28° 30' de latitud S, dentro de la unidad que Sosic (1972) denominó Formación El Potrerillo y que reconoció equivalente a la Formación del Abra, sería producto de un cambio de facies en la unidad.

Entre las estructuras sedimentarias conservadas, además de la laminación entrecruzada ya mencionada, se destacan óndulas y marcas de gotas de lluvia. Basándose en esto y en la correlación con otros sectores, es posible inferir un ambiente de sedimentación aluvial, distal hacia el techo de la unidad, con retrabajo eólico de los depósitos arenosos en algunos casos y buena conservación tanto de los depósitos de canal como de los de interfluvio.

#### *Relaciones stratigráficas*

La base de la Formación del Abra en el área de estudio está determinada por una falla, que coloca a la misma sobre depósitos cuaternarios y sobre la Formación Paimán o bien se encuentra cubierta por depósitos cuaternarios.

De Alba (1972) correlacionó a esta unidad con la parte inferior de la Formación Vinchina y con los miembros 1, 2 y 3 de la Formación Tamberías, propuesta por Turner (1967). Esta última se apoya en discordancia sobre los estratos de la Formación Patquía, en la zona del río Tamberías, al NO de la Hoja Tinogasta.

Hacia el techo, la unidad pasa concordante y transicionalmente a la Formación del Buey. Esta relación puede observarse al poniente de Angulos. Sin embargo, en la mayor parte del área de estudio, la unidad está limitada en su techo por una falla, que pone por encima de ésta a la Formación del Crescón.

#### *Edad y correlación*

Esta unidad corresponde a parte de la Facies Oriental del Supracretáceo de Bodenbender (1922a, 1922b), y al miembro inferior de los por él nominados Estratos Calchaqueños, en su acepción más moderna (englobando al Supracretáceo).

De Alba (1972) la correlacionó con la parte inferior de la Formación Vinchina y con los miembros 1, 2 y 3 de la Formación Tamberías (Turner, 1967).

La edad mínima de la formación está acotada por la presencia de *Corbicula stelzneri* en la formación suprayacente (Formación del Buey). Este organismo es de escaso valor estratigráfico, ya que se encuentra en sedimentitas tanto del Mioceno como del Plioceno.

Bodenbender (1922a, 1922b) asignó los Estratos Calchaqueños al Mioceno, idea compartida por Groeber (1940) y Turner (1971). De Alba (1972) colocó a la formación en el Oligoceno basal, teniendo en cuenta la presencia de “importantes movimientos” entre esta unidad y la suprayacente. Siguiendo a los tres primeros autores, en el presente trabajo se ubica la unidad en el Mioceno superior.

#### **Formación del Buey (Calchaquense – Araucanense) (41)**

*Areniscas, arcilitas y lutitas multicolores, muy yesíferas, con intercalaciones de bancos margosos*

#### *Antecedentes*

Bodenbender (1922a, 1922b) fue el primero en estudiar esta unidad sedimentaria, a la cual incluyó dentro de lo que denominó Supracretáceo y más tarde dentro de los Estratos Calchaqueños. El nombre aquí utilizado fue propuesto por Turner (1955), quien

en 1962, incluyó a la secuencia en “su” Grupo Angulos.

#### *Distribución areal y espesor*

Aflora en dos asomos aislados, uno al oeste de la confluencia entre el río Blanco y el arroyo Frailes y el otro al oeste de Angulos. Son afloramientos de reducida extensión superficial. Según Turner (1964), el espesor aproximado de esta unidad es de unos 200 metros.

#### *Litología y ambiente sedimentario*

La sucesión se inicia con conglomerados finos, de color gris, con clastos procedentes de la sierra de Famatina, areniscas tobáceas del mismo color, con intercalaciones moradas y verdes, muy yesíferas, las que suelen encerrar capas margosas. Hacia el tope, la formación presenta intercalaciones de lutitas y arcilitas moradas y verdes, también yesíferas; las areniscas tobáceas se hacen más potentes, al igual que las tobas, apareciendo en ocasiones camadas conglomerádicas con matriz tobácea, que señalan el paso transicional hacia la Formación El Durazno.

En su fracción basal, las areniscas poseen estratificación entrecruzada y frecuentes óndulas de corriente y grietas de desecación. La estratificación está bien desarrollada; los estratos arcillosos poseen espesores entre 5 y 15 cm y los psamíticos entre 40 y 50 centímetros. El yeso contenido en las sedimentitas se presenta en forma de relleno de diaclasas y en estratos y lentes a lo largo de la superficie de estratificación.

Dadas estas características, se infiere para la unidad un ambiente de depositación aluvial distal a fluvial, bajo condiciones áridas a semiáridas.

#### *Fósiles*

Bodenbender (1922a, 1922b) halló restos fósiles comparables con *Corbicula stelzneri* Doering, en los bancos margosos de la fracción basal de la formación. Turner (1971) informó acerca del hallazgo de restos vegetales e improntas de hojas de una fanerogama, tipo *Salix*, en el arroyo Huaico Hondo.

#### *Relaciones estratigráficas*

La unidad se apoya concordantemente y mediante pasaje gradual sobre la Formación del Abra.

En la parte alta, las intercalaciones cada vez más potentes de areniscas tobáceas y tobas blanquecinas señalan la transición paulatina hacia la Formación El Durazno. Sin embargo, al nordeste del crestón del río Blanco, se apoya discordantemente sobre la Formación de La Cuesta. Un contacto del mismo tipo fue descripto al poniente del río Blanco sobre la Formación del Crestón.

#### *Edad y correlación*

La Formación del Buey se corresponde con la parte superior de la Facies Oriental más la Facies Central del Supracretáceo o Terciario Viejo de Bodenbender (1922a, 1922b), y al miembro medio de los Estratos Calchaqueños, en su acepción moderna.

De Alba (1972) la supuso equivalente a la parte superior de las formaciones Vinchina y Tamberías de Turner (1971).

La mayor parte de los autores considera que esta formación corresponde al Mioceno. La intrusión de las dacitas de la Formación Mogote es el principal control sobre la edad de la Formación del Buey, indicando una edad mínima de 5 Ma. Los fósiles hallados, como ya se indicó, son de escaso valor estratigráfico.

#### **Formación El Durazno (Calchaquense – Araucanense) (44)**

*Conglomerados, areniscas tobáceas y tobas blanquecinas*

#### *Antecedentes*

Esta denominación fue propuesta por Turner (1962), para el tercer miembro del Grupo Angulos. Con anterioridad, fue estudiada por Bodenbender (1922a, 1922b; 1924) entre otros. Entre los trabajos recientes se destaca el de Losada Calderón *et al.* (1994).

#### *Distribución areal*

La Formación El Durazno se manifiesta en la falda oriental de la sierra de Famatina, en el sector SE de la Hoja. Los afloramientos se ubican a ambos lados del filo Cimarrón. Al oeste del mismo puede seguirse por las quebradas de los arroyos de Los Frailes y Huaico Hondo y continúan unos 6 km hacia el NO, atravesando los ríos Blanco y Chaschuil.

La unida alcanza un espesor de 1500 metros.

#### *Litología y ambiente sedimentario*

Esta formación comienza con bancos de areniscas tobáceas, seguidas por un potente paquete de estratos conglomerádicos y arenosos, regularmente alternados. Las capas conglomerádicas son lentiformes y estratocrecientes, llegando a espesores de 5 metros, se intercalan con bancos tobáceos de hasta 2 metros. Los planos de estratificación son netos en el caso de las areniscas e irregulares en el caso de los conglomerados.

Los clastos corresponden a granitos, esquistos cuarcíferos, pizarras y andesitas, con diámetro variable entre 10 y 20 cm y se hacen angulosos hacia arriba, la matriz que los engloba es arenoso-tobácea, de coloración gris-blanquecina.

Entre las estructuras sedimentarias pueden citarse estratificación entrecruzada, ondulitas, grietas de desecación e impresiones de gotas de lluvia.

En el río Blanco y en el arroyo Huaico Hondo, en la fracción inferior del perfil, aparecen potentes bancos de verdaderas tobas dacíticas, macizas y compactas, con escasos rodados dacíticos y bien estratificadas.

#### *Relaciones estratigráficas*

La formación se apoya en forma concordante y a través de un pasaje transicional, tanto sobre las rocas de la Formación del Abra como sobre las de la Formación del Buey.

El techo es desconocido, dado que la erosión eliminó los niveles superiores.

#### *Edad y correlación*

Turner (1964), al definir esta formación, la consideró equivalente a la Facies Occidental del Supracretáceo o Terciario Viejo de Bodenbender (1922a, 1922b), y al Piso Inferior de los Estratos Calchaqueños, dentro de los que el mismo autor, en 1924, englobó a la unidad anterior. Según de Alba (1972), también se corresponde con las formaciones Toro Negro y Guanchín, definidas por Turner en 1964 y 1967, respectivamente.

Dataciones radimétricas utilizando el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , realizadas por Losada Calderón *et al.* (1994), otorgaron un espectro de edad de  $6,38 \pm 0,37$  Ma. Por lo tanto, las tobas de la Formación El Durazno se relacionan a una actividad magmática correlativa con la que originó a la Formación Mogote, durante el Mioceno tardío-Plioceno temprano.

### 2.7.1.3. Plioceno inferior

#### **Formación Mogote (42)**

*Dacitas y andesitas*

##### *Antecedentes*

La denominación Mogote fue propuesta por Turner (1955, 1962) para agrupar a las rocas volcánicas (dacitas y andesitas) que asoman en el Mogote del Río Blanco.

La primera mención de la existencia de estas rocas corresponde a Bodenbender (1922a, 1922b).

##### *Distribución areal*

El lugar clásico de estudio de estas rocas es el *neck* volcánico que aparece en el Mogote del Río Blanco. Poco más al sur, al N de la confluencia del arroyo Los Frailes con el río Blanco, esta roca constituye un dique.

El resto de los afloramientos se encuentran a lo largo del filo Arenales, alineados en dirección NNE, desde el límite austral de la Hoja hasta la quebrada de Collapotrero. Se observan dos asomos aislados, uno cercano al cerro Ñuñorco y el otro en la confluencia del río Amarillo y el río del Marco.

##### *Litología*

La unidad se compone de dacitas (en forma predominante) y de andesitas. Las dacitas son de color claro, generalmente de grano fino y localmente vesicular, se encuentran atravesadas, a su vez, por diques de dacita de textura porfírica, determinada por la presencia de fenocristales de feldespato, hornblenda y cuarzo, dentro de una pasta afanítica. El conjunto está atravesado por venillas de cuarzo.

Las andesitas son de color violáceo y textura porfírica, dada por fenocristales de feldespato y minerales máficos desarrollados en una pasta afanítica.

##### *Génesis y ambiente tectónico de emplazamiento*

Turner (1971) notó que la escasa distribución de afloramientos induce a pensar en un control estructural de la efusividad. Según Marcos y Zanettini (1981), este control estuvo ejercido por la estructura regional N-S.

Losada Calderón *et al.* (1994) encontraron que los análisis químicos de los elementos mayoritarios y

minoritarios, a pesar de presentar alteración hidrotermal, proveen buena información y sugieren que las rocas son calcoalcalinas y poseen alta relación  $K_2O/Na_2O$ , debido posiblemente a efectos de la alteración.

La intrusión de estas rocas es una manifestación de la migración hacia el este del volcanismo durante el Plioceno temprano, debido a la horizontalización de la subducción bajo la placa Sudamericana.

##### *Relaciones estratigráficas*

Estas rocas se intruyen tanto en las rocas sedimentarias de las formaciones del Buey y del Crestón, como en las formaciones Negro Peinado y Ñuñorco, donde estarían directamente vinculadas con la mineralización y alteración hidrotermal que se aprecia en la zona.

##### *Edad y correlación*

La Formación Mogote fue correlacionada por Toselli (1996) con la Formación Costa de Reyes, asignada al Plioceno inferior por Maisonave (1979).

Las dataciones radimétricas ( $^{40}Ar/Ar^{39}$  en feldespato potásico y biotita), sugieren un emplazamiento a los  $5,0 \pm 0,3$  Ma.

Teniendo en cuenta las relaciones estratigráficas, dadas por la relación de intrusión entre las rocas de la Formación del Buey y las correspondientes a la Formación Mogote, sumado al dato aportado por la datación radimétrica, se asigna esta unidad al Plioceno temprano.

#### **Formación Costa de Reyes (43)**

*Pórfidos, brechas, aglomerados y coladas andesíticas*

##### *Antecedentes*

Sosic (1972) empleó este término para describir “conglomerados, brechas, pórfidos y pumicitas”, que se encuentran frente a Costa de Reyes, en el borde occidental de la Hoja.

##### *Distribución areal*

Los afloramientos se distribuyen en dos sectores: uno al pie de la serranía occidental de la Hoja, en la zona de Costa de Reyes, limitado por acarreos cuaternarios hacia el este y por asomos de la For-

mación del Abra hacia el oeste y, otro, en la quebrada del Ulpiadero, cerca del borde septentrional de la Hoja, en donde la unidad aflora en ambos limbos de un sinclinal con orientación NE, en disposición subconcordante con las formaciones Vinchina y Toro Negro; las exposiciones están limitadas por fallas inversas.

### *Litología*

En la zona de Costa de Reyes, la roca que predomina es un pórfido andesítico, que al microscopio presenta fenocristales de plagioclasa zonada (andesina) alterada a sericita y a material arcilloso, calcita y clorita (en algunos casos, la alteración rodea al núcleo de la plagioclasa, mientras que en otros abarca casi la totalidad del cristal). Como mineral máfico aparece biotita, con avanzado grado de oxidación indicado por la abundancia de óxido de Fe y con alteración calcítica. En la pasta se encuentran tablillas de plagioclasa, posiblemente más ácidas y en menor cantidad feldespato potásico. También hay granos muy pequeños de biotita y anfíbol, muy alterados a óxidos de Fe. Como minerales accesorios se hallan apatita y circón, en la pasta y como inclusiones en el anfíbol.

En las adyacencias de la quebrada del Ulpiadero, la unidad está integrada por pórfidos andesíticos que intruyen a las sedimentitas miocenas y que se derraman como coladas, que se interdigitan lateralmente con secuencias conglomerádicas y que hacia arriba también pasan gradualmente a conglomerados.

### *Edad y correlaciones*

Esta unidad se correlaciona con la Formación Mogote, por lo que se la considera de edad y génesis equivalente.

#### 2.7.1.4. Plioceno superior

#### **Formación Toro Negro (Araucanense) (45)**

*Conglomerados, areniscas, limolitas, arcilitas y tobas*

#### *Antecedentes*

Turner (1964) identificó con este nombre los estratos aflorantes en la mitad occidental de la sierra de los Colorados, compuestos por bancos de conglomerados, areniscas, limolitas y arcilitas, entre los que se intercalan bancos tobáceos. Éstos ya habían

sido observados por Bodenbender (1924), Penck (1920) y Borrello (1955).

Con posterioridad, esta unidad fue estudiada en detalle por Ramos (1970), dentro de un trabajo en el que se describe la estructura y estratigrafía de la sierra de los Colorados. Recientemente, varios autores extranjeros realizaron investigaciones acerca de la sedimentación sinorogénica en el Sistema de Famatina, entre los que se destaca el de Tabutt (1990).

### *Distribución areal y espesor*

Esta formación aflora tanto en el área central de la Hoja, dentro del ámbito de las Sierras Pampeanas Occidentales, como en el área occidental, dentro del ámbito cordillerano. En el primer caso, los asomos se alinean en forma NNE-SSO, constituyendo el área pedemontana occidental de la sierra de Los Colorados y el área interserrana entre la sierra del Toro Negro y la sierra de Famatina en su parte septentrional. En el segundo caso, los afloramientos se arrumban con dirección NNE, atravesando la Hoja en su tercio occidental en forma discontinua y se ubican, de NNE a SSO, en los valles del río Punilla y sus afluentes, un pequeño grupo de asomos al NE de la laguna Brava, otro al pie del faldeo occidental de la sierra del Peñón y el último, en la zona de sierra de La Punilla.

El miembro inferior alcanza un espesor máximo de 3670 m en la quebrada de Los Pozuelos. En el caso del miembro superior, es de 1584 m, en el perfil de la quebrada del Yeso.

### *Litología y ambiente sedimentario*

Las areniscas que afloran en Los Colorados son de origen continental, tienen grietas de desecación y óndulas en los planos de estratificación y se distinguen de la formación infrayacente (Vinchina) por el predominio de colores más claros (grises, verdosos y amarillentos) y por su menor grado de diagénesis.

Ramos (1970) dividió a la formación en dos miembros (que gradan entre sí transicionalmente) a los que el autor atribuyó al mismo ciclo de sedimentación.

En el *Miembro inferior* predominan areniscas limosas, friables, de coloraciones pardo amarillentas, grises y verdosas, intercaladas con arcilitas verdosas que tienen en su base un banco de toba (visible en toda la sierra de Los Colorados), de un par de metros de espesor. Presentan niveles intercalados

de conglomerados, en los que siempre prevalecen las andesitas hornblendíferas, aunque su contenido relativo disminuye hacia el norte y hacia el sur. Se reconocieron hasta seis niveles de tobas; las mismas gradan en tufitas y areniscas tuffíticas.

El *Miembro superior* está compuesto por conglomerados en toda su extensión, en general de pobre selección, de colores pardo grisáceos, con clastos de hasta 80 cm, entre los que predominan diferentes rocas del basamento.

### Fósiles

Ramos (1970) encontró dentro del Miembro inferior, en un área cercana a la quebrada de las Torrecitas, un esqueleto de mamífero de gran talla. Estos restos fueron clasificados por Pascual (en Ramos, 1979) como *Plesiomegatherium* sp., a pocos metros también se hallaron huesos fósiles de aves.

### Relaciones estratigráficas

La base de la formación puede estudiarse en Los Colorados, tanto en el río Jagüé como en la senda que une las localidades de Vinchina con la de Jagüé. Penck (1920) la ubicó en un banco de toba blanca, fácilmente distinguible en la sierra de Los Colorados. Turner (1964) debido al importante cambio litológico, llevó a proponer un contacto paraconcordante. Ramos (1970) señaló que el contacto es aparentemente concordante sobre la Formación Vinchina y de carácter transicional.

Hacia el techo, la unidad presenta, en la mayoría de los casos, contactos tectónicos o bien se halla cubierta por depósitos cuaternarios.

### Edad y correlaciones

Los megatéridos encontrados en el miembro inferior, correspondientes a *Plesiomegatherium* sp., permitieron colocar a la unidad en el Plioceno medio.

Al Miembro superior se lo ubica en el Plioceno superior, por considerarse que pertenece a depósitos sinorogénicos del tercer movimiento del Ciclo Andino, producido entre el Plioceno y el Pleistoceno y que origina las Sierras Pampeanas.

Por otro lado, en la formación han sido encontrados mamíferos fósiles del Huayqueriense (Pascual, en Ramos, 1970). Dicha edad es corroborada por las cifras de 7,3 Ma para la sección superior de la Formación Vinchina y 4,3 Ma para el límite

entre esta última y la Formación Toro Negro (Ramos *et al.*, 1988a).

Por los datos precedentes, se asigna la Formación Toro Negro al Plioceno inferior a superior.

En la depresión del río Punillas, ubicada al oeste del cordón de La Escarcha, los afloramientos de esta unidad pasan sin solución de continuidad a la Hoja Fiambalá (Rubiolo *et al.*, 2001), donde fueron denominados Estratos de Laguna Verde y ubicados en el lapso paleógeno-mioceno inferior. Rubiolo *et al.* (2001) le otorgaron esa edad debido a que correlacionaron a estos afloramientos con otros situados hacia el oeste en el valle del río Salado, dados por Mpodozis *et al.* (1998) en 23 Ma por el método K/Ar en biotitas de una toba dacítica.

## 2.7.2. TERCIARIO-CUATERNARIO

### 2.7.2.1. Mioceno superior-Pleistoceno

#### Formación Veladero (46)

*Basaltos, andesitas, dacitas, brechas, ignimbritas, domos riolíticos, tobas, tufitas, areniscas, conglomerados, limolitas*

#### Antecedentes

La Formación Veladero fue definida por Marcos *et al.* (1971), quienes determinaron su litología y distribución areal.

#### Distribución areal

Esta unidad tiene una extensa área de distribución, siendo dominante en el sector noroccidental del área levantada, donde conforma la sierra del Veladero y el cerro Bonete Chico, en la Cordillera Frontal, y aparecen como las últimas estribaciones hacia el norte de la Precordillera riojana.

#### Litología

La formación está integrada por un complejo piroclástico-volcánico moderno, constituido por tobas, tufitas, areniscas y conglomerados tuffíticos, coladas basálticas, andesíticas y dacíticas, brechas andesíticas, flujos ignimbriticos y domos lávicos riolíticos. Las andesitas y basaltos corresponden en general a coladas o cuerpos subsuperficiales. Por sectores se encuentran potentes sucesiones sedimentarias intercaladas, integradas por limolitas a conglomerados.

### Relaciones estratigráficas

La unidad se apoya discordantemente sobre rocas piroclásticas y sedimentitas plegadas de edad terciaria, o cubriendo rocas neopaleozoicas y triásicas. Está cubierta por su propio material detrítico, en partes transportado y otras *in situ*. En algunos casos, las coladas basálticas se hallan coronando terrazas aluvionales del Pleistoceno inferior.

### Edad y correlación

En la zona de estudio, la edad de la unidad queda restringida al post Pleistoceno inferior por sus relaciones estratigráficas. Sin embargo, el Complejo basal del Pisis y Los Patos (dentro de la Hoja Fiambalá, inmediatamente al norte del área relevada), asimilados por Rubiolo *et al.* (2001) a la sección basal de la Formación Veladero, poseen edades de entre  $8,5 \pm 0,5$  Ma y 5 Ma (Mpodozis *et al.* 1997, 1998; Coira, 1996), lo cual permitiría extender la edad máxima de esta unidad al Mioceno superior.

Rubiolo *et al.* (2001) consideró que la Formación Veladero contiene todas las unidades volcánicas y volcanoclásticas identificadas dentro de la Hoja Fiambalá y que incluyen, además de los complejos volcánicos antes mencionados, las formaciones Tamberías y Guanchín, cuerpos hipabisales del valle de Chaschuil, las lavas de los complejos Tres Cruces y Ojos del Salado, el complejo de calderas y lavas-domos Incapillo, los Rodados de la Puna (de Penck) y unidades volcánicas más modernas.

En el complejo piroclástico volcánico de la Formación Veladero no se han separado todas las unidades volcanogénicas que Rubiolo *et al.* (2001) asignaron a esta formación. Siguiendo a estos últimos y a los otros autores arriba mencionados, se ubica tentativamente al volcanismo representado por esta unidad al lapso mioceno superior-pleistoceno.

### Formación Santa Florentina (48)

Conglomerados y fanglomerados

#### Antecedentes

De Alba (1972) propuso este término para designar a un grupo de sedimentos poco consolidados que afloran en las inmediaciones de Santa Florentina, al oeste de Chilecito, al sur del área de estudio. El mismo autor señaló su equivalencia con el Eocuarterio propuesto por Turner (1971) y que agrupa los depósitos de la vertiente oriental de la sierra de Famatina

y la occidental de la sierra de Velasco. Con posterioridad, Maisonave (1979) incluyó en esta unidad a los depósitos fanglomerádicos aflorantes en los extremos norte y sur de la sierra del Toro Negro.

#### Distribución areal y espesor

Estos depósitos se ubican al pie de los grandes sistemas montañosos de la región, pudiendo distinguirse tres sectores: el bolsón de Jagüé y las vertientes occidental y oriental de la sierra de Famatina.

En el primero de estos sectores, los afloramientos se sitúan en dos zonas: al pie del extremo norte de la sierra de La Punilla, sobre los llanos del río Colorado, y al pie del extremo sur de la sierra del Toro Negro. En la vertiente occidental del Sistema de Famatina, esta unidad se presenta como asomos aislados a lo largo del curso del río Grande del Valle Hermoso y su afluente, el río Colorado, extendiéndose desde la cuenca de Las Encrucijadas por el norte, hasta la Ciénaga de Abajo por el sur. En la vertiente oriental de la misma sierra, entre ésta y la cadena de Paimán, los afloramientos se desarrollan al norte de la localidad de Famatina, llegando hasta la ladera norte del río de las Campanas, limitados en su mayoría por fallas.

Según Maisonave (1979), estos depósitos revelan un espesor muy irregular, alcanzando los 600 metros.

#### Litología y contenido fosilífero

La Formación Santa Florentina está constituida por conglomerados polimícticos poco consolidados, con matriz limo-arenosa, de tonos rosados y grisáceos, y areniscas subordinadas. El material posee una baja selección y estratificación grosera. El grado de consolidación tiende a aumentar hacia los términos superiores.

Estos niveles representan antiguos depósitos pedemontanos, por lo que el contenido clástico refleja en cada caso el área de aporte local. En particular, en los afloramientos ubicados al sur de las nacientes del río Colorado, al pie del cerro Leoncito, se componen en un 80 % de bloques graníticos provenientes de la sierra del Leoncito.

El contenido fosilífero se restringe a restos vegetales, que no han podido ser clasificados.

#### Interpretación

Se interpreta que esta formación corresponde a remanentes de los niveles pedemontanos

tanos más antiguos de la zona, los cuales fueron afectados por movimientos tectónicos posteriores.

### *Relaciones estratigráficas*

Esta unidad se apoya en discordancia angular sobre las formaciones Toro Negro y El Durazno, que llegan respectivamente al Plioceno superior y Plioceno inferior o sobre rocas más antiguas, siempre en relación de discordancia. 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. Presenta inclinaciones de hasta 70° al SO y plegamiento sinclinal.

### *Edad y correlación*

Por sus relaciones estratigráficas, se asigna a la Formación Santa Florentina al Plioceno superior tardío-Pleistoceno basal.

Estos depósitos son correlacionables con los Rodados de la Puna de Penck (1920), con los tramos superiores de las formaciones Toro Negro y Guanchín de Turner (1964, 1967), con los Rodados de la Puna de González Bonorino (1972) y con el Miembro superior de la Formación Toro Negro de Ramos (1970).

## 2.7.3. CUATERNARIO

### 2.7.3.1. Pleistoceno inferior

#### **Ignimbrita Quebrada del Veladero (47)**

##### *Flujo piroclástico riolítico-dacítico*

Se trata de flujos ignimbríticos que afloran en el sector noroccidental de la Hoja, rellenando parcialmente la quebrada del arroyo del Veladerito. Son dos flujos ignimbríticos muy pumíceos, con biotita y escaso cuarzo. Incluye material lítico fluidal de composición riolítico-dacítica. El nivel inferior es blanquecino, mientras que el superior tiene tonalidades rojizas por oxidación y disyunción columnar. Las secciones basales de cada flujo tienen estructuras típicas de oleadas piroclásticas. El espesor total de la unidad es de aproximadamente 50 metros.

Una datación por el método K/Ar en biotita da una edad de  $1,6 \pm 0,5$  Ma (Mpodozis *et al.*, 1997, 1998).

### 2.7.3.2. Pleistoceno superior

#### **Depósitos glaciares (49)**

##### *Till*

Estos depósitos tienen desarrollo superficial en áreas reducidas de la ladera oriental de la sierra de Famatina.

Las principales morenas se hallan entre el cerro Negro Overo y la Cumbre Baya (aproximadamente a los 28°55' de latitud S). Se extienden en valles transversales, explayándose hasta las juntas del río Achavil.

Más al norte, en la ladera SO del cerro El Tociño (28°50' de latitud S aprox.), nace una morena que rellena el valle transversal, con unos 70 m de espesor vertical máximo, y bloques exclusivamente riolíticos, de todos los tamaños. Aguas abajo yacen bloques erráticos de hasta 4 m de diámetro, con superficies pulidas.

Los depósitos glaciares son asignados al Pleistoceno superior.

#### *Comentario general acerca de los depósitos pedemontanos*

Este comentario general sobre los depósitos pedemontanos se ubica aquí, debido a que los más antiguos han sido asignados al Pleistoceno superior, pero se hace la salvedad que la mayoría de ellos corresponden al Holoceno.

Los depósitos pedemontanos cubren amplias áreas dentro de las depresiones tectónicas representadas por el valle de Antinaco, el valle de Vinchina y el bolsón de Jagüé. Más al oeste, algunos depósitos pedemontanos de pequeñas cuencas endorreicas serán descriptos como depósitos aluviales intramontanos.

Si bien se han reconocido tres niveles distintos de depósitos pedemontanos ubicados en las cuencas citadas, su correlación desde el punto de vista litoestratigráfico es una mera simplificación, que exige la escala a la que se está trabajando. Los piedemontes de las distintas cuencas no son litológicamente iguales, pues cada uno refleja las litologías de su área de aporte y probablemente, tampoco sean exactamente iguales desde el punto de vista temporal, pues debido a la migración del frente orogénico de oeste a este, durante la tectónica andina, los depósitos cuaternarios más occidentales podrían ser más antiguos que los orientales. Si bien esto último es principalmente válido para las sedi-

mentitas terciarias, deberían analizarse con detalle los procesos neotectónicos que pudieran afectar las distintas cuencas y las sedimentitas en ellas alojadas.

Otro tema interesante es explicar la causa por la que se produjeron los distintos niveles pedemontanos. Las diferentes secuencias aluviales pedemontanas han sido generadas por efectos de agentes externos al sistema (alocíclicas), ellos serían el tectonismo y el clima actuando a través de la hidrología de las redes de drenaje.

A los efectos de simplificar el análisis, debido a la escala de trabajo, se considera que el tectonismo habría generado el espacio de acomodamiento primario (las cuencas) y los cambios climáticos reflejados a través de la hidrología de los sistemas aluviales habrían producido las distintas superficies de acumulación pedemontana.

Durante las épocas deficitarias hidrológicamente, los perfiles de equilibrio de los sistemas aluviales presentan mayor gradiente, mientras que durante las épocas de grandes descargas los perfiles de equilibrio son de menor gradiente, ocasionando incisión en las partes superiores del perfil y una migración de la cuña sedimentaria hacia la cuenca. Estos cambios en la dinámica fluvial provocan los quiebres en el perfil longitudinal de los cursos que generan los abanicos aluviales segmentados (reflejados en los distintos niveles de piedemonte). Los ápices de los abanicos han migrado, alejándose del frente montañoso por atrincheramiento, generando una nueva zona de acumulación. El nivel o los niveles pedemontanos más antiguos se convierten en zonas de erosión, produciéndose una progradación de los depósitos pedemontanos hacia el centro de la depresión.

Teniendo en cuenta estos comentarios iniciales se tratará de resumir algunas características de los distintos niveles pedemontanos.

### **Depósitos pedemontanos antiguos (50)**

*Conglomerados y areniscas poco*

En el pie oriental del Famatina estos depósitos se extienden entre Costa de Reyes y el Potrerillo (Sosic, 1972). Más al sur, entre los ríos Achavil y Amarillo, integran cinco niveles de piedemonte (Turner, 1971).

Esta unidad está compuesta por sedimentitas poco consolidadas: conglomerados, areniscas con

intercalaciones lenticulares conglomerádicas y mantos de gravas. La estratificación es muy grosera, apareciendo tenuemente marcada. El espesor de estos depósitos ha sido estimado por Turner (1971) en no mayor de 50 metros.

En el valle de Vinchina, aguas abajo de Ciénaga de Arriba, estos depósitos se hallan en ambas márgenes del río Grande de Valle Hermoso, con mayor desarrollo en la margen occidental, donde cubren sedimentitas terciarias. En este sector Maisonave (1979) citó espesores no mayores de 200 metros.

En el bolsón de Jagüé, Maisonave (1979) describió acumulaciones fanglomerádicas que forman la bajada del flanco occidental de la sierra del Toro Negro, extendiéndose hasta las proximidades del cauce del río Potrero Grande. Hacia el sur, los depósitos cubren las sedimentitas terciarias de la Formación Toro Negro en la ladera noroeste de la sierra de Los Colorados y forman lomas aisladas al poniente de la localidad de Jagüé. En la margen derecha de esta depresión, los depósitos se despliegan entre las desembocaduras de los ríos Cuminchango y Bonete, y más al sur forman amplias "planchadas" en el sector de llanos del río Colorado.

### 2.7.3.3. Holoceno

#### **Depósitos pedemontanos subrecientes (51)**

*Paraconglomerados poco consolidados, con matriz arenosa y lentes de gravas con matriz limo-arcillosa*

Estos depósitos están principalmente desarrollados sobre los piedemontes orientales y occidentales de la sierra de Famatina. En los sectores donde afloran los depósitos pedemontanos antiguos se hallan a menor altura que estos y más alejados de la sierra debido a la migración del ápice de los abanicos. Están integrados por sedimentos clásticos poco consolidados compuestos por paraconglomerados (matriz-soportados) de cantos subangulosos a subredondeados, mal clasificados, que con frecuencia incluyen bloques de gran tamaño. La matriz es arenosa con algún tipo de ordenación que indica un transporte tractivo. Se intercalan lentes de gravas con matriz más fina, limo-arcillosa, que indica la presencia de flujos densos del tipo *debris flow*. En algunos casos se observa una gruesa estratificación con una inclinación primaria hacia el centro de la cuenca.

### Depósitos pedemontanos actuales (52)

*Paraconglomerados poco consolidados, con matriz arenosa y lentes de gravilla fina con matriz limo-arcillosa*

De los tres niveles pedemontanos existentes en la Hoja, éstos son los más extensos, ubicándose en las tres grandes cuencas ya citadas. También están compuestos en la parte proximal por paraconglomerados con matriz arenosa de todos los tamaños, tienen una estratificación primaria grosera en la que se intercalan lentes arenosas con gravilla fina y otros formados por gravas, limos y arcillas, a veces con geometrías canalizadas, que representan depósitos de *debris flow*.

Es más notable que en los otros niveles, la reducción de la granometría de los sedimentos desde la periferia hacia el centro de la depresión. Hacia la parte distal presentan mayor proporción de arenas y limos, en parte con materiales salinos y se asocian comúnmente a materiales eólicos.

### Depósitos aluviales intramontanos (53)

*Arenas, limos, gravas, bloques y arcillas*

Son depósitos pedemontanos alojados en pequeñas cuencas cerradas correspondientes a bolsones intramontanos. En algunos casos estas depresiones se hallan a gran altura, como las cuencas alargadas en sentido NE-SO, que coinciden aproximadamente con el límite entre la Precordillera y la Cordillera Frontal. Cuencas similares, algo más pequeñas, se ubican en el basamento aflorante entre la sierra de Umango y el cerro Cacho. Finalmente, algunas se encuentran en la sierra de Famatina, al este del cordón occidental más elevado.

Los depósitos están constituidos por materiales detríticos coluviales y aluviales compuestos por arenas, limos, gravas, bloques y material arcilloso que va aumentando en porcentaje hacia el centro de las depresiones, donde los depósitos pedemontanos se interdigitan con playas limosas o playas salinas. Las primeras están integradas por material limo-arcilloso y arenas finas con variable contenido de sales (cloruros y sulfatos). Las playas salinas son descritas dentro de los depósitos evaporíticos.

Con respecto a la naturaleza petrográfica del material clástico, es muy variable, reflejando en cada caso las litologías de las zonas de aporte.

### Depósitos aluviales (54)

*Gravas, arenas, limos y arcillas*

Se incluye bajo el nombre de Depósitos aluviales, a todos los depósitos de planicies aluviales que se hallan dentro del área de la Hoja. Están compuestos en general por gravas y arenas sedimentados en los cauces y limos y arcillas depositados en remansos de los mismos o en planicies de inundación. A medida que las planicies aluviales se alejan de los cerros y comienzan a circular por las depresiones, se observa una disminución de la granometría de los sedimentos. En el caso de las grandes planicies de los ríos Grande de Valle Hermoso y Potrero Grande, la divagación lateral de los cursos sobre las planicies eroda, en oportunidades, las zonas distales de las bajadas pedemontanas aportando gravas y gravillas.

### Depósitos eólicos (55)

*Arenas, limos y arcillas*

De acuerdo con las descripciones de Maisonave (1979) son “médanos de altura”, es decir depósitos eólicos ubicados en sectores elevados. Según este autor, se trata de arenas finas y en menor proporción limos y arcillas que forman médanos gris blancos a castaños, movilizadas fundamentalmente por el viento zonda. Se disponen en el centro norte de la Hoja, al norte de los cerros Pabellón Grande y Las Lajitas, uniéndose hacia la parte baja de las depresiones locales con los depósitos aluviales y hacia las partes altas con brechas y gravas de talud. Maisonave (1979) estimó espesores de hasta 50 metros para estos depósitos.

Además de los arriba mencionados, en las grandes depresiones como el bolsón de Jagüé, la amplia depresión recorrida por el río Grande de Valle Hermoso y en el piedemonte oriental del Famatina, hay depósitos eólicos constituidos por limos y arenas. Son pequeños, carecen de forma propia y por lo tanto no han sido representados en el mapa geológico. Se trata sobre todo de los denominados “montones de arena”, acumulados generalmente a sotavento de la vegetación y de pequeños mantos de limos parecidos a loess, delgados y de poco desarrollo superficial.

### Depósitos evaporíticos (56)

*Halita, yeso, carbonatos, sulfatos*

Existen dentro del área de la Hoja dos depósitos evaporíticos de buen desarrollo areal, que son inte-

resantes desde el punto de vista económico, ellos son la laguna Brava y la salina del Leoncito.

El depósito de la laguna Brava se registra como recurso minero de sulfato de sodio (Marcos, 1999c). Se encuentra a 4100 m s.n.m., en una cuenca cerrada de origen tectónico ubicada en el límite entre la Precordillera y la Cordillera Frontal, tiene 18 km de longitud y un ancho que varía entre 1,5 y 3 kilómetros.

El drenaje centrípeto de régimen efímero alimenta la laguna por aguas de deshielo que se infiltran en los piedemontes que bordean la laguna y afloran en ella. La circulación subterránea de las aguas en la planicie pedemontana y las volcánicas modernas aflorantes en la región, determinan la salinización de las aguas, cuya posterior evaporación deja el residuo salino. El sector central y sur de la laguna presentan una costra salina compuesta por cloruro de sodio y sulfato de sodio y manganeso. Según Marcos (1999c), los análisis determinaron un promedio de 60% de sulfato de sodio con un espesor promedio de 0,50 metros. Las especies minerales determinadas en orden de abundancia son: thénardita, halita, mirabilita, illita, montmorillonita y aragonita.

La salina del Leoncito, ubicada más al sur dentro de la misma depresión, se halla a 3400 m s.n.m., y cubre una superficie de 280 hectáreas (Marcos, 1999c). Según Pasarello (1977), la salina está constituida principalmente por cloruro de sodio y sulfato de sodio subordinado, originados por cristalización a partir de aguas subterráneas. Los minerales identificados por Ametrano *et al.* (1977) son: halita, yeso, mirabilita, thenardita, silvita, material arcilloso ferruginoso-sericítico, cuarzo y calcita.

### 3. ESTRUCTURA

El área abarcada por la Hoja comprende parte de cuatro Provincias Geológicas (Sistema de Famatina, Sierras Pampeanas noroccidentales, Precordillera y Cordillera Frontal), caracterizadas cada una de ellas por un estilo estructural y rasgos morfológicos que le son propios. Se ha preferido por lo tanto tratar individualmente cada una de estas unidades morfoestructurales.

#### 3.1. SISTEMA DE FAMATINA

Según Durand (1996) el Sistema de Famatina está compuesto por un conjunto de cordones serranos integrados por bloques elevados y volcados por

fallas inversas de alto ángulo. Ellas se habrían generado durante la orogenia Andina debido a los esfuerzos compresivos de dirección O-E producidos por la subducción de la placa de Nazca bajo esta región de Sudamérica. Durand (1996) separó al Sistema de Famatina en tres segmentos: norte, central y austral. La Hoja Tinogasta está comprendida en el segmento central, que se extiende entre el cerro Negro de Rodríguez y la quebrada del río Miranda. Está integrado por varias unidades orográficas: cerro Negro de Rodríguez y las sierras de Famatina, de Copacabana y de Paimán.

#### Sector del cerro Negro de Rodríguez

En este sector aflora un basamento leptometamórfico eopaleozoico rodeado de sedimentitas neopaleozoicas; tanto al naciente como al poniente las sedimentitas terciarias acompañan al macizo. Las ubicadas al naciente forman un sinclinal asimétrico, cuya ala occidental es de pocos centenares de metros, mientras que la oriental es más potente debido a corrimientos paralelos, inclinados al oeste, que repiten la secuencia y que forman la escarpa del frente de sierra. Este sistema se resume en una sola estructura al sur de la localidad de Campanas. El contacto entre el Terciario plegado y las sedimentitas pérmicas, también plegadas, corresponde en parte a corrimientos de características similares a los anteriores. Ya Maisonave (1979) mencionó que las sedimentitas pérmicas se encuentran afectadas por fallas inversas de rumbo NE-SO. Por el SE, las leptometamorfitas y granitos del cerro Negro de Rodríguez se hallan corridas sobre el Pérmico por medio de una estructura de rumbo NE-SO. Esta estructura se curva hacia el oeste y, en el norte de la sierra de Famatina, tiene dirección NO-SE, corriendo a las sedimentitas ordovícicas sobre secuencias pérmicas y terciarias.

La estructura que levanta por el oeste al cerro Negro de Rodríguez es un retrocorrimiento con vergencia hacia el oeste conectado con la falla que se ubica al naciente del cerro (ver perfil transversal AA'). En el norte, el corrimiento levanta los granitos famatinianos y rocas ordovícicas sobre sedimentitas terciarias y depósitos cuaternarios. Más al sur, las secuencias neopaleozoicas y las sedimentitas de la Formación Suri son afectadas por el retrocorrimiento. En dirección sur, una falla directa asociada a la anterior, limita las rocas neopaleozoicas y forma la vertiente oriental del valle del río Grande de Valle Hermoso a esa latitud.

## Sector de la sierra de Famatina

En el sector nororiental de dicha sierra afloran secuencias sedimentarias asignadas al Pérmico, Cretácico y Terciario. El límite oriental de estos afloramientos está dado por un corrimiento inclinado al oeste que pasa de un rumbo N-S a otro NO-SE. Continúa hacia el sur con una falla directa que pone en contacto el Terciario con el bloque granítico del filo de los Ramblones. Por el oeste, la secuencia terciaria es sobrecorrida por sedimentitas neopaleozoicas mediante un corrimiento inclinado al oeste, de rumbo cambiante. Hacia el sur, esta estructura corre las metamorfitas de la Formación Negro Peinado sobre sedimentitas terciarias.

Al oeste de la localidad de Campanas, Turner (1971) describió fallas inversas escalonadas que afectan a las sedimentitas cretácicas (Formación del Crestón).

Los afloramientos del sector sur del Sistema de Famatina, abarcado por la Hoja, están también afectados por corrimientos y fallas inversas. Al oeste de Carrizal, los granitoides de la loma Colorada se hallan en contacto tectónico con una delgada faja de afloramientos carboníferos. Entre los cerros Ñuñorco y Aspajos un importante fallamiento pone en contacto a las metamorfitas con los granitoides. El bloque correspondiente a la zona de los Nevados está limitado, tanto al poniente como al naciente, por fallas inversas. Un poco al norte, dos corrimientos de vergencia opuesta enmarcan la depresión de la pampa Pelada y del arroyo Cachiyuyo, donde afloran secuencias ordovícicas y neopaleozoicas. La cuchilla Negra, con importantes afloramientos ordovícicos, forma un pilar levantado por fallas inversas de rumbo submeridiano (Lavandaio, 1973).

## La sierra de Copacabana

Esta sierra, ubicada al naciente del cuerpo principal de la sierra de Famatina, está compuesta por esquistos y rocas graníticas en parte milonitizadas (Durand y López, 1996). No han sido identificadas fallas en el campo, pero lineamientos con dirección NNO, registrados en fotografías aéreas, han sido interpretados como un sistema de fallas de cizalla que produce un límite muy irregular del borde de sierra.

## La sierra de Paimán

La sierra de Paimán está compuesta principalmente por rocas graníticas. Tiene, hacia el este, una

faja de milonitas con escasos afloramientos dentro de la Hoja, en la zona de Chañarmuyo. Al oeste de esta faja se observan varias líneas estructurales subparalelas y de dirección NO-SE. Más al oeste, el filo de los Ramblones se halla limitado por fallas paralelas a las anteriores por ambos flancos. La depresión de Pampita de Paimán está bordeada hacia el este por una falla, cuya prolongación al sur constituye, al menos en parte, el borde occidental de la sierra, en ella los afloramientos del carbonífero y del basamento son complicados por un sistema de fallas de cizalla.

### *Edad y análisis del fallamiento*

En relación con la edad del fallamiento, según lo expresado por Durand *et al.* (1987), las evidencias más antiguas de fallamiento son anteriores a la depositación del Neopaleozoico. Argumentaron esto, basándose en las fajas miloníticas que corresponderían a zonas de cizalla activas entre el Ordovícico superior y el Silúrico y en relación con la megafalla del río Miranda-Pagancillo, probablemente activa antes de la sedimentación del Grupo Paganzo. Prueba de ello sería la mayor elevación del bloque de la sierra de Famatina, con respecto al bloque de Sañogasta, Vilgo, Paganzo, este último cubierto por sedimentitas neopaleozoicas, no así el primero. Además, aparentemente esta estructura puede tener actividad anterior, debido a que limita por el sur la sedimentación tremadociana y el volcanismo del Arenigiano-Llanvirniano inferior.

A mediados del Paleozoico se habrían reactivado las fallas del basamento, generando relieves positivos que una vez denudados fueron cubiertos por los depósitos del Paleozoico superior.

Los movimientos de fines del Paleozoico generaron la discontinuidad de la base del Triásico. Se depositan entonces secuencias continentales mesozoicas (triásico-cretácicas), luego plegadas y ascendidas junto con las secuencias más antiguas, quedando todas estas unidades expuestas a la erosión.

En el Terciario superior, la orogenia Andina reactivó las estructuras anteriores y originó nuevas fallas y corrimientos que produjeron la morfoestructura actual de la sierra.

Tabbutt (1990) también analizó el levantamiento de la sierra de Famatina, sobre la base de dataciones de circones no detríticos en secuencias volcánicas terciarias (formaciones El Buey y El Durazno) en los flancos del Famatina. Según estos es-

tudios, la sedimentación inicial de estas secuencias ocurrió en una cuenca de antepaís ubicada entre la Precordillera y la cadena de Paimán. Entre los 6 Ma y 4 Ma la sierra comienza a tener un relieve positivo, emplazándose contemporáneamente los domos dacíticos de la Formación Mogote. Estos últimos arrojaron edades de  $5,0 \pm 0,3$  Ma (Losada-Calderón *et al.*, 1994). Todavía a los 4 Ma la sierra continúa su levantamiento, conformando el área fuente de los conglomerados de la Formación Santa Florentina. Para Tabbutt (1990), en los últimos 6,8 Ma la sierra se ha levantado a un promedio de 0,8 mm al año, existiendo una importante fase de deformación después de los  $5,4 \pm 0,8$  Ma, determinada por el brusco cambio litológico registrado entre la Formación El Durazno y los conglomerados de la Formación Santa Florentina.

Según Jordan y Allmendinger (1986), la respuesta del Sistema de Famatina a la tectónica fue similar a la de las Sierras Pampeanas. Para Durand *et al.* (1987), al sur de la megafalla del río Miranda actuaron principalmente los esfuerzos deformantes pampeanos (*sensu* Baldis *et al.*, 1975), y al norte de la misma predominaron los esfuerzos deformantes andinos.

También deben tenerse en cuenta las conclusiones de Toselli *et al.* (1989) sobre la génesis de la sierra del Aconquija, para la que proponen una tectónica tangencial con empujes compresionales, debido al comportamiento tectónico similar entre las Sierras Pampeanas y el Sistema de Famatina, propuesto por algunos autores.

### 3.2. SIERRAS PAMPEANAS NOROCCIDENTALES

Hacia el oeste del Sistema de Famatina, la depresión tectónica del valle de Vinchina, de rumbo nordeste-sudoeste, separa a este bloque serrano de las Sierras Pampeanas Noroccidentales, integradas por metamorfitas de la Formación Espinal y por depósitos continentales del Terciario superior (formaciones Vinchina y Toro Negro). Están caracterizadas por un sistema de sierras en bloque, limitadas por corrimientos que han volcado los bloques de basamento principalmente hacia el oeste. Estos bloques forman la sierra del Toro Negro, los cerros Aguada, Negro y Tigre y las serranías situadas al noroeste del bolsón de Jagüé; hacia el sur de esta depresión componen el filo del Espinal, la sierra de Umango y el cerro Cacho. La estructura se originó principalmente a partir del Mioceno in-

ferior, como lo demuestran los depósitos sinorogénicos. Es común que la ubicación de las fallas andícas esté controlada por líneas previas de debilidad.

Si bien la morfoestructura actual es el resultado de los movimientos del Terciario superior (Ciclo Andico) varios episodios deformativos han quedado grabados en las rocas de esta región. Las rocas de la Formación Espinal atestiguan la deformación producida por el Ciclo Pampeano, como efectos termodinámicos regionales, en una primera etapa, seguidos por plegamientos y procesos magmáticos y migmatíticos sintectónicos y post tectónicos (Maisonave, 1979). Los esquistos de esta unidad tienen un rumbo general noroeste con inclinaciones hacia el nordeste. En las proximidades del río Tendal, los esquistos conservan el mismo rumbo pero con inclinaciones al sudoeste, en la margen izquierda de este curso se distingue una antiforma.

En la sierra de Umango, ubicada más al sur, las micacitas, anfíbolitas y calizas se disponen en bancos paralelos fuertemente plegados (Hausen, 1921). La sierra de Maz, fuera de la Hoja pero muy próxima a su extremo sur, ha sido estudiada en detalle por Kilmurray y Dalla Salda (1971) y Kilmurray (1976), quienes describieron en ella, tres fases de deformación. La primera fase es un gran pliegue acostado de tipo cobijaduras con rumbo NE-SO, plegado a su vez por la segunda fase en una estructura sinforme transversal con respecto a la anterior; este tipo de interferencia origina un sistema de domos y depresiones estructurales. La última fase de deformación produjo estructuras menores asociadas con movimientos de falla.

La cataclasis es otro fenómeno muy común en este basamento cristalino. Según Caminos (1976), la edad de las milonitas puede situarse en las postrimerías del Precámbrico o bien en el Paleozoico inferior, debido a que los estratos carboníferos del Grupo Paganzo descansan intactos sobre el basamento milonitizado.

### 3.3. PRECORDILLERA Y CORDILLERA FRONTAL

La Precordillera y la Cordillera Frontal se distinguen, a la latitud de la zona de estudio, como una única unidad morfoestructural, caracterizada por una estructura en bloques, limitados por fallas de alto ángulo y orientación NO a NE. Las rocas aflorantes dentro de estos bloques (en su mayoría unidades sedimentarias devónico-pérmicas) forman parte de

pliegues con planos axiales subverticales y ejes subparalelos a la orientación de las fallas.

La unidad se despliega al oeste de las Sierras Pampeanas Noroccidentales, atravesando la Hoja en sentido meridiano. La diferenciación de ambas unidades es simple en el sector meridional de la Hoja (extremo norte de sierra de La Punilla y sierra de las Minitas), donde las sedimentitas paleozoicas y el basamento precámbrico se encuentran separados por medio de fallas. Hacia el norte, dicha diferenciación pierde funcionalidad, ya que ambas unidades tienden a convergir. Esto, queda evidenciado entre el cordón de la Escarcha y la sierra del Toro Negro, donde las sedimentitas neopaleozoicas y el basamento precámbrico se desarrollan dentro de los mismos bloques estructurales. Aún así, los episodios deformativos registrados en las unidades devónicas y más jóvenes permiten encarar una descripción estructural particular para el ámbito de la Precordillera, si bien a esta latitud la misma comparte a grandes rasgos el estilo estructural con las Sierras Pampeanas Noroccidentales y con la Cordillera Frontal.

La orientación general que presenta la Precordillera es nordeste, variando a norte-sur en el margen meridional del área relevada (extremo norte de la sierra de La Punilla), conservando dicha orientación hacia el sur, fuera de la Hoja. Según Caminos *et al.* (1993), esta inflexión sería consecuencia de la disposición que presentan los bloques con basamento precámbrico, la cual varía (aproximadamente en la sierra de Umango) de norte-sur a nordeste-sudoeste hacia el sector norte, permitiendo allí el avance hacia el antepaís de la deformación con vergencia oriental durante el Cenozoico.

La estructura de la Precordillera evidencia eventos deformativos ocurridos (fundamentalmente) durante el Neopaleozoico y el Terciario.

Las estructuras neopaleozoicas, asignadas tradicionalmente a la orogenia Gondwánica, consisten en pliegues de diferentes órdenes, con longitudes de onda de hasta 40 km, relacionados a fallas inversas de alto ángulo. Este plegamiento está afectando rocas de edad devónico-eocarbonífera (Formación Punilla-Formación Jagüé) a lo largo de toda la Precordillera, pudiendo distinguirse el orden mayor de plegamiento en el extremo norte de la sierra de La Punilla (sinclinal Tambillos, Caminos *et al.* 1993). Las fallas presentan rumbo variable nordeste a noroeste y habrían controlado el desarrollo del plegamiento. En el caso de los niveles del Carbonífero superior, éstos se dispo-

nen conformando grandes homoclinales, limitados por fallas inversas.

Dentro de los episodios deformativos neopaleozoicos es posible postular la existencia de al menos dos fases diferentes. Por un lado, una fase de edad intracarbonífera, responsable del plegamiento que afecta a la Formación Punilla-Formación Jagüé y equivalentes, cuya edad mínima está determinada por la discordancia que separa a esta unidad de las de edad neocarbonífera (Fase Río Blanco, Fauqué y Limarino, 1991). Por otro lado, habría tenido lugar una fase durante el Pérmico, correlacionable con la Fase San Rafael, la que habría generado fallamiento adicional y reactivado (al menos en parte) el de edad carbonífera.

La estructuración andina reactivó en gran parte las estructuras neopaleozoicas, además de invertir fallas directas que habrían controlado la deposición de los niveles triásicos. “*Como bloque estructural de origen andino se destaca la sierra de La Punilla, limitado por fallas inversas de rumbo norte-sur que inclinan con alto ángulo en sentidos opuestos, siendo la fractura principal la que limita al bloque por el este, y correspondiendo a la occidental el carácter de antitética*” (Caminos *et al.*, 1993).

El ámbito de la Cordillera Frontal, caracterizado por su estratigrafía, comparte el estilo estructural de la Precordillera, si bien aquí gran parte de las estructuras han sido obliteradas por el desarrollo de coladas lávicas plio-pleistocenas.

#### 4. GEOMORFOLOGÍA

Si se tuviera que describir en pocas palabras el paisaje de la Hoja Tinogasta, se tendría que referir a él como 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 o tectónicas. Es un típico paisaje de cuencas y cadenas, donde bloques montañosos levantados por la tectónica andina se hallan separados por depresiones tectónicas que alojan los sedimentos cuaternarios que resultan de la erosión de las cadenas montañosas.

De este a oeste, el primer sector deprimido corresponde al piedemonte oriental de la sierra de Famatina, sobre el que se levantan la sierra de Copacabana y la cadena de Paimán. Continúa el bloque más elevado de toda la Hoja, integrado por la sierra de Famatina y su prolongación al norte, el cerro Negro de Rodríguez.

Al poniente de este cordón se extiende la depresión tectónica conocida como valle de Vinchina. A continuación, se levantan los bloques de basamento de las sierras de Umango, filo del Espinal y sierra del Toro Negro, a los que se asocia la sierra de Los Colorados, compuesta por sedimentitas terciarias. Todas ellas forman el borde oriental del bolsón de Jagüé, depresión que separa las sierras anteriores de la Precordillera riojana, representada por una faja plegada y corrida compuesta por sedimentitas paleozoicas.

Continuando hacia el poniente, en el límite entre la Precordillera y la Cordillera Frontal se hallan una serie de pequeños bolsones intramontanos en altura, cuencas endorreicas que alojan la salina del Leoncito y las lagunas Brava y del Veladero.

Finalmente, el borde noroeste de la Hoja pertenece al paisaje volcánico asociado a la sierra del Veladero, que forma una morfología transicional hacia la Puna catamarqueña.

A continuación se describirá la morfología de los principales rasgos morfoestructurales citados.

### 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 occidental. Su vertiente oriental escalonada tiene un declive suave y valles poco profundos, 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 sobrelevado al poniente, constituido por el batolito eopaleozoico y su basamento, y sedimentitas terciarias plegadas al naciente. El primero ha sido modelado por procesos glaciarios durante el Pleistoceno y actualmente está sometido a procesos periglaciarios de congelamiento y descongelamiento y a remoción en masa, propia de estos ambientes: 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. La faja de sedimentitas plegadas, ubicada al este, forma un paisaje estructural de cuevas, crestas y espinazos, labrado principalmente por erosión fluvial, siguiendo el control que impone la estratificación y plegamiento de la secuencia cenozoica.

Garleff y Stingl (1996) mencionaron distintos pisos altitudinales geomorfológicos en la sierra de Famatina.

Un *piso inferior*, que se forma por debajo de los 1500 metros, e incluye las cuencas que se conformaron en ambientes semidesérticos. Este piso tendría una actividad morfogénica moderada, desarrollada por medio de la erosión mantiforme y la morfodinámica eólica, bajo una cobertura poco densa de arbustos.

Un *piso montano*, que va 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*, constituidos por encima de los 3000 metros, en los que la forma característica más destacada es el "relieve aplanado" también llamado "pendientes lisas" por Weischet (1969). Este tipo de relieve es denominado Glattrelief en la literatura geomorfológica alemana. El Glattrelief también se desarrolla a alturas inferiores a los 3000 m s.n.m. en el piso montano y en altura alcanza hasta los 5500 metros.

El Glattrelief es un relieve rocoso con una cobertura de clastos de escasa potencia, resultado del aplanamiento de afloramientos rocosos. El mismo, es el producto de una gran intensidad de los mecanismos de meteorización física y desplazamiento de detritos, acompañados por escasa incisión de las laderas. Es equivalente a lo que Turner (1964) mencionó en la Hoja Vinchina como "*zona de escombros característica de las montañas de clima seco*".

Según el trabajo de Garleff y Stingl (1996) hay dos tipos de Glattrelief. El denominado Eu-Glattrelief, que se caracteriza por no presentar disección, tiene formas regulares y laderas con perfil recto o ligeramente convexo. Es un relieve en el que no hay farallones, ni afloramientos rocosos escabrosos o formas agudas que denoten la incisión de la pendiente. El otro tipo corresponde al Para-Glattrelief, desarrollado en áreas con moderada incisión de las laderas, generándose pequeños valles que se incluyen en el proceso de formación del Glattrelief. Este tipo de relieve se ubica en el área límite con el relieve incidido desde abajo, a través de quebradas y finalmente destruido. Destacaron que el Glattrelief se manifiesta como un fenómeno de pisos altitudinales. Cuando se asciende por encima del Eu-Glattrelief, se pasa a un piso con efectos de nivación y luego procesos glaciogénicos, generándose ya escarpas alpinas en afloramientos rocosos. Mientras que el límite inferior del Para-Glattrelief, lo constituye un

paisaje ríspido de afloramientos rocosos e incisión fluvial.

Garleff y Stingl (1996) reconocieron una intensa dinámica en los procesos de formación del Glattrelief durante el Cuaternario tardío. Según estos autores el Glattrelief en la sierra del Famatina se ha desarrollado (dejando de lado los picos más altos) sobre relieves que no sufrieron glaciación previa. Entre los 4600 y 4700 m, en el Glattrelief del piso periglacial se formaron glaciares de escombros activos en zonas de permafrost discontinuo. Por encima de los 5000 m el relieve es solifluidal, con pequeños escalones (lóbulos de soliflucción). Arriba de los 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 los 4300 m, el Glattrelief es sólo parcialmente activo, la morfodinámica actual está limitada a la progresiva disminución de la actividad criogénica. Perfiles de Glatthangs inactivos permiten reconocer que la intensa y profunda crioclastia y crioturbación durante las glaciaciones pleistocenas, representaron un requisito previo para alcanzar espesores importantes en el Glattrelief.

Como procesos esenciales en el desarrollo del Glattrelief se citan: 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: *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 Glattrelief debe estar ausente la incisión fluvial.

A partir de sus investigaciones, Garleff y Stingl (1996) propusieron una morfo cronología del desarrollo de las pendientes y el relieve durante el Cuaternario tardío en la sierra de Famatina. Según ellos 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 los 5800 m sobre el nivel del mar. Entre los 3000 y 4000 m s.n.m., se desarrollan suelos bajo una cobertura vegetal más densa que la actual. Por encima de esta altura dominaba el Glattrelief, 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 Glattrelief, hasta por debajo de

los 4000 m sobre el nivel del mar. El Para-Glattrelief descendió por debajo de los 3000 m s.n.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 los 6000 y 3000 años A.P., bajo condiciones más húmedas y posiblemente más cálidas que las actuales, hay 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 acentúa debido a la degradación antrópica del paisaje.

### Valle de Vinchina

No se trata de un valle, sino de una depresión tectónica recorrida por cursos fluviales. Se ubica entre la sierra de Famatina al naciente y las sierras de Toro Negro, Los Colorados y el filo del Espinal al poniente. En ella se han acumulado sedimentitas cuaternarias que integran depósitos pedemontanos y la amplia planicie aluvial que recorre la depresión.

Dentro del ámbito de la Hoja se extiende de nordeste a sudoeste por aproximadamente 72 km, entre la Ciénaga de Arriba, donde el río Grande de Valle Hermoso abandona la sierra y comienza a recorrer la depresión, hasta la localidad de Rivadavia en el extremo sur de la Hoja. La depresión tiene forma aproximadamente triangular, con su vértice superior ubicado en las proximidades de la Ciénaga de Arriba, donde el ancho de la misma no supera los 3,5 kilómetros. Aumenta hacia el sur hasta alcanzar los 30 km a la latitud de La Banda y desde aquí, hacia el sur, se estrecha nuevamente, llegando a 17,5 km a la latitud de Rivadavia, en el extremo sur de la Hoja.

El piedemonte presenta una marcada asimetría, con gran desarrollo en el pie occidental del Famatina y escaso, al pie de la sierra de Los Colorados. Ésta, es una consecuencia lógica de la distinta elevación de ambos cordones montañosos; a ello se asocia el mayor tamaño de las cuencas fluviales del Famatina, como consecuencia de la mayor precipitación que intercepta y habría interceptado una barrera orográfica con picos de 4000 a 6000 metros.

Los sistemas depositacionales aluviales que integran el piedemonte muestran tres niveles distintos. Esta profusión de superficies de acumulación ha sido generada por efecto de agentes externos al sistema fluvial (alocíclicos) los que estarían representados por el tectonismo y las variaciones climáticas. Se sabe que el tectonismo ha sido muy activo durante el Cuaternario, época en la cual se produjeron, además, grandes variaciones climáticas. La profundidad analítica con la que se ha elaborado la Hoja no permitió determinar con más detalle los procesos de neotectónica. Por ello, con el objeto de simplificar las cosas, 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 variaciones en la dinámica fluvial, produciendo así los distintos niveles pedemontanos.

Durante las épocas hidrológicamente deficitarias, los perfiles de equilibrio de los sistemas aluviales presentan mayor gradiente. Durante las épocas de superávit hidrológico (más húmedas) aumentó la eficiencia del transporte, los cauces tendieron a reducir sus pendientes debido a erosión en las cabecezas, 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.

### **Sierras Pampeanas Occidentales**

Al poniente del valle de Vinchina se levantan los bloques de basamento representados por las sierras de Umango y el Toro Negro y por el filo del Espinal; los dos últimos, se hallan conectados por la secuencia neógena que aflora en la sierra de Los Colorados.

El filo del Espinal forma un bloque ascendido a favor de la falla (retrocorrimiento) que se halla en su pie occidental y alabeado hacia el este. Su vertiente occidental compone así una escarpa de falla y la oriental representa la superficie antigua del bloque. Esta superficie podría haber constituido una penplanicie pre-terciaria antes del ascenso del bloque, pero la actual erosión de dicha superficie no permite aseverarlo.

Una situación morfotectónica similar muestra la sierra del Toro Negro, ubicada hacia el norte, y separada de la anterior por la sierra de Los Colorados. Esta última se dispone homoclinalmente hacia el

oeste y está integrada por las secuencias sedimentarias neógenas de las formaciones Vinchina y Toro Negro. Si bien no aflora la base de la secuencia, el basamento se halla muy próximo al pie oriental de la sierra, pero en este caso, la estructura que permite el ascenso de la sierra es un corrimiento con vergencia hacia el este. La quebrada de La Troya, que desagua el bolsón de Jagüé (ubicado al poniente) hacia el río Vinchina, atraviesa la sierra de Los Colorados y en el tramo situado sobre la Formación Vinchina el curso tiene un hábito meandroso. El valle es encajonado y el hábito meandroso se debe al control estructural debido al rumbo de la estratificación. En el sector correspondiente a los afloramientos de la Formación Toro Negro se halla desarrollada una faja de pedimentos, que se ha labrado sobre sedimentitas muy friables, correspondientes principalmente a facies fluviales distales y lacustres. Geográficamente esta faja se alinea según el Campo Negro y los ríos de La Troya y de Los Pozuelos.

La sierra de Umango, conjuntamente con los cerros Cacho y La Esperanza, ubicados al poniente, conforman un paisaje bastante irregular donde alternan los bloques serranos con depresiones como los barreales Grande y Chico y las quebradas del río Umango y del arroyo La Esperanza. Este paisaje modelado por erosión fluvial es consecuencia del escaso espaciamiento entre los corrimientos que levantan los bloques, y, además, de las variaciones en el comportamiento de las fallas, sobre todo en cuanto a rechazo y continuidad.

### **Bolsón de Jagüé**

El bolsón de Jagüé es una amplia depresión tectónica situada, a grandes rasgos, entre la Precordillera y las Sierras Pampeanas Occidentales. En ella se han acumulado y se acumulan, actualmente, sedimentos cuaternarios que integran distintos niveles pedemontanos y depósitos aluviales recientes y actuales.

En su sector central y sur la cuenca es asimétrica, con su depocentro desplazado hacia el este, contra la espalda del bloque de la sierra de Los Colorados levantada por un corrimiento con vergencia al este; su extremo norte, enmarcado por sierras de basamento, pierde esta asimetría. El desplazamiento del depocentro actual de la cuenca determina un piedemonte occidental muy extenso, en el que los depósitos en su progradación hacia el centro de la cuenca se extienden hasta 20 kilómetros. En cambio, el piedemonte oriental desarrollado a espaldas

del bloque de la sierra de Los Colorados tiene entre 3 y 5 km, de los cuales en algunos casos hasta 2 km corresponden a superficies de pedimento labradas sobre las sedimentitas de la Formación Toro Negro.

Actualmente, la quebrada del río de La Troya, que atraviesa la sierra de Los Colorados, es el único desagüe hacia el este de la depresión. El mismo debe ser relativamente reciente, habiéndose formado inicialmente como una cuenca endorreica. Algunos de los rasgos morfoestructurales relacionados a esta cuenca remedan a las cuencas transportadas (*piggyback basins*).

### **Precordillera riojana**

Este sector de la Precordillera, conocido también como Precordillera de Jagüé, es una típica faja plegada y corrida de piel fina (*thin skinned thrusts belt*) donde afloran secuencias paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas. Completan la estratigrafía del sector los intrusivos graníticos y volcánicas andesíticas asociados al magmatismo gondwánico.

A esta latitud, la Precordillera tiene un ancho de 40 km, en parte debido a la gran compresión y acortamiento a que fue sometida la secuencia.

Describiendo la región de oriente a occidente, el sector de Agua de Cándido se caracteriza por suaves lomadas redondeadas labradas principalmente por erosión fluvial sobre secuencias pelíticas devónico-carboníferas intensamente plegadas. En muchos casos estas lomas están coronadas por diques y filones andesítico-dacíticos que sobresalen en el paisaje por erosión diferencial, la misma destaca también algunos niveles conglomerádicos.

Hacia el poniente se sitúa el amplio sinclinal de Rincón Blanco, en el que están plegadas las secuencias neocarboníferas y pérmicas. La estructura se halla levantada como un pilar tectónico a favor de un corrimiento en su flanco oriental y un retrocorrimiento en el occidental. El modelado exógeno producido principalmente por erosión fluvial sobre esta estructura, ha generado un paisaje muy áspero; contribuyen a esa aspereza las intercalaciones volcánicas carboníferas de la Formación Punta del Agua, ubicadas en la parte inferior de la secuencia y por lo tanto aflorantes sobre ambos flancos del sinclinal.

Continuando hacia el oeste, se encuentra la depresión tectónica de Santo Domingo, donde la secuencia triásico-jurásica inferior, plegada y fallada, es cubierta en discordancia por sedimentitas terciarias. El rejuvenecimiento por erosión fluvial asociado al río del Peñón eliminó gran parte de la cubierta

terciaria de esta cuenca, la cual aflora exclusivamente al pie del corrimiento occidental que levanta la sierra del Leoncito y el sinclinal de la quebrada de Las Vacas.

Entre las sierras del Leoncito y del Peñón hay otra cuenca terciaria que se extiende a lo largo de la quebrada de Vacas Secas y nacientes del río del Peñón. En este caso, las sedimentitas terciarias han sido poco afectadas por erosión, conservándose amplios afloramientos de las mismas.

### **Cordillera Frontal**

Al pasar a la sierra del Leoncito, se entra ya en el típico ambiente de la Cordillera Frontal. Su extensión dentro de la Hoja es bastante reducida, pero alcanza para observar las particularidades de esta morfoestructura en la provincia de La Rioja, donde el ambiente de la Cordillera Frontal tiene una morfología diferente a la que se desarrolla en esta provincia geológica en San Juan y Mendoza. Se caracteriza por cordones montañosos levantados por corrimientos hasta los 4000 ó 5000 metros, separados por depresiones tectónicas amplias, elongadas en sentido NE-SO, ubicadas por encima de los 3500 metros. Aquí los corrimientos que levantan la sierra del Peñón y los cerritos Veladeritos (al poniente), dejan entre sí una depresión tectónica, elongada en sentido NE-SO, en la que se hallan de norte a sur la laguna Brava, la laguna del Veladerito y la salina del Leoncito.

Este particular paisaje es una transición hacia la Puna catamarqueña que continúa hacia el norte.

### **Paisaje volcánico de los cerros Veladero y Bonete Chico**

El extremo noroeste de la Hoja posee un un paisaje volcánico dominado por los cerros Veladero (6436 m) y Bonete Chico (6759 m). A partir de éstos, se extienden amplias superficies cubiertas por coladas, algunas de las cuales llevan los nombres de Planchada del Tambero y Planchada del Hombre Muerto. Estos aparatos volcánicos emplazados por encima del paisaje de la Cordillera Frontal, sepultan con sus coladas el paisaje de ésta última y, además, por su extensión hacia al este, cubren la mayor parte de las secuencias de la Precordillera riojana a estas latitudes.

## **5. HISTORIA GEOLÓGICA**

Al encarar una síntesis de la evolución geológica de la Hoja Tinogasta son muchos los temas que

deben analizarse, principalmente debido a que la misma abarca varias provincias geológicas: Sistema de Famatina, Sierras Pampeanas Occidentales, Precordillera y Cordillera Frontal.

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.* (1983a), 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.* (1983b), esta geometría y estilos tectónicos de las diferentes unidades morfoestructurales cenozoicas serían el resultado de los movimientos de la Fase Quechua, correspondiente a los últimos 10 Ma. Además, deben tenerse en cuenta los rasgos paleogeográficos previos a la segmentación del orógeno, que también controlaron la constitución geológico-estructural de la zona.

### 5.1. NATURALEZA DEL BASAMENTO

A la latitud de la Hoja Tinogasta, el basamento es el resultado de acreciones y colisiones ocurridas durante el Proterozoico superior y el Paleozoico inferior (Ramos 1988a). Los principales terrenos acrecionados corresponden a Pampia, Cuyania y Chileña. Si bien no hay en la Hoja afloramientos del basamento de todos estos terrenos, es importante conocer su historia tectónica, porque las suturas entre los distintos terrenos, como sus características individuales, han influido en su evolución geológica posterior, aún 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 y está evidenciada por fajas de deformación milonítica, por las suturas con remanentes de ofiolitas y por los 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 se expone en las fajas de milonización y deformación dúctil intensa ubicada en el sector occidental de las sierras de Valle Fértil y La Huerta (Provincia geológica de Sierras Pampeanas) (Ramos, 1996a). Esta sutura se desarrolla alrededor del Ordovícico medio, época en la cual se interrumpe 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.*, 1996a, b).

Cuyania es un terreno compuesto, con suturas internas representadas por una faja ofiolítica de edad Grenville (Ramos *et al.*, 1993, 1996). Los terrenos amalgamados (Precordillera y Pie de Palo) para formar Cuyania habrían sido 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 sus características paleontológicas, como las 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, 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 del Toro Negro 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. Giménez *et al.* (1998) hicieron un perfil gravimétrico y determinaron una anomalía residual de primer orden, paralela a la sierra de Valle Fértil. Por sobre la anomalía se levantaron perfiles magnetométricos y se descubrió que había abundantes cuerpos de alta densidad, lo cual está marcando otro límite cortical de primer orden, por lo que el basamento que está del lado de la Precordillera no se correspondería con el que está al oeste de la anomalía. Así, la faja de rocas máficas y ultramáficas está discontinuando 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 en el borde oriental 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 a esta intensa deformación como un arco de islas que involucraba rocas oceáni-

cas. 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 hubo, por lo menos dos arcos magmáticos y que los dos habrían estado activos para el Ordovícico inferior a medio, por lo que no se podría haber desarrollado una cuenca de trasarco. Cuando el arco fue activo se emitieron volcánicas y se emplazaron plutonitas con un climax de actividad en el Arenigiano, época en que las rocas se habrían formado en una corteza atenuada de retroarco. Durante el mismo período, en las Sierras Pampeanas hubo 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, 1993). Se habrían obductado durante el lapso Devónico- Carbonífero inferior, debido a la acreción del terreno Chilenia contra el margen de Gondwana (Ramos *et al.*, 1984, 1986). En el área de la Hoja la secuencia ofiolítica aflorante en el cerro Chuscho, de edad ordovícica, es otro de los remanentes de esta corteza oceánica, obductada durante la acreción de Chilenia.

Luego, hay 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 determinó la posición de las cuencas durante el Triásico medio a superior (Ra-

mos y Kay, 1991). También la zona de sutura entre Chilenia y Precordillera permitió durante esta misma época el establecimiento de las cuencas de *rift* de Cuyo (Ramos, 1992).

## 5.2. CICLO FAMATINIANO

Sobre Cuyania se desarrolló la plataforma calcárea de edad cámbrico-ordovícica, con la típica fauna de Ollenellus del Cámbrico inferior. Sus rasgos paleontológicos, el ambiente de formación de su basamento, sus características geoquímicas e isotópicas, así como la edad Grenville del substrato, han permitido postular que este terreno alóctono ha sido originado en 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.*, 1992). La sedimentación cámbrico-ordovícica fue deformada 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 la Precordillera (incluyendo el basamento grenvilliano de las Sierras Pampeanas Occidentales), generó la actividad volcánica en el Famatina. Éste 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 la otra es que hayan existido dos arcos, uno en Famatina y otro paralelo al margen gondwánico, evolucionando ambos casi coetáneamente en cortezas con diferente engrosamiento.

Mannheim (1993) hizo numerosos 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. Un arco islándico es predominantemente oceánico, 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 las Sierras Pampeanas, se ve que las primeras son ligeramente más jóvenes. Hacia Fiambalá, el magmatismo tiene 515 Ma 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, indicando que la subducción en esta región permaneció activa más tiempo que en las Sierras Pampeanas, quizás 10 Ma ó 15 Ma más.

La deformación chánica se registra en los depósitos eopaleozoicos del borde occidental de la Precordillera, siendo interpretada como producto de la colisión del terreno alóctono de Chilenia (Ramos *et al.*, 1984, 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

Se relaciona a un orógeno de tipo andino ubicado a lo largo del paleomargen occidental de la Cordillera de Los Andes (Ramos *et al.*, 1988b; Mpodozis y Ramos, 1989). Este orógeno habría sido activo hasta la mitad del Pérmico. A partir de aquí, una disminución en la velocidad de convergencia condujo a un régimen extensional generalizado que caracterizó al Pérmico tardío y al Triásico (Ramos, 1999a).

La evolución de este ciclo será analizada a través: de lo ocurrido en las cuencas sedimentarias, de su actividad magmática asociada y del régimen extensional final.

#### 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, ubicada 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 conformado un arco positivo, de orientación meridiana, que separó parcialmente ambas cuencas. Sin embargo, pudo haber tenido importancia como elemento orográfico positivo en el Carbonífero medio y a partir del Carbonífero superior fue perdiendo expresión paleogeográfica. Basándose en las superficies de discontinuidad, las características del relleno sedimentario y la acti-

vidad magmática asociada Limarino *et al.* (1999) dividieron el relleno sedimentario de estas cuencas en tres etapas:

*Etapa 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 (Limarino y Césari, 1992) y las formaciones Puni-lla y Jagüé, las que presentan importantes truncamientos en los patrones sedimentarios controlados por la actividad orogénica y los cambios en el nivel del mar. En 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.

*Etapa de cuenca de antepaís:* caracterizada por el desarrollo de una importante cuenca de antepaís fracturado correspondiente a la Cuenca Paganzo, esta etapa se extiende desde el Carbonífero medio hasta el Carbonífero superior. Está representada principalmente en la Cuenca Paganzo y también en la Cuenca Río Blanco, aunque con elementos litológicos bien diferenciados. Mientras que en la Cuenca Río Blanco y en la parte más occidental de la Cuenca Paganzo (área de la Precordillera de La Rioja) tuvo lugar el derrame de importantes efusiones mesosilíceas y ácidas con sedimentación volcánico-clástica y clástica asociada (Formación Punta del Agua y parte baja de la Formación Río del Peñón), en la Cuenca Paganzo se produjo la deposición de potentes secuencias glaciares, glacialústres y fluviales post orogénicas que cubrieron la mayor parte de la cuenca (formaciones Guandacol, 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 las formaciones Solca (no aflorante en el área de la Hoja Tinogasta), la parte más baja de la Formación Patquía-Formación de La Cuesta y la parte superior de la Formación Río del Peñón. Dentro de la Cuenca Río Blanco esta etapa está representada por la Formación Ranchillos.

## Actividad magmática

La actividad magmática 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 se corresponde con una fuerte inestabilidad de la corteza propia de las regiones orogénicas, favorable para el desarrollo de arcos magmáticos. El modelo es el de una subducción de litosfera oceánica simple por debajo del continente, con formación de un arco magmático y de fases orogénicas episódicas.

Esta actividad magmática se manifiesta por importantes episodios volcánicos y plutónicos. De acuerdo a Rapela y Llambías (1999), constaría de varios episodios mayores:

*Carbonífero inferior-Pérmico inferior:* comprende un magmatismo orogénico, predominantemente plutónico de tipo cordillerano, que finaliza con la Fase orogénica San Rafael. Aflora en la Cordillera Frontal y en el Bloque de San Rafael.

*Pérmico inferior-Triásico inferior a medio:* a posteriori de la Fase San Rafael se presenta en la Cordillera Frontal y en el Bloque de San Rafael. En el área de la Hoja y cercana a ella, está compuesto por plutonismo granítico *ss* y calderas riolíticas.

*Triásico superior-Jurásico inferior:* se halla desarrollado principalmente en el Macizo Nordpatagónico, en el área precordillerana de Río Negro y Chubut y en el Macizo del Deseado.

En el área correspondiente a la Hoja Tinogasta o en áreas cercanas, están representados los dos primeros episodios.

El *magmatismo carbonífero inferior* se manifiesta por intrusivos pequeños de composiciones intermedias reconocidos en: la Cordillera Frontal, por la Granodiorita Tabaquito (Sato *et al.*, 1990), inmediatamente al sudoeste del área de la Hoja; en la Precordillera de La Rioja y San Juan, por los intrusivos de la sierra del Leoncito, del cerro Las Tunas y de Potrerillos; en las Sierras Pampeanas Occidentales, por el granito de Los Guandacolinos (Varela *et al.*, 1996) y cerro Veladero (Cingolani *et al.*, 1993).

Además, en los sectores de la Precordillera de San Juan y La Rioja, comprendidos en el área de la Hoja, hay secuencias volcano-sedimentarias, correspondientes a este ciclo, en la Formación Punta del Agua.

Según Llambías (1999), la extensión de este magmatismo a lo largo de la Cordillera Frontal, de la Precordillera y de las 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 pérmico-triásico inferior*, desarrollado luego de la Fase San Rafael, tuvo una intensa actividad entre los 280 Ma y 240 Ma, tanto a lo largo del cinturón orogénico, ubicado en el borde occidental del Gondwana, como en el antepaís (Llambías 1999). Su emplazamiento supracortical, hace que sean frecuentes en él los complejos plutónico-volcánicos (Llambías, 1999).

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, situado en las cercanías del límite sudoeste de la Hoja Tinogasta, y plutones aislados como los granitos de la sierra del Peñón, los pórfidos del cerro Carerito y los granitos de la sierra de Veladerito, todos ellos aflorantes en el sector occidental de la Hoja. Las volcanitas del Grupo Choiyoi no afloran dentro de la Hoja, si bien existen a esta latitud amplios asomos situados más al oeste y sudoeste (Hojas Pastillos, Malimán, Rodeo y otras ubicadas más al sur).

## Ciclo extensional gondwánico (Triásico-Jurásico)

Como resultado de las orogenias paleozoicas queda 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 (Kay, 1993). Las altas anomalías térmicas producidas por el *blanketing* del manto durante la formación de los supercontinentes (Anderson, 1982), controló la ruptura del mismo 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 San Rafael 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 fallamiento extensional concomitante con la depositación del Grupo Choiyoi, evidenciado por el desarrollo 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 situaron en el labio superior de la sutura, entre los terrenos de Cuyania y Pampia. Corresponden a las cuencas de Ischigualasto, Marayes, Salinas y Beazley.

Entre los terrenos de Cuyania y Chileña se sitúa 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. Continuando en la misma dirección, en el sector occidental de la Hoja Tinogasta aparecen las sedimentitas de la Formación Santo Domingo, asignadas al Triásico superior-Jurásico inferior, entre las que se intercalan escasos y delgados niveles basálticos. Según Ramos y Kay (1991), en casi todas estas cuencas de *rift* se han podido identificar coladas de basaltos alcalinos de intrapalaca.

#### 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: Cordillera Frontal, Precordillera riojana, Sierras Pampeanas Occidentales y Sistema de Famatina. Ramos (1999a) dividió a este ciclo en dos estadios diferentes con características propias. Un subciclo paleógeno, que según el mismo autor alcanza 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 (1988b). Am-

bos subciclos están controlados por las variaciones de velocidad de convergencia relativa entre las placas de Nazca y 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 Tinogasta, registra el pasaje de un volcanismo 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 halla a lo largo de la Cordillera Principal, produciéndose, con la paulatina horizontalización de la placa, la migración de la actividad hacia la Precordillera y las Sierras Pampeanas, generando el levantamiento de éstas.

La migración del volcanismo, hacia el este, está asociada a un desplazamiento del frente orogénico en esa dirección, que a su vez provoca una migración de las cuencas de antepaís y sus depocentros a partir del Mioceno inferior (Jordan *et al.*, 1997). La cuenca de antepaís se rompe durante el Plioceno superior, segmentando la cuenca original mediante el levantamiento de bloques del basamento.

El volcanismo no migra 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 al 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 y, 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 al ascenso tectónico de frentes montañosos. Los depósitos sinorogénicos del segmento central (27°-33° S), en el que se halla la Hoja Tinogasta, corresponden al sector norte del segmento de subducción subhorizontal, que incluye el sistema de la 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 sitúa la cuenca de Vinchina (Ramos, 1970), actuando como depocentro desde los 10 Ma, por lo que aloja tanto los depósitos sinorogénicos relacionados con la estructuración de la Cordillera Frontal, como los más modernos, del pie oriental del Famatina (Ramos, 1999b). Según este autor, registra los mayores espesores de la región andina (10.260 m) para el Neógeno. La secuencia está compuesta por las formaciones Vinchina y Toro Negro. Las secuencias analizadas en sentido longitudinal verifican el diacronismo de los levantamientos. A los 7,3 Ma comienza el levantamiento de la sierra del Espinal, a los 4,3 Ma se produce un rápido ascenso de la sierra del Toro Negro y posteriormente, en el Plioceno superior se eleva la sierra de Famatina, fragmentando la cuenca de Vinchina en dos depocentros ubicados al este y al oeste del Famatina.

## 6. RECURSOS MINERALES

El área es reconocida desde antiguo por su potencial en mineralización metalífera, en especial de metales preciosos, destacándose la sierra de Famatina. Numerosos depósitos fueron explotados incluso con labores subterráneas a profundidades de más de 60 metros. Otros, fueron objeto de exploración en diferentes períodos, algunos yacimientos pocos años atrás. Sin embargo, no se ha reconocido hasta el momento un depósito de dimensiones importantes.

Entre los depósitos vetiformes se destacan aquellos de Cu, Cu-Fe (Ag), Cu-Au-Ag y Cu-Pb-Ag-Zn, aunque también existe mineralización diseminada de Cu. Su principal característica es que carecen de reservas económicas, a pesar de haber sido algunos de ellos explotados antiguamente. Un distrito de relativa importancia pasada está conformado por una mineralización vetiforme de W (wolframita y scheelita en ganga de cuarzo) con vínculo genético con granitos. Se destacan asimismo los depósitos de la paragénesis Ni-Co-Cu-Au, como King Tut y San Santiago.

Dos distritos seleníferos, con mineralización alojada en esquistos, calizas y anfíbolitas, están integrados por numerosas minas, aunque de poca magnitud.

Entre los yacimientos aluvionales se cuentan los aluviones auríferos de Famatina (Playa

Ramblones, Playa Amarilla, Lomita Larga, Cerro Cimarrón).

Los recursos de minerales industriales son variados. Las rocas serpentínicas de Jagüé y Valle Hermoso contienen antofilita y antigorita (asbestos); otros yacimientos portan crisotilo. Algunos cuerpos serpentínicos (Virgen del Valle, Santa Clara) tienen reservas de importancia. Fueron puestas en evidencia significativas reservas de fluorita por medio de labores y perforaciones en el área Las Pampitas, en filones que poseen, además, galena, baritina, cuarzo y sulfuros. Se explotó fluorita acompañada por baritina, en vetas, en el grupo minero Cerro Aspercito, mientras que se presenta mineralización de baritina en vetas en el distrito Las Jarillas. En Corral Amarillo se destacan niveles con óxidos de hierro explotados como ocre. Las evaporitas de la laguna Brava contienen sulfato de sodio en concentraciones económicas, aunque su explotación no está asegurada. Concentraciones de granate en rocas del basamento se hallan al NO de la sierra de Umango y manifestaciones travertínicas lo hacen al este de Villa Castelli. La salina El Leoncito tiene reservas medidas de cloruro de sodio, además de sulfato sodio y cloruro de potasio.

En cuanto a los combustibles fósiles presentes en el ámbito de la Hoja, un manto continuo de carbón bituminoso ha sido reconocido mediante labores y perforaciones en Río Tambillos.

### DEPÓSITOS DE MINERALES METALÍFEROS

#### Cobre

##### *Distrito minero Santa Rosa*

Incluye las minas Santa Rosa, San Juan y Malaquita. Se encuentra situado 14 km al NNE de La Mejicana y 30 km al NO de Chilecito, a 3100 m s.n.m., sobre la cadena que sigue la margen derecha del río Amarillo cerca del portezuelo de Santa Rosa, donde el camino de Chilecito a La Mejicana por Famatina y Totoral atraviesa esta cadena. Por este camino la distancia a la estación de Chilecito es de alrededor de 45 kilómetros. El acceso es bueno hasta Famatina y luego se llega con mulares.

La primera mención sobre el distrito corresponde a Viteau (1910). En 1949, Devito realizó un muestreo en las canchas de los socavones de la mina San Juan. Posteriormente, Angelelli (1984) describió el

distrito. La ficha mina efectuada por Marcos (1985b) completa la información disponible del yacimiento.

Las tres vetas (San Juan, Malaquita y Santa Rosa) encajan en esquistos arcillosos metamorfizados de la Formación Negro Peinado (Precámbrico superior-Cámbrico inferior), que están penetrados por pequeñas guías de cuarzo. En esta formación aparecen filones pegmatíticos de variado espesor junto con otros de cuarzo, cuya potencia alcanza hasta un metro. Estas vetas se localizan en las proximidades del contacto con el macizo granítico de la Formación Ñuñorco.

Las vetas son portadoras principalmente de calcopirita, piritita, esfalerita, pirrotina, covellina y hematita en ganga de cuarzo a veces muy abundante; hay impregnaciones en los costados de las vetas.

La veta San Juan, al parecer la más importante, tiene una dirección NO y 60° de buzamiento hacia el NE; su corrida aproximada es de 200 m y su potencia varía entre 0,25 y 1 m, habiendo llegado en algunos casos a 2 metros; entre sus minerales oxidados se citan malaquita, azurita y limonitas. La veta Malaquita constituiría, según Viteau (1910), probablemente la continuación de la anterior; su mineralización es pobre y su espesor alcanzaría un máximo de 0,80 m y su profundidad 60 metros. La veta Santa Rosa posee una mineralización representada por algunos núcleos aislados, enteramente de calcopirita; tiene 80 m de corrida, con 0,36 m de espesor y 70 m de profundidad. No ha sido suficientemente reconocida.

Como dato analítico general, Marcos (1985b) mencionó una ley de 2,3% Cu.

El muestreo del mineral existente en las canchas de cuatro socavones de la mina San Juan, efectuado por Devito (1949), dio tenores comprendidos entre 2,97 y 5,73 % Cu; la cantidad de mineral de cancha ascendía a unas 80 t con ley media de 4,77 %.

La mina San Juan fue la única explotada; posee cinco socavones en diferentes niveles, dos de ellos de 365 y 405 m de largo, respectivamente, unidos por una chimenea de 45 metros. Debido al abandono en que se encuentra esta mina, sus labores son inaccesibles. En las minas Malaquita y Santa Rosa existen varios socavones, algunos de más de 200 metros.

### *El Pararrayo*

Se halla ubicado en la quebrada El Rayo, en el paraje denominado Cuesta de Aspajo (departamen-

to Famatina), a 7 km en línea recta al SO de Totoral, a una altura aproximada de 2450 m sobre el nivel del mar.

Los trabajos de este yacimiento fueron llevados a cabo por Viteau (1910) y Devito (1949), quienes hicieron una descripción general de las características del depósito. Más recientemente, Angelelli (1984) recopiló la información dada por los autores mencionados.

En la zona afloran esquistos filíticos, perturbados, de color gris verdoso (Formación Negro Peinado), que tienen un rumbo general N45°E y posición subvertical. Aguas arriba de la quebrada y en contacto con ellos asoma un cuerpo de roca diorítica.

Los trabajos realizados hace mucho tiempo pusieron de manifiesto la presencia de varias vetas no definidas, unas de dirección E-O y otras N-S, que tienen por roca huésped los citados esquistos o bien la roca diorítica. Su espesor oscila entre 10 y 30 cm para las más angostas y entre 0,60 y 1,20 m para las más anchas. La mineralización, muy irregular, consiste en malaquita y azurita con escasa cuprita, a manera de impregnaciones, acompañadas de calcopirita y algo de calcosina, en ganga de cuarzo y material arcilloso de la roca de caja.

Las labores efectuadas son un socavón inferior y otro superior. El inferior, de 25 m, fue abierto en los esquistos y cortó 4 vetas delgadas, teniendo la principal un espesor de 0,80 a 1,20 metros. Se trata de una zona brechosa con tenores de cobre de 0,32 y 0,37% (Devito, 1949). Las tres vetas restantes, de 13 a 15 cm, registran leyes de 0,21, 0,37 y 1,37%. El socavón superior, sito en la roca diorítica, de unos 40 m de largo, sigue una zona de impregnación de 0,30 a 0,60 m de potencia y corta dos vetas, una de 15 cm y la otra de 0,80 m; muestras extraídas de las mismas dieron valores de 6,65 y 1,69% Cu, respectivamente. La Río Amarillo Copper Mining Co. efectuó las labores existentes en este yacimiento.

### *La Encrucijada*

Las minas de La Encrucijada están ubicadas a unos 10 km de La Mejicana, 35 km al SO de la localidad de Carrizal, sobre ambos márgenes del río Amarillo, a 3000 m s.n.m., en el departamento Famatina.

La primera mención, de carácter breve, fue realizada por Viteau (1910). Con posterioridad, Devito (1949) y Angelelli (1984) llevaron a cabo una descripción con mayor detalle del yacimiento.

Predominan en la zona, esquistos y filitas de color gris verdoso, muy fracturados, de dirección general N60°O (Formación Negro Peinado, Precámbrico superior-Cámbrico inferior). En la ribera izquierda, éstos han sido algo afectados por intrusiones graníticas y porfíricas. En la margen derecha existe, en discordancia con los esquistos, un conglomerado brechoso amarillento, aurífero, de un espesor de hasta 8 m, correspondiente al Pleistoceno.

Una veta de rumbo NO-SE y posición 68-74° NE que atraviesa la quebrada del río Amarillo, cuyo espesor medio es de 10 a 15 centímetros, constituye el yacimiento. De acuerdo con los datos aportados por Viteau (1910), las áreas mineralizadas registran calcopirita en masas o bien en impregnaciones en los esquistos, y en menor proporción calcosina y bornita, distribuidas irregularmente. La mena es argentífera y la ganga está representada por cuarzo y material arcilloso.

Análisis de varias muestras extraídas por Devito (1949) dieron resultados entre 0,16 y 6,12% de Cu.

Los principales trabajos realizados consistieron en cuatro galerías en la mina San Isidro (margen derecha), una de ellas de 160 m unida con una chimenea de 60 m de alto a la galería inmediata superior y dos galerías y una chimenea en La Encrucijada (margen izquierda). Sólo las dos galerías citadas en último término pudieron ser visitadas, ya que las restantes labores son intransitables. Para el beneficio de estos minerales se instaló una pequeña fundición.

### *La Verdiona*

Se sitúa en el cerro de las Minas, al N de Jagüé, departamento Sarmiento. Dista en línea recta 85 km al O de Tinogasta o 60 km al N de la localidad riojana de Jagüé. Desde esta última se accede en vehículo hasta Puerta de las Pircas (unas 10 leguas aproximadamente); la distancia entre este paraje y la mina es de 5 leguas y debe cubrirse a lomo de mula. Se ubica a 1 km al SE de la mina Estrella.

Se cita como antecedente el trabajo de Barrionuevo (1948), quien describió el yacimiento. Maisonave (1979) lo mencionó brevemente; con posterioridad, Angelelli (1984) llevó a cabo una recopilación.

El cerro de las Minas, cuya altura es de 4980 m s.n.m., está constituido principalmente por rocas metamórficas de la Formación Espinal. En la zona del yacimiento (3700 m s.n.m.), la roca predominante es un granito rosado, de grano grueso, que pasa con frecuencia y sin límites definidos, quizás por

metamorfismo dinámico, a una roca gnéica. La mencionada formación es atravesada por filones de pórfidos graníticos, de una roca rica en anfíbol y de pegmatita y aplitas. En el área de la mina se observa una falla principal y otras secundarias (Barrionuevo, 1948).

El yacimiento consta de tres vetas. La primera o principal tiene por roca de caja granito y gneis, un rumbo NNO-SSE, una potencia superficial por impregnación de hasta 12 m y un recorrido de 900 metros. En los asomos aparecen óxidos de hierro y manganeso y también malaquita, mineral que aumenta a poca profundidad, donde se define bien la veta dentro de la faja mineralizada externa. En ciertos lugares es abundante la hematita en su variedad micácea; participan, además, crisocola, azurita y cuprita. La ganga está constituida por roca de caja y yeso. Esta veta es ancha en su parte central, pero se adelgaza en sus extremos. Las labores mineras demuestran un estrechamiento sensible de la veta en profundidad.

La segunda veta está emplazada más abajo que la anterior cerca del arroyo Verdión, en paralela a aquélla, con buzamiento 45°O y un espesor de 1,50 metros. Su mineralización está representada principalmente por impregnaciones ferríferas. La tercera veta, de reducida extensión como la segunda, tiene dirección E-O y un espesor de 35 cm; está formada por calcopirita con galena y escasa bornita en ganga de cuarzo.

Análisis de muestras comunes arrojaron valores entre 1,33 y 3,58% Cu y 150 g/t Ag (Barrionuevo, 1948).

Las reservas inferidas (Angelelli, 1984) se calculan en 10.000 toneladas.

La primera veta tiene varias labores (piques, chiflones, galerías, socavones), entre ellas algunos chiflones de hasta 40 metros.

### *La Estrella Alta*

Esta propiedad se encuentra ubicada en la quebrada de La Estrella, 52 km por caminos al norte de Jagüé, departamento Sarmiento, a 3350 m sobre el nivel del mar. El acceso es bueno hasta Potrero Grande, luego con vehículos de doble tracción se llega hasta la mina Verdiona y de allí a lomo de mula hasta la mina Estrella.

Resultan importantes los trabajos de Lapidus (1951) y Devito (1949). Maisonave (1979) hizo una breve mención del yacimiento; posteriormente Angelelli (1984) realizó una recopilación, y más re-

cientemente Cravero (1986) llevó a cabo una ficha mina muy completa.

La geología del yacimiento está integrada por areniscas y lutitas posiblemente del Paganzo I (Formación Agua Colorada), de rumbo general SE-NO con 60° NE de inclinación, cubiertas en parte por una potente brecha volcánica triásica (Formación Río Tendal). Todo este conjunto se yuxtapone en franca discordancia sobre micacitas, gneises y cuarcitas del basamento cristalino que asoman en determinados parajes de la mencionada quebrada. Atravesando los esquistos cristalinos (Formación Espinal) se hallan filones capa y diques de pegmatitas, diorita, etc. (Lapidus, 1951).

Forman el yacimiento tres vetas que se designan como A, B y C, que afloran en lutitas y areniscas y también en la brecha volcánica. La veta A, de un recorrido visible de 180-200 m, acusa dirección e inclinación concordantes con los de las rocas encajantes; su espesor en superficie es de 3 a 5 cm, alcanzando en las labores hasta 50 centímetros. Se trata de cuerpos lenticulares unidos por guías delgadas pobres cuando no estériles. En su extremo SE y a poca distancia, aparece la veta B que asoma en unos 20 m con rumbo E-O y con un buzamiento de 75° S; registra un espesor máximo de 30 centímetros. La veta C, sita 80 m al O de la B, de dirección SSO-NNE y posición 75° SE, tiene un recorrido corto y consiste en dos guías mineralizadas de 3 a 5 cm cada una.

La mineralización, de posible edad pérmico-triásica, es similar en las tres vetas y está representada por abundante hematita compacta, limonitas, malaquita, azurita y calcosina secundaria (el principal mineral de cobre) en pequeñas masas, calcopirita y bornita, en una ganga de cuarzo preferentemente en cristales.

Según Cravero (1986) no existe zonación definida, aunque en los bolsones inferiores sólo hay minerales de cobre mientras que en los superiores aparecen galena y esfalerita.

Análisis de muestras tomadas por Devito (1949) evidenciaron valores entre 2,02 y 17,55% Cu en las vetas A y C.

Las leyes dadas por Cravero (1986) son 390 g/t Ag, 7,1 % Cu, 0,74 % Pb, 0,17 % Zn y abarcan las minas Estrella Alta y Estrella Baja. Para ambas minas se mencionan reservas indicadas de 70 t, inferidas 2350 t e hipotéticas 3650 toneladas.

En la veta A existen seis labores que comprenden un socavón de 9 m, una trinchera de 27 m de largo, un cortaveta de 40 m y tres chiflones cortos.

En la B, un socavón de 57 m que tiene un chiflón y un pique y en la C, un chiflón de 23 m de longitud que termina en un pique.

#### *La Estrella Baja*

Se localiza a 1 km aguas arriba de la mina anteriormente tratada, a 3150 m sobre el nivel del mar. En la zona del yacimiento propiamente dicho afloran gneises, micacitas y cuarcitas de la Formación Espinal, de rumbo e inclinación variables, pero a unos 150 m aguas arriba de la mina aparecen en discordancia, sobre dichas metamorfitas, las sedimentitas de la Formación Agua Colorada (Lapidus, 1951).

El yacimiento consta de dos vetas paralelas, orientadas NO-SE. La más importante buza 55° SO, aflora en una extensión de 20 m y mantiene un espesor medio que oscila entre 10 y 20 cm; a 80 m al naciente de esta veta se emplaza la otra veta, la del este, constituida por guías de 3 a 5 cm de ancho cuya inclinación es de 70° NE. Los principales minerales son: hematita, limonitas, malaquita y azurita, en ganga de cuarzo, material arcilloso y yeso.

Análisis de muestras comunes presentados por Devito (1949) arrojaron entre 3,96 y 35% Cu.

Los trabajos realizados en esta mina consisten en un socavón de 4 m y un chiflón de 3,50 m en la veta principal; un socavón también de 4 m y un escarpe, en la veta del este.

#### *Estrella Primera (ex Estrella)*

A 4 km aguas abajo de la mina Estrella Alta, a una altura de más o menos 3150 m s.n.m., en una quebradita que desemboca hacia el este de la quebrada La Estrella, se ubica un depósito que se denomina Estrella.

Los terrenos aflorantes en su área son los mismos que los citados al considerar Estrella Alta y Estrella Baja.

Tres son las vetas allí presentes, que se denominan A, B y C, aflorantes en los esquistos cristalinos y en la "porfírita" (Angelelli, 1984). La veta A, de rumbo N20-25°O con inclinación 61° SO, asoma en una extensión de 150 m, acusando espesores oscilantes entre 0,60 y 1,0 metros. Sigue la dirección de los esquistos y en su extremo SE es cortada por una falla N-S que corre a lo largo del "dique de porfírita" (Angelelli, 1984). A 6 m al O de la A se encuentra la veta B, paralela a aquélla, de características similares, si bien de menor potencia, que aflora en 40 m; y finalmente la veta C, sita al E de las anteriores, de

dirección N75°E, buzamiento 75° SO y un espesor de 10 a 15 centímetros. La mineralización consiste en hematita, limonitas, malaquita y azurita en impregnaciones. También se observan calcopirita y calcosina en pequeñas proporciones. La ganga es cuarzo.

Devito (1949) presentó análisis de muestras comunes que dieron valores entre 5,69 y 16,92% Cu (en vetas A y C).

En la veta A hay un socavón de 5 m de largo y varios escarpes; las restantes carecen prácticamente de labores.

### *Mogote del Río Blanco*

Se sitúa a 10 km al SO de la localidad de Angulos, departamento Famatina, a 270 km de la ciudad de La Rioja, a una altitud de 2100 m sobre el nivel del mar. El acceso se realiza por ruta pavimentada hasta Campanas, luego por ruta consolidada hasta Angulos y desde allí, por huella minera apta para vehículos de tracción simple hasta la mina.

El antecedente más antiguo es un informe de Lanefors (1930). El informe de Stoll (1949) sirvió de base para todas las investigaciones posteriores; estudió todas las vetas y concluyó que son estrechas y de bajo tenor metálico, sin hacer cálculo de reservas. En 1984, Angelelli realizó una recopilación.

Un *neck* de dacita perteneciente a la Formación Mogote intruye aglomerados volcánicos de la Formación del Crestón, los que se disponen como un anillo rodeando al *neck* por el este, sur y norte. En el cerro Mogotes se diferencia, en la parte inferior, un aglomerado de composición andesítica y color violeta, de otro verdoso, asociado con tobas y areniscas, que ocupan niveles más altos (Marcos, 199b).

La mineralización se aloja en las rocas de la Formación del Crestón y se relaciona con el cuerpo dacítico (Angelelli, 1984). Las vetas se denominan Manto Verde, Santa María, Atahualpa, Jarilla y Vizcacha, siendo las dos primeras las más importantes. La Manto Verde y otras menores tienen rumbo NNE e inclinación 30-60° O. El otro grupo posee rumbo NE e inclinación 50-60° E. La roca de caja es portadora de oro y cobre.

La veta Santa María en sus niveles más profundos -zona de sulfuros primarios- es una faja de alteración de hasta 5 m de ancho con venillas de pirita y calcopirita en ganga de calcita; la zona de oxidación tiene yeso, azufre nativo, malaquita, crisocola, azurita y calcantita.

Angelelli (1984) citó leyes de 1,72% Cu y 4,7 g/t Au en mineral primario para la veta Santa María.

Los aluviones ubicados aguas abajo de las minas han sido estudiados y explotados en varias ocasiones por su contenido en oro libre (Marcos, 1999b).

### **Níquel-Cobre (Cobalto-Oro)**

#### *King Tut*

Conocido también antiguamente con el nombre de Reina Alejandría, este depósito hidrotermal se ubica en el extremo noroccidental del Sistema de Famatina, a 58 km al NE de la localidad de Vinchina, en el departamento Sarmiento, distrito Valle Hermoso, en la margen izquierda de la quebrada El Salto, a unos 2800 m sobre el nivel del mar.

Se mencionan los trabajos de Sister (1952), Lapidus y Padula (1982), Brodtkorb *et al.* (1983), Angelelli (1984), Guerrero (1984), Schalamuk *et al.* (1994) y Schalamuk y Brodtkorb (1999).

Los terrenos aflorantes en la zona están representados por leptometamorfitas (pizarras y filitas), lutitas y psamitas. Maisonave (1976) asignó estas rocas a la Formación Suri (Ordovícico), al igual que Sangster (2002). Asimismo se encuentran rocas andesíticas a basandesíticas de la Formación La Ojota de edad devónica.

Según Schalamuk y Brodtkorb (1999), el yacimiento consiste en una veta parcialmente en rosario, emplazadas en pizarras silicificadas. El rumbo general de la veta es N 70° O y el buzamiento varía entre 70-80° y 35-40° NE. Se observan cuerpos o bolsones, con corridas visibles que oscilan entre 3 y 17 m y potencias medias de 0,35 y 1,35 m para los niveles 0 y 1 respectivamente. Brodtkorb *et al.* (1983) definieron una mineralización de arsenopirita cobaltífera (glaucodoto) y pirita como mayoritarios, además de cobaltita, pirrotina, marcasita, calcopirita, bornita, oro nativo, bismuto nativo y tetradimita, en ganga de cuarzo. Schalamuk *et al.* (1994) reconocieron alloclasita, arsenopirita y esfalerita. Sister (1952) mencionó también eritrina y Schalamuk *et al.* (1994) hallaron annabergita y escorodita.

Según Brodtkorb y Schalamuk (1999) "probablemente la mineralización se vincula a la Formación La Ojota (Devónico), o eventualmente a la Formación Costa de Reyes, que registra rocas de similar composición y que se atribuye al Terciario". Sangster (2002) sugirió que las vetas son semejantes a los depósitos de oro alojados en sedimentos, como se reconocen en muchos terrenos precám-

bricos o paleozoicos, aunque el contenido de Co no es común.

Lapidus y Padula (1982) determinaron 5000 t de mineral con 0,83% Co y 5,9 g/t Au sobre un desarrollo de 50 m sobre la estructura mineralizada. La estimación más reciente fue la realizada por Guerrero (1984), quien infirió 20.000 t con un contenido de 2600 onzas de Au y 182 t de Co, a partir de estudios en los niveles 0 y 1.

Se ejecutaron 220 m de galerías.

### Cobalto-Oro (Níquel-Cobre)

#### *San Santiago*

Angelelli (1984) señaló que esta propiedad minera fue explotada por níquel a mediados del siglo pasado bajo la denominación de La Solitaria. Está situada sobre la margen derecha de la quebrada Cuminchango, unos 30 km al E de Jagüé y 280 al NO de Chilecito, en el departamento General Sarmiento, a una altura de 2500-2600 m sobre el nivel del mar. Se localiza en la faja occidental de las Sierras Pampeanas Noroccidentales.

Según Brodtkorb (1999a), el yacimiento se emplaza en la Formación Espinal de edad precámbrica, observándose en el área cuarcitas, mármoles y anfíbolitas, surcadas por lamprófiros y pegmatitas.

El yacimiento consiste en una veta de rumbo NE-SO e inclinación 45-65° al O, una extensión superficial de 130 m y una potencia de 0,25 a 0,85 metros. Según Angelelli (1984), la veta está seccionada por dos sistemas de fallas: uno NE-SO y el otro NO-SE, con rechazos de pocos decímetros hasta un máximo de 3 metros. La posición de la veta es discordante con la de la roca de caja.

Brodtkorb (1969) describió una mineralogía compleja formada por niquelina, rodeada por rammelsbergita, pechblenda y coffinita con ganga de calcita. Hubo un brechamiento seguido por un aporte de azufre; parte de la niquelina fue transformada en minerales de la serie bravoíta (pirita-vaesita-cattierita), millerita y gersdorfitita. Después de otro brechamiento cristalizaron esfalerita, calcopirita, pirita y marcasita. La ganga es de calcita, en dos generaciones: una espática que se asocia a la precipitación de minerales de uranio y níquel y la otra, de mayor volumen, que rellena toda la estructura. Como minerales secundarios se determinaron annabergita, autunita, zeunerita y limonitas.

Quiroga y Granero Hernández (1950) obtuvieron los siguientes datos de análisis químicos: labor

II: 0,16%  $U_3O_8$  y 0,46% Ni (potencia media 0,56 m, recorrido 11 m); 0,66%  $U_3O_8$  y 13,74% Ni (espesor medio 0,24 m); nódulo de labor III: 10,07%  $U_3O_8$  y 27,90% Ni.

Este depósito se puede ubicar entre los que Kirkham *et al.* (1993, en Brodtkorb, 1999a) definieron como un yacimiento hidrotermal del “grupo de los cinco”: Ni, Co, U, Ag, Bi (As).

Según Angelelli (1984), el laboreo antiguo está representado por cuatro labores; la denominada labor IV está a 30 m de profundidad desde la bocamina. Hay además 90 m de galerías.

### Oro

#### *Offir*

Viteau (1910), Angelelli (1984) y Marcos (1985a) llevaron a cabo trabajos sobre la mina Offir. En 1986, Marcos y Gotthard realizaron un informe en el marco del convenio entre la provincia de La Rioja y Sveriges Geologiska AB con el fin de evaluar las posibilidades del distrito minero Famatina.

La mina Offir se sitúa en el extremo noroeste de la amplia aureola de alteración característica del área Nevados del Famatina a 4600 m s.n.m., a 2 km al norte de La Mejicana.

La roca de caja de la mineralización está constituida por rocas de la Formación Negro Peinado (Precámbrico superior-Cámbrico inferior), principalmente por esquistos que conforman finos bancos de rumbo N 80° E a E-O, con inclinaciones de 55 a 60°. Cubren en discordancia conglomerados y areniscas de la Formación Agua Colorada de edad carbonífera; la estratificación tiene rumbo N-S y las inclinaciones son suaves hacia el oeste. Ambas están intruidas por diques dacíticos y andesíticos terciarios de la Formación Mogote (Marcos y Gotthard, 1986).

El depósito consiste en una sola veta de rumbo general este-oeste e inclinación 60 a 65° al norte. La longitud reconocida a partir de antiguas labores es de 125 m, con un desnivel de 20 metros. La extensión inferida sobre la base de dos perforaciones y un socavón (Socavón Offir Este) sería de 450 m de longitud por 150 m de profundidad. Estudios geofísicos indican una posible extensión suplementaria de 150 m hacia el este. La potencia de la estructura es de 0,40 m, con límites muy marcados (Marcos y Gotthard, 1986).

La mineralización es de oro, plata y cobre. Los principales minerales son pirita, calcopirita, bornita, oro libre y escasa tetraedrita en ganga de cuarzo y arci-

llas. Una parte del oro tiene granulometría muy fina y se encuentra también asociada a los sulfuros. La roca de caja está afectada por alteraciones sericitica, arcillosa y propilitica (Marcos y Gotthard, 1986).

Se sabe muy poco de la explotación antigua, que probablemente tuvo lugar a principios del siglo XX a escala artesanal y con el cobre como principal metal explotado.

Según Marcos y Gotthard (1986) las reservas son las siguientes: reservas globales: 5800 t, para una potencia de 0,40 m, con 7,56 g/t Au, 193,1 g/t Ag y 3,03% Cu (probables: 12,5%, posibles: 42,5% y potenciales: 45,0%).

Además de la información recogida en la antigua mina Offir, existen labores de exploración que permiten proyectar y evaluar el potencial minero, según los siguientes criterios:

Dos perforaciones intersectaron una estructura mineralizada concordante con la proyección de la veta conocida a una profundidad de 130 m por debajo del nivel principal de la mina antigua, la primera a la vertical de la entrada de esta mina y la segunda a 200 m hacia el este.

El Socavón Offir Este también corta una estructura mineralizada de baja ley a 350 m al este de la mina.

Los estudios geofísicos confirmaron la probabilidad de la continuidad de la estructura e indicaron además una posible extensión de 150 m hacia el este (Marcos y Gotthard, 1986).

Las características de la veta proyectada son: A: longitud: 300 m; profundidad: 150 m; potencia: 0.40 m; PE: 3.35; tonelaje 60.000 toneladas. B: longitud: 450 m; profundidad: 150 m; potencia: 0.40 m; PE: 3.35; tonelaje 90.000 toneladas [A: mina Offir hasta perforaciones; B: mina Offir hasta Socavón Offir Este (Marcos y Gotthard, 1986)].

Las leyes medias obtenidas del muestreo de veta en labores subterráneas representan sólo un reducido sector del cuerpo mineralizado estimado. Asimismo, los análisis de veta de testigos de perforación son registros puntuales muy distanciados entre sí y del laboreo antiguo. Marcos y Gotthard (1986) presentaron un intervalo de leyes: un intervalo representa los valores de la mina Offir y otro que incluye los resultados de las perforaciones (Marcos, 1984, en Marcos y Gotthard, 1986):

	Au	Ag	Cu	
Mina Offir		7,53 g/t	193,1 g/t	3,1%
Mina Offir+perf.		3,70 g/t	355 g/t	2,9%
(perf. = perforaciones)				

Según las fichas mina del TDP (1993), se conocen reservas indicadas de 70.537 t, inferidas de 8000 toneladas e hipotéticas de 8000 toneladas. Las leyes que figuran en las fichas mina mencionadas para el grupo Offir son 2,55% Cu, 3,25 g/t Au y 312 g/t Ag.

Marcos y Gotthard (1986) individualizaron dos tipos de mineralizaciones con diferente distribución espacial. La primera está compuesta por oro y bajos valores de plata y cobre, mientras que la segunda se caracteriza por leyes altas de cobre y plata pero sin oro. La mineralización es sumamente errática, con un rango de influencia de una muestra de 22 m por el oro y de 15 m por la plata y el cobre.

Según la información obtenida por la empresa Corriente Resources Inc. (2000), el depósito de oro epitermal en vetas carece de importancia económica debido a su pequeño tamaño. Las dimensiones son menores que un metro de ancho y sólo un par de decenas o centenas de metros de longitud.

### *Playa Ramblones*

El área está situada sobre el faldeo oriental de la sierra del Famatina. El acceso se logra desde Chilecito por la ruta nacional 40 hasta la localidad de Famatina y desde allí a 17 km hacia el norte hasta el paraje Los Corrales por la ruta provincial 16. Desde aquí mediante caminos secundarios se accede a Playa Ramblones, Playa Amarilla, Mariposa de Oro, Lomita Larga y Cerro Cimarrón.

La zona es ampliamente conocida por los trabajos mineros que desde antigua data se efectuaron allí. En 1907, la compañía Rioja Aurífera trabajó en el sector oeste de Playa Ramblones utilizando una draga para la extracción del material.

Entre 1969 y 1976, el entonces Plan La Rioja, realizó el estudio integral y evaluación de los aluviones auríferos del faldeo oriental de la sierra del Famatina y ejecutó una exploración detallada; sobre esta base estimó un volumen total de los depósitos aluvionales de 85.000.000 m<sup>3</sup>, mediante la ejecución de 128 pozos manuales de un metro cuadrado de sección y una profundidad promedio de 10 m, distribuidos en diversas playas y niveles aterrizados del área. En esta etapa colaboró el Instituto de Investigaciones Mineras de la Universidad Nacional de San Juan, para la diagramación de la planta de concentración gravitacional y la realización de un estudio de evaluación preliminar de acuerdo con datos suministrados por el Plan La Rioja.

Entre 1994 y 1995, la Delegación La Rioja llevó a cabo tareas de exploración y evaluación de depó-

sitos aluvionales en el área de Lomita Larga, en un volumen estimado de 100.000 m<sup>3</sup>, ejecutando 20 pozos manuales de un metro cuadrado de sección y una profundidad promedio de 2 metros. Continuaron los estudios de evaluación en 1996 en Cerro Cimarrón, con el fin de evaluar áreas enriquecidas en oro aluvial.

El trabajo más reciente fue el de Marcos (1999a), quien realizó una descripción de los aluviones auríferos del Famatina.

La zona está representada por niveles conglomerádicos del Cuaternario medio-superior. Estos niveles aterrizados se componen de una mezcla de bloques y guijarros con abundante matriz arenolimsa. Este material poco consolidado presenta estructura caótica conformando amplias terrazas y playas en la zona. El material aluvional portador de oro se apoya sobre sedimentitas del Mioceno tardío-Plioceno temprano pertenecientes a la Formación El Durazno, la que está constituida por capas de areniscas tobáceas, conglomerados finos y aislados bancos de tobas (Marcos, 1999a). Entre los niveles aterrizados se destacan los depósitos de Achavil, Chilicanta, Casablanca y Mariposa de Oro, todos ubicados en las márgenes del río Achavil, y entre las playas las planicies aluvionales de El Durazno, Quebrada Amarilla y Los Ramblones. Otros depósitos menores ocupan paleocanales; tal es el caso de Cerro Cimarrón y Lomita Larga, situados hacia el oeste y este respectivamente del área aluvional principal.

En Playa Ramblones se determinaron dos sectores: sur y norte. En el sector sur (Marcos, 1999a) se definió un volumen de 10,944 Mm<sup>3</sup> con una ley media de 0,154 g/m<sup>3</sup> Au. En el sector norte los resultados son 5,91 Mm<sup>3</sup> con una ley de 0,044 g/m<sup>3</sup> Au. La mineralización de magnetita en Playa Ramblones (Marcos, 1999a) posee una ley media de 2,23% y un volumen de 6 Mm<sup>3</sup>, mientras que las de monacita y circón son de 183 g/t y 22 g/t respectivamente.

Playa Amarilla es un nivel aterrizado explorado por su cercanía a Playa Ramblones (Marcos, 1999a), habiéndose determinado un volumen de 2,317 Mm<sup>3</sup> y una ley de 0,120 g/m<sup>3</sup> Au.

Según Marcos (1999a), el volumen cubicado entre Playa Los Ramblones y Playa Amarilla alcanza 19,171 Mm<sup>3</sup> con ley general de 0,128 g/m<sup>3</sup> Au.

Carrizo (1995, 1996) determinó volúmenes y ley de oro para los depósitos Lomita Larga y Cerro Cimarrón. En Lomita Larga existen siete paleocanales y la ley media alcanza 0,692 g/m<sup>3</sup> para un volumen

de 20.000 metros cúbicos. En el caso de Cerro Cimarrón se definieron 9000 m<sup>3</sup> con ley media de 0,834 g/t Au.

## Plomo-Cinc-Plata

### *Montey (Cu-Pb-Ag-Zn)*

Se sitúa al oeste de la localidad de Famatina, lado oriental de la sierra del mismo nombre, en la margen derecha de la quebrada Ancha, nacientes del río del Marco. El acceso es por una ruta pavimentada hasta Famatina, continuando por una ruta consolidada hasta el paraje Los Corrales. En adelante, y con vehículos de doble tracción, se seguirá la huella por el río Amarillo que conduce al distrito La Mejicana, desviando poco antes del campamento de Cueva de Pérez hacia el oeste, pasando por el portezuelo de Ampallado y descendiendo hasta la mina. La distancia desde Los Corrales es de aproximadamente 30 kilómetros.

En el sector de la mina sólo afloran sedimentitas psamíticas y pelíticas levemente metamorfizadas pertenecientes a la Formación Negro Peinado (Turner, 1964), cortadas por diques de pórfido dacítico de supuesta edad terciaria (Cravero, 1984).

Fracturas de tensión de rumbo próximo a E-O albergan la mineralización vetiforme. Fracturas menores de dirección variable permitieron el ascenso de soluciones hidrotermales que produjeron mineralización diseminada y alteración hidrotermal del encajante (Cravero, 1984).

En cuanto a la mineralización, se destaca que la pirita diseminada y en venillas es constante en todo el socavón principal, pero entre 235-245 m y 326-330 m su carácter es masivo. Los análisis geoquímicos permiten suponer que entre 81-86 m y entre 115-125 m hay dos fajas con mineralización diseminada de cobre (Cravero, 1984).

La mineralización vetiforme está restringida a la veta Norte y a finas venillas que cortan al socavón entre 80 y 125 m desde la bocamina. Asociadas a pirita se han observado pequeñas cantidades de calcopirita, galena, esfalerita y bornita como sulfuros primarios (Bodenbender, 1922b) y minerales oxidados de cobre tales como malaquita, azurita y calcantita. Algunos valores muy altos en plomo y cinc hacen presumir la presencia de galena y esfalerita. En los primeros metros del socavón hay intensa silicificación y sericitización de las metamorfitas. Más adelante predominan las alteraciones fílica+arcillosa, caracterizadas por reemplazo de los

feldespatos por sericita y arcillas y presencia de cuarzo y piritita en forma de venillas y/o diseminados. En las fajas con diseminación de cobre hay numerosas venillas de alunita (Cravero, 1984).

En superficie se advierte silicificación y sericitización, que pasan a alteración fílica-arcillosa hacia el naciente. La alteración supergénica es muy marcada en el morro Montey (Cravero, 1984).

La información proporcionada por la empresa Corriente Resources Inc. (2000) menciona que, al igual que Offir, las vetas de oro epitermal carecen de valor económico ya que tienen tamaño pequeño, del orden de menos de un metro de ancho y sólo un par de decenas o centenas de metros de longitud.

### *Santa Rita*

Este yacimiento se encuentra ubicado a 45 km al NO de Jagüé en el paraje Puesto La Ramada, en el departamento General Sarmiento, a unos 3000 m sobre el nivel del mar.

Angelelli (1984) describió, en el área, esquistos de la Formación Espinal (Precámbrico), seccionados por diques subparalelos de lamprófiro.

Este autor mencionó que el yacimiento está representado por un conjunto de nueve vetas subparalelas, de rumbo sinuoso y fuerte buzamiento hacia el O hasta casi verticales. De este conjunto se destacan tres vetas: Tres Piedras, India y Jagüé, que tienen un espesor variable entre pocos centímetros y un metro o más, y cuya mineralización consiste en galena argentífera, esfalerita, piritita y calcopiritita en ganga de cuarzo y calcita. Como minerales oxidados están presentes cerussita, smithsonita, limonitas, hematita, azurita y yeso.

Según Fernández Lima (1952), en Tres Piedras las leyes medias son 8,64% Pb, 4,18% Zn y 44,1 g/t Ag; en India 7,84% Pb, 2,99% Zn y 29,1 g/t Ag y, en Jagüé, 16,44% Pb, 3,25% Zn y 68,0 g/t Ag.

### *Poncho*

Se halla en la margen derecha de la quebrada del Toro a 1 km aguas arriba del lugar donde se emplaza el yacimiento Santa Rita.

Según Angelelli (1984) sus características se asemejan a las del depósito Santa Rita: cuatro vetas alojadas en ectinitas de la Formación Espinal, de rumbo submeridiano, buzamientos pronunciados hacia el O y espesores entre 0,50 y 3 metros.

El autor mencionado señaló que la mineralización está representada esencialmente por galena, esfalerita y piritita, en ganga de cuarzo. Del muestreo

realizado por Fernández Lima (1952), quien tomó 27 muestras, se estimó un contenido de 7,64% Pb, 3,64% Zn y 27,6 g/t Ag.

Una galería de 35 m sobre veta se manifiesta en una extensión de 70 metros. También hay un socavón de 110 m con tres estocadas y dos trabajos más.

### *Yegua Pircada*

Se ubica a 45 km por senda del puesto Las Tamberías, en el cerro Yegua Pircada, departamento General Sarmiento.

Angelelli (1984) describió el depósito y Marcos (1986) realizó una evaluación geológico-económica. El autor mencionado en primer término señaló que el depósito está constituido por tres vetas paralelas de dirección N 15-20° O e inclinación 55° al O, alojadas en pizarras con intercalaciones de calizas pertenecientes a la Formación Río Bonete (Ordovícico). Asoman en un recorrido de 450 m y registran potencias de 0,50 hasta 1,20 metros. Rellenan fracturas concordantes con la roca de caja y aparentemente estarían relacionadas con pórfidos riolíticos pérmico-triásicos aflorantes en las vecindades.

La mineralización está representada por galena en ganga de cuarzo y calcita.

Hay dos socavones que totalizan 133 m, además de otras labores menores.

## **Selenio**

### *Distrito Los Llantenes*

Este depósito dista 50 km de Jagüé, en el departamento General Sarmiento, a una altura de 3000-3600 m s.n.m.; se accede desde Jagüé por huellas para vehículos de doble tracción y luego por sendas de herradura.

Las manifestaciones (las más importantes: San Pedro, La Ramada y El Portezuelo; otras son: Clemente, Luis, Rossi y El Yuyo) se alojan en esquistos ordovícicos de la Formación Río Bonete (Brodtkorb, 1999b), a excepción de La Ramada que se emplaza en las calizas de la mencionada formación.

La mineralización se presenta en vetillas de pocos centímetros de potencia y longitudes no mayores de decenas de metros (Brodtkorb, 1999b); a veces cementa brechas de fracturación. Las paragénesis son dos: una de sulfuros y la otra de seleniuros. La primera se compone de bornita, calcopiritita, piritita, galena, tetraedrita, enargita, linneíta, cinabrio y metacinnabarita; la segunda está constituida por umangita, tiemannita,

clausthalita, eukairita, eskebornita, stilleíta, naumannita, onofrita, ferroselita, fischesserita, oro y plata nativa. Los minerales secundarios son calcosina, covellina, cuprita, acantita, greigita, malaquita, azurita, brocantita, linarita, atacamita, paraatacamita, connelita, caledonita, bindheimita, berzelianita, klockmannita, selenio nativo, schmiederita, chalconenita, molybdomenita y limonitas (Brodtkorb *et al.* y Paar *et al.*, en Brodtkorb, 1999b). La ganga consiste en calcita, cuarzo y baritina.

Olsacher y Ramaccioni (1960) sostenían que la mineralización se relacionaba a intrusiones andesíticas asignadas al Terciario medio o superior. Por su parte Toselli y Aceñolaza (1971) referían la mineralización a la intrusión andesítica que dio lugar al cerro Chuscho durante el Carbonífero inferior. Recientemente Fauqué y Villar (2003) asignaron los afloramientos del cerro Chuscho al Ordovícico. Destacaron, además, que el magmatismo andesítico de arco volcánico de edad carbonífera superior, aflorante en la zona, corresponde a la Formación Punta del Agua. Sobre la base de este enfoque de los episodios magmáticos registrados en el distrito, debería replantearse la interpretación genética de la mineralización.

#### *Distrito Cerro Cacho-Sierra de Umango*

La sierra de Umango se localiza a 50 km al norte de Guandacol. Los yacimientos de este distrito se denominan Tumiñico, Las Asperizas, Vega del Tolar, El Tolar, El Quemado, La Millonaria, El Hoyo y Pichanas.

Los depósitos Las Asperizas, El Quemado y El Tolar se localizan en calizas y anfibolitas de la Formación Espinal de edad precámbrica (Brodtkorb, 1999b), mientras que el resto se emplaza en esquistos de la mencionada unidad.

La mineralización consiste en umangita, clausthalita, naumannita, eukairita, tiemannita, onofrita, stilleíta, bornita y calcopirita, mientras que los minerales secundarios son berzelianita, klockmannita, calcosina, neodigenita, covellina, malaquita, atacamita y paraatacamita (Brodtkorb, 1999b).

La génesis es similar al distrito Los Llantenes, distante 60 km al norte.

### **Wolframio**

#### *Distrito Faltriquera*

Dista 18 km al noroeste de Famatina. El ex-campamento se sitúa en la quebrada Faltriquera; las mi-

nas Tres Quebradas y La Envidia se ubican a unos 3 ó 4 km al noroeste del mismo, mientras que la mina San Pedro se localiza al sudeste.

La unidad dominante en la región (Sardi, 1999) es la Formación Negro Peinado (Precámbrico superior-Cámbrico inferior), compuesta por metapelitas e intruida por granitoides de la Formación Ñuñorco (Ordovícico medio-Devónico inferior).

Los depósitos consisten en vetas de cuarzo paralelas y subparalelas, a veces anastomosadas, que encajan en las metapelitas generalmente en forma concordante con la estructura regional. Las salbandas son de sericita y arcillas (Sardi, 1999). La potencia media es de 0,33 m en Tres Quebradas, 0,17 m en La Envidia y 0,18 en San Pedro; la corrida alcanza los 300 metros.

Las vetas están formadas por cuarzo lechoso, con intensa limonitización a través de fracturas. La mineralización se distribuye irregularmente en las vetas (Sardi, 1999), observándose wolframita, scheelita, magnetita, hematita, pirita y raramente arsenopirita.

La alteración hidrotermal se manifiesta como sericitización y cloritización en las vetas y escasa silicificación en la roca de caja; la limonitización está ampliamente distribuida (Sardi, 1999).

Según Sardi (1999) los estudios de inclusiones fluidas indican fluidos ricos en CO<sub>2</sub>, que jugarían un rol importante en el transporte y depositación del W en ambientes hidrotermales. Estos depósitos son hidrotermales de alta temperatura, originados a partir de fluidos derivados de un cuerpo ígneo.

#### *Pozo Verde (Distrito Ramblones)*

Pozo Verde se ubica al sur del cerro de Ramblones, junto con otras dos manifestaciones de dimensiones muy reducidas: La Escondida y Los Puros.

Las vetas de este distrito se vinculan genéticamente con granitos de la Formación Paimán de edad ordovícica media-silúrica superior (Sardi, 1999), de gran extensión en el área. La veta de Pozo Verde está contenida en un enclave ígneo gabrodiorítico, aunque también se observan filones en pizarras y filitas de la Formación Negro Peinado. La mineralización consiste en magnetita-hematita y scheelita en ganga de cuarzo y hornblenda, seguramente asimilada de la roca de caja. Dentro de la estructura de la veta se pueden observar fragmentos de roca de caja de algunos centímetros de espesor paralelamente al rumbo de la misma.

La génesis se asemeja a la del distrito Faltriqueira (Sardi, 1999).

## DEPÓSITOS DE MINERALES INDUSTRIALES

### Asbesto (Amianto)

Las manifestaciones de asbesto que se sitúan en la Hoja Tinogasta han sido descritas por Schalamuk *et al.* (1983). Estos autores mencionaron que los cuerpos serpentínicos portadores de antofilita y crisotilo que se emplazan en la porción meridional de la región precordillerana de La Rioja, en los sectores occidentales del bolsón de Jagüé y del Valle Hermoso, ocupan una extensa superficie en los departamentos General Sarmiento y Lamadrid.

En el distrito Jagüé se encuentran los yacimientos que registran mayor información, como Polanco, Santa Lucía y Santa Ana en la quebrada Los Palacios, y Virgen del Valle y Santa Clara en la quebrada del Toro. Varios autores se ocuparon de las distintas manifestaciones de esta región: Arigós (1954), Jutorán (1956), González Bonorino (1962), Valania y Madel (1962), Cabeza (1965b), Nieto y Beiras (1968), Aceñolaza y Bernasconi (1969c), Bernasconi (1970), Lawrence (1970), Aceñolaza *et al.* (1971) y Aceñolaza *et al.* (1975). En 1979 Maisonave efectuó un estudio geológico completo de este sector de la provincia.

El marco geológico regional está dado según Aceñolaza *et al.* (1975), por rocas metamórficas inyectadas por filones de cuarzo-feldespato y lamprófiros, conjunto atribuido al Precámbrico y designado como Formación Espinal (Turner, 1964). La Formación Espinal está intruida por cuerpos serpentínicos portadores de amianto, que se ubican concordantemente dentro de la estructura regional; son lenticulares y de extensión variable, hasta 200 m de longitud, y una potencia que puede alcanzar los 100 metros. Se disponen en una estructura monoclinal amplia de rumbo NNO-SSE y buzamiento al SO, siendo su coloración verde a negra. Las lentes menores son concordantes y las mayores globosas. González Bonorino (1962) describió cuerpos menores y mayores. En los cuerpos menores hay agregados de cristales columnares y aciculares de antofilita verde clara y estructura más o menos radial, variedad «estrella», de baja calidad. Los cuerpos mayores tienen antofilita en cristales de varios centímetros, de color verde oscuro debido a

la presencia de antigorita; la disposición de las fibras es radial o entrecruzada, variedad «amianto riojano».

La presencia de talco es común en estos agregados y cuando el mismo es abundante recibe el nombre de piedra sapo, en ella la fibra tiene por lo común una longitud de 1 a 5 cm, brillo resinoso y coloración verde clara.

Aceñolaza *et al.* (1975) señalaron que la serpentización de la roca original es completa y homogénea y que no se observa efecto de metamorfismo de contacto sobre la roca de caja. La serpentización y las venillas de crisotilo y antofilita permanecen dentro de los límites originales de la masa ultrabásica. Los cuerpos se hallan serpentizados en más de un 95% y no existe variación mineralógica, raramente brucita y talco.

Jutorán (1956) citó antofilita en los yacimientos Polanco, Santa Lucía y Santa Ana, mientras que en Virgen del Valle y Santa Clara se hallan antofilita y crisotilo.

### Distrito Jagüé

#### Polanco - Santa Lucía - Santa Ana

El yacimiento Polanco se trata de un cuerpo de serpentinita que se emplaza sobre el flanco norte del cerro homónimo, en la quebrada Los Palacios. Presenta forma oval, con un extremo globoso al sur; es concordante y tiene un buzamiento de 60° O. Está intruido por pegmatitas de hasta un metro de potencia y su roca de caja es una metacuarcita que inclina 65° O. Se compone de antofilita y antigorita; la antofilita se encuentra en lentes de 8 cm de potencia y hasta un metro de largo. González Bonorino (1962) manifestó que el 80% de las fibras corresponde a antofilita-antigorita y el 20% restante a la variedad «estrella», donde el ortoanfíbol, de hábito fibroso, se dispone en agregados aciculares paralelos o con estructura fibroso-radiada.

La manifestación Santa Lucía se localiza en la ladera norte de la quebrada Los Palacios a 3,5 km de lo que era la planta de concentración de Polanco. Valania y Madel (1962) estimaron 20.000 t de mineral probable.

En la manifestación Santa Ana, González Bonorino (1962) cubió 25.000 t de mineral probable.

Para el conjunto de yacimientos (Polanco, Santa Lucía y Santa Ana), González Bonorino (1962) calculó una reserva total de 81.700 toneladas.

Los trabajos realizados consisten en un frente de cantera de 6 m de altura, un pique de 6 m de profundidad y una galería de 4 m que llega hasta la roca de caja. Valania y Madel (1962) cubicaron 6000 t de mineral probable.

A 13 km de Polanco, en la quebrada del Toro, hay otra zona mineralizada, con características geológicas similares a las de la quebrada Los Palacios. Se trata de los yacimientos Virgen del Valle y Santa Clara, que se describirán a continuación.

#### Virgen del Valle

Se emplaza en la margen oriental de la quebrada del Toro; es el segundo en importancia dentro de los cuerpos serpentínicos portadores de crisotilo y ocupa una superficie de 19.600 m<sup>2</sup>. De forma irregular, aunque concordante con la estructura regional, presenta una longitud de 200 m en sentido N-S y un ancho variable. La masa de serpentinita se encuentra fisurada y diaclasada y en ella se distribuyen irregularmente venillas de mineral; se trata en su mayoría de fibras de tipo *cross fiber* (normales a las paredes) y escasa de tipo *slip fiber* (paralelas). A veces muestran una sutura central debido al crecimiento opuesto de las fibras. Su color es verde iridiscente hasta pardo oscuro. El tamaño varía entre 1 y 3 centímetros. La roca serpentínica es de coloración verde oscura y se halla intruida por filones pegmatíticos.

Las labores son varias y de pequeñas dimensiones; registran 15 m de largo, 5 de ancho y 4 de alto. Las reservas calculadas son 838.528 t de serpentinita con presencia de crisotilo.

La manifestación Santa Clara representa el cuerpo portador de crisotilo de mayor volumen; se localiza en el faldeo NO del cerro homónimo. Registra una longitud máxima de 800 m en sentido E-O y un ancho promedio de 150 metros. El mismo está constituido por una serpentinita verde azulada a pardo verdosa, concordante con su roca de caja, una metacuarcita feldespaticada en el contacto norte y esquistos anfibólicos, anfibolitas, sustancialmente en el sur.

El crisotilo se dispone en forma de venillas irregulares en la serpentinita, preferentemente en la zona central -sector de mayor fracturación- ya que las marginales son más bien estériles. La longitud de la fibra oscila entre 1 mm y 1 cm, alcanzando rara vez los 2 centímetros. Se trata de la variedad conocida como *cross fiber*.

Se han realizado pequeñas labores exploratorias, la mayor de ellas una galería de 14 m de alcance.

Aceñolaza *et al.* (1975) estimaron reservas de 8.475.320 t de serpentinita con presencia de crisotilo en superficie.

#### Baritina

Según los datos aportados por el Plan La Rioja-Servicio Minero Nacional (1980), se pueden agrupar a los depósitos de baritina en ocho distritos o grupos principales emplazados en los ambientes de las Sierras Pampeanas y de la Precordillera. De los que se ubican en la Precordillera se describirá el distrito Las Jarillas. Los localizados en las Sierras Pampeanas encajan en granitos y metamorfitas del Precámbrico y Paleozoico inferior, como es el caso del grupo Cerro Aspercito.

Según el informe del Plan La Rioja (1980), las reservas, considerando los ocho distritos, ascenderían a alrededor de 310.000 t de baritina.

#### Distrito Las Jarillas

En este distrito se observan cuerpos de baritina que presentan pequeñas cantidades de plomo y cobre.

Se encuentra ubicado en el área de las quebradas de Las Jarillas y del Descubrimiento, aproximadamente a 70 km al NO de Guandacol, sobre el faldeo oriental de la sierra de La Punilla, en la zona límite entre los departamentos General Lavalle y General Lamadrid. Su acceso se puede realizar tanto desde Guandacol a través del río de La Troya pasando por los parajes Las Juntas y Tambillos, como desde Jagüé hasta el río citado siguiendo cerca de 35 km hacia el S hasta alcanzar la quebrada de Las Jarillas. El área, con una altura cercana a los 3200 m s.n.m., presenta un relieve bastante escarpado.

La mina más importante es la Santa María II, estudiada por Hernández (1976), quien definió las características de la mineralización. Los cuerpos mineralizados se emplazan en sedimentitas continentales compuestas por cuarcitas, areniscas cuarcíticas y conglomerados asignados a la Formación Punilla que Furque (1972b) situó en el Devónico inferior y posteriormente Caminos *et al.* (1993) le dieron edad devónico-carbonífera. Estructuralmente se registran fallas de rumbo N-S con variaciones al NO y NE y algunas E-O, además de pliegues asimétricos de orientación general N-S. Las fracturas de la unidad, en las que se aloja la mineralización, tienen rumbo N-S a NE-SO con fuertes inclinaciones al E

y O, visualizándose en algunos casos una tectónica post mineral.

En la mina Santa María II se halla una serie de vetas que parecen seguir líneas de fractura de rumbo NE-SO e inclinación de 80° al SE y NO hasta vertical, con una corrida total reconocida superior a los 500 m y potencias desde menos de un metro hasta 3 m (Hernández, 1976).

La mineralización consiste en baritina blanco-amarillenta, a veces verde por manchas de carbonato de cobre, en individuos tabulares medianos, acompañados por alrededor de 1% de galena en cristales de 0,5 a 1 cm, sulfuros y carbonatos de cobre y algo de cuarzo.

Existen alrededor de 20 m de labores subterráneas.

Las reservas, entre positivas, probables e inferidas, están en el orden de las 60.000 toneladas; según los análisis químicos realizados en dos muestras, citados por Schalamuk *et al.* (1983), las leyes se ubican en 74,40% y 83,30% BaSO<sub>4</sub>.

## Cloruro de sodio

### *Distrito minero salinero El Leoncito*

La salina El Leoncito se encuentra ubicada a unos 55 km en línea recta y 85 km por caminos al oeste de la localidad de Jagüé. Dista 460 km de la ciudad de La Rioja y se halla en el departamento Lamadrid, a 3400 m sobre el nivel del mar. Su acceso desde Jagüé se realiza por el antiguo trazado del camino a Chile, desviándose luego por una huella que pasa por Los Puestos, Agua de Cándido y Agua Quemada, en un recorrido de 85 kilómetros. Otra variante más apropiada es transitar el camino internacional que pasa por El Peñón, llega a la laguna Brava y desvía hacia el sur hasta El Leoncito, en un recorrido total de algo más de 100 kilómetros.

El depósito se halla en una depresión sobre-elevada de fondo llano, rellena por sedimentos continentales del Terciario y Cuaternario.

Según Marcos (1999c), la explotación de esta salina está vedada por la Ley Provincial N° 3944 de Reserva y Protección del Ecosistema Laguna Brava. Un trabajo de zonificación realizado por el Gobierno provincial, por el cual la prohibición de explotación se limitaría a la laguna Brava, liberaría el resto del área para la explotación controlada de la salina El Leoncito.

Passarello (1977) determinó que las sales se originaron por cristalización a partir de aguas subterrá-

neas. Este autor describió este depósito como compuesto por sedimentos pelíticos que pasan hacia el centro a salitres no continuos con Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>; en su sector interno se presenta el yacimiento propiamente dicho, cubriendo una superficie de 280 ha, con una zona marginal blanca, de 0,20 m de potencia media constituida por una capa de sal y por debajo un barro salino con 6-23% de sales, y la zona central de sal terrosa (mezcla de arcilla y sal) llamada «sal color chocolate», que muestra el siguiente perfil, de arriba hacia abajo:

1) Sal de color chocolate, como capa irregular en forma de costras florecidas, de dureza media a elevada, con espesor máximo 0,60 metros.

2) Sal de color blanco, espesor 0,15-1,40 m en el centro de la cuenca.

3) Arcillas con cristales de sal (en el centro de la cuenca).

4) Barro salino («barro madre») con 7-23% de sales, en donde predominan NaCl y Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>.

El mineral principal es halita, con yeso, mirabilita, thénardita, silvita, argilominerales, en parte ferruginosos, cuarzo y calcita, principalmente (Ametrano *et al.*, 1977).

El cálculo de reservas realizado por Passarello (1977) dio como resultado 2,7 Mt, considerando la sal blanca y la de color chocolate, cuyo aporte porcentual al total cubicado es de 68% y 32% respectivamente.

## Fluorita (Baritina)

### *Las Pampitas*

Maisonave (1979) mencionó cinco minas de fluorita en la zona de la mina de plomo conocida como La Pampita y en las inmediaciones del cerro Chus-Chus. Ellas corresponden a antiguas minas de plomo, que por el bajo rendimiento metálico fueron descartadas con esa finalidad y exploradas como yacimientos de fluorita, mineral que anteriormente era considerado como ganga.

El yacimiento se encuentra en la zona conocida como La Pampita, a la que se puede acceder desde Potrero Grande por una huella en precario estado que remonta el río Tendal y luego toma por la quebrada Tuna hasta recorrer unos 5 km aproximadamente.

Previo al trabajo de Maisonave (1979), Arigós (1954) efectuó una descripción del yacimiento y sus labores. Con posterioridad, Jutorán (1970) realizó un estudio muy detallado de la mineralización.

La mineralización se encuentra localizada, según Maisonave (1979), en rocas precámbricas (Formación Espinal), con vinculación genética a intrusiones porfíricas (riodacitas) referidas a la Formación Río Tendal (Triásico inferior); estos diques alcanzan desarrollos entre 200 y 300 metros.

De estos diques se han diferenciado filones cuarcíferos que portan galena, fluorita y baritina. El rumbo de la veta es N70°E con una inclinación de 85° al NO. Acompañando a los minerales citados, aparecen también pirita, calcopirita y algo de esfalerita.

Jutorán (1970) dividió el área de Las Pampitas en cuatro sectores: Sur, Noroeste, Centro Sur y Central. Según este autor, se ejecutaron 1600 m de trincheras y 250 m de perforaciones, a partir de las cuales se obtuvo información sobre las reservas de la mina. Asimismo, mediante la ejecución de trincheras y perforaciones, estimó reservas probables y posibles del orden de las 860.000 toneladas.

A comienzos de 1971 se efectuaron algunas labores de exploración (destapes y perforaciones), de las cuales no se tienen referencias. Los laboreos (Arigós, 1954) constaban de tres tajos a cielo abierto y tres cortavetas a un filón mineralizado.

#### *Grupo minero Cerro Asperecito*

En este grupo minero la mineralización consiste en baritina y fluorita. El cerro que le da el nombre al grupo está situado a pocos kilómetros al NO de la localidad de Villa Castelli, en el departamento General Lamadrid. Sobre su ladera occidental, en el paraje conocido como Rincón Grande del Cerro Asperecito, se emplazan las minas Victoria y Ernesto, ésta a algo más de 600 m de la primera. Se llega a los depósitos desde Villa Castelli por la ruta provincial 21, siguiéndola unos 5,5 km hacia el norte, y tomando allí una huella hacia el O que cruza el río Vinchina y el paraje El Condado, la que después de 12 km arriba a la mina Victoria.

El trabajo más extenso y detallado sobre el distrito lo realizaron Mastandrea y Valdez (1968); previamente Dawson (1964) hizo una caracterización de los yacimientos. Schalamuk *et al.* (1983) efectuaron una recopilación y síntesis de los trabajos mencionados.

En este pequeño cerro aflora el basamento cristalino, compuesto por esquistos micáceos y cuarcícticos en parte inyectados, cuerpos concordantes de anfibolitas y algunos diques aplítico-pegmatíticos, que se disponen con un rumbo general NNO-SSE y fuer-

tes inclinaciones al ENE y OSO, asignados a la Formación Espinal de edad precámbrica.

#### *Victoria*

Según Dawson (1964), este depósito está conformado por una veta principal y algunas venillas y guías secundarias, con potencias que alcanzan a más de un metro (promedio 0,60 m). Esta veta posee «clastos» y «caballos» de roca de caja; puede seguirse con intermitencias hasta la mina Ernesto, registrando un rumbo N 50-60°E y una inclinación de 65-85° al NO.

La veta se emplaza en una zona de fractura que fue ocupada por una volcánita brechosa de probable composición andesítica y edad supuestamente terciaria. Por posteriores reactivaciones, esta zona de fractura fue mineralizada por baritina en dos generaciones y luego de este sulfato, un relleno de ópalo, calcedonia y cuarzo y, por último, por fluorita.

La baritina es blanca, espática en algunos sectores, mientras que en otros es sacaroides y muy compacta; la fluorita es amarilla, blanca y violácea.

Mastandrea y Valdez (1968) cubicaron el yacimiento delimitando tres bloques en el sector NE (I: 1236 t de mineral indicado; II: 4522 t de mineral inferido; III: 16.200 t de mineral inferido) y uno en el SO (IV: 258 t de mineral indicado-inferido). Para los tres primeros, el contenido promedio calculado es de 30,8% BaSO<sub>4</sub>, 20,9% SrSO<sub>4</sub> y 37,8% CaF<sub>2</sub>. Para el cuarto se analizó una muestra con 30,5% BaSO<sub>4</sub> y 30,0% SrSO<sub>4</sub>.

La mina fue explotada mediante laboreos a cielo abierto y subterráneo sobre una longitud de veta de 225 metros (Mastandrea y Valdez, 1968),

#### *Ernesto*

Aparentemente es la continuación de la veta de la mina Victoria.

Según Mastandrea y Valdez (1968), el cuerpo vetiforme, similar en cuanto a sus características geológicas al de la mina precedentemente citada, tiene rumbo N 40° E e inclinación de 65° al NO, con una corrida visible de 30 m y espesores de 0,20 a 1 m en los bolsones, con un promedio de 0,40 metros. En su sector norte, muestra cristales grandes y medianos de baritina con inclusiones de fluorita de grano fino; hacia el S la baritina es de grano fino y compacta, también con fluorita. La veta incluye «caballos de piedra», en parte cloritizados y hematitizados y oquedades tapizadas por cristales de cuarzo. Estos auto-

res estimaron alrededor del 40% de baritina comercialmente de primera y cubicaron un bloque de 248 t de mineral indicado, con 0,30 m de potencia media.

Existe un laboreo que consiste en tres rajos, uno de los cuales se abre en pequeño pique y otro en una corta galería, además de destapes superficiales de escaso desarrollo.

## Granate

Los depósitos de granate denominados La Matilde y El Cordobés se sitúan en el faldeo noroccidental de la sierra de Umango, a 97 km al N de Guandacol, departamento General Lamadrid, a una altura promedio de 3600 m sobre el nivel del mar. Se accede desde Guandacol por una huella de 45 km que desde esta localidad conecta con la finca La Cueva. Desde allí se toma por el río Leoncito, quebrada del Portezuelo, Campo de los Avestruces y quebrada de la Mina.

Se conocen los trabajos de Sánchez y Parisi (1955), Schalamuk *et al.* (1983) y Guerrero (1969b, 1999).

Las concentraciones de granate se localizan en una secuencia de calizas cristalinas, esquistos anfíbolos, micacitas granatíferas y cuerpos gábrico-anfíbolos que la intruyen; todo el conjunto se asigna al Precámbrico (Guerrero, 1999).

El material granatífero se encuentra en metamorfitas biotíticas cuya esquistosidad tiene rumbo variable entre N25°O y N25°E. La zona de importancia incluye cuatro fajas de granate, intercaladas dentro de un paquete de esquistos de 200 m de espesor, a lo largo de 4 kilómetros (Guerrero, 1999). El color gris acerado a negro verdoso de las fajas sobresale respecto al de los esquistos que las contienen. Los granates tienen composición almandínica y tonalidad rojiza, verde y castaña y presentan dimensiones entre 0,5 cm en el sector norte y hasta 10 cm en el sector sur. Sánchez y Parisi (1955) describieron cristales de hasta 20 cm de diámetro.

Guerrero (1999) atribuyó el origen de estos depósitos a metamorfismo de grado medio-bajo de una secuencia pelítica.

## Ocres

### Grupo minero Corral Amarillo

El grupo minero Corral Amarillo se ubica en el paraje homónimo, a 2800 m s.n.m., distante 12 km al SO de la localidad de Corrales, departamento

Famatina, la que se encuentra conectada con la localidad de Famatina por medio de un camino de 15 kilómetros. El acceso se realiza por la ruta provincial 16 hasta Los Corrales y desde allí, a Corral Amarillo, 12 km al SO por una huella que conduce a la mina La Mejicana.

El grupo Corral Amarillo comprende los yacimientos Corral Amarillo I, Corral Amarillo II y Las Tres Marías (según información de las fichas mina del Plan La Rioja).

El depósito se emplaza en un área de terrazas horizontales (Zappettini, 1999) apoyadas en meta-sedimentitas de la Formación Negro Peinado (Precámbrico superior-Cámbrico inferior) y rocas plutónicas de la Formación Ñuñorco.

La mineralización suprayace un conglomerado compacto cubierto por material limo-arcilloso con intercalaciones de capas de ocres. Todo el conjunto registra una suave inclinación de 4 a 12° al SSE y es cubierta por material conglomerádico escasamente consolidado. Los niveles de ocres tienen un espesor entre 1,50 y 3 m y contienen una intercalación de conglomerado de 0,5-0,6 m de espesor. Los niveles o "capas" con óxidos de hierro alcanzan un espesor de 1 a 4 cm (Zappettini, 1999) y están integradas por láminas de hasta 1 mm con colores alternantes amarillos y pardos. Las capas alternan con niveles arcillo-limosos de espesor similar o algo mayor. Se cuentan hasta 40 capas de óxidos intercaladas en un espesor de 2 m (Schalamuk *et al.*, 1983). En algunos sectores los ocres se presentan como lentes de hasta 2 m de espesor (Valania, 1963).

La mineralogía consiste en goethita y escasa hematita, asociadas a illita (Zappettini, 1999). Los ocres de Corral Amarillo se hallan en dos variedades: una rojo oscuro denominada localmente "librito" con 57,3% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, y otro predominantemente amarillo claro o "canario" con 49,5% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Peruca (1975) cubió reservas medidas e indicadas por 375.000 t de ocres recuperables.

El yacimiento se originó en ambiente lacustre por depositación de óxidos de hierro en forma de ritmitas estacionales (Schalamuk *et al.*, 1983); los óxidos provienen de rocas ricas en sulfuros.

## Sulfato de sodio

### Distrito sulfatero de la laguna Brava

La laguna Brava se localiza a 520 km de la ciudad de La Rioja, a unos 60 km en línea recta al NO de Jagüé, en ambiente de la Cordillera Frontal. Des-

de esta localidad se transita por el trazado del camino internacional a Chile por el paso de Pircas Negras (a la fecha en ejecución). Se ubica a 4100 m s.n.m., en el departamento General Sarmiento.

Está enmarcada en una depresión tectónica, elongada en sentido NE-SO, de 18 km de eje mayor y 1,5 a 3 km de ancho, cubriendo una superficie cercana a 32 km<sup>2</sup>, de la que sólo el 25% está cubierta por agua en el sector norte (Marcos, 1999c). Los sectores centro y sur muestran una costra salina de cloruro de sodio y sulfatos de sodio y magnesio. Tiene drenaje centrípeto; el agua se infiltra y aflora en los bordes de la laguna como agua dulce en algunos sectores muy localizados y principalmente como agua salobre que alimenta la cuenca dando origen al depósito salino. La laguna Brava es una evaporita continental formada a partir de aguas subterráneas en una región de aridez extrema. La circulación subterránea en las planicies de pendiente hacia la laguna y el volcanismo reciente que caracteriza la región determinan la salinización de las aguas y el depósito evaporítico resultante.

Un perfil general del depósito de arriba hacia abajo (Combina y Passarello, 1980) muestra, de 0 a 5 cm, una costra salina superficial, en la cual predomina NaCl con porcentaje variable de sulfatos. Siguen de 5 a 30 cm de sulfato de sodio en proporciones que pueden alcanzar 90%. Hacia abajo continúa un horizonte de 30 a 70 cm de arcilla bentonítica con cristales de sulfato de sodio de 2-3 cm, que sobreyace a una arcilla bentonítica («barro madre»).

Combina y Passarello (1980) determinaron un promedio de 60% de Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> para una potencia media de 0,50 metros. En orden de abundancia, las especies minerales son thenardita (el más importante), halita, mirabilita, illita, montmorillonita y aragonita. Los autores mencionados definieron reservas positivas del orden de 9.574.000 toneladas.

Marcos (1999c) señaló la existencia de la Ley Provincial N° 3944 de Reserva y Protección del Ecosistema Laguna Brava, cuya zonificación restringiría su explotación.

## Travertino

### *Agua Salada-Tres Cerritos*

En el área de Agua Salada-Tres Cerritos se encuentran las canteras Providencia y El Milagro, las que distan 1200 m entre sí y que se sitúan a unos 25 km al este de Villa Castelli.

Según Schalamuk *et al.* (1983), los materiales travertínicos se disponen discordantemente sobre la Formación Ñuñorco. La secuencia se inicia con un conglomerado de base y hacia arriba continúan con los bancos de travertino y ónix, con contactos graduales y potencias promedio de 2 metros.

Boiero y Castaño (1969) distinguieron los siguientes tipos: Blanco-Marrón Crema, Ónix sacaroide (verde pálido) y Ónix boticcelli (verde bandeado). Estos autores estimaron 100.000 t y 200.000 t para ambas canteras, respectivamente.

## COMBUSTIBLES SÓLIDOS

### Carbón

Las manifestaciones carbonosas de la Hoja se hallan asociadas invariablemente a niveles lutíticos o arcillosos intercalados en sedimentitas continentales o de ambientes parálidos de edad carbonífera (Formación Agua Colorada; Turner, 1964).

Las manifestaciones se pueden agrupar en dos ambientes: Sistema de Famatina y Precordillera. En general no tienen valor económico, aunque el más interesante es Río Tambillos, ubicado en el sector occidental de la sierra de Famatina.

### *Río Tambillos (Las Pircas o Las Pirquitas)*

Se ubica a 2500 m sobre el nivel del mar. Dista 37 km de Vinchina y 45 km de Villa Castelli. El acceso se realiza por automotores.

El depósito se conoce desde el siglo XIX y fue descrito por Borrello (1956); está incluido en la Hoja Geológica 15c, Vinchina (Turner, 1964).

El manto carbonoso explotable se aloja en la sección media de sedimentitas carboníferas enmarcadas en el basamento de la sierra. Estas sedimentitas constituyen un sinclinal de eje NO-SE junto con capas sedimentarias pérmicas suprayacentes. La parte donde aflora el manto carbonífero corresponde al ala oriental del pliegue, con inclinaciones del orden de 30° al oeste.

El manto carbonífero aflora por 1200 m en su rumbo. La potencia es de 1,25 a 1,60 m en la parte meridional y de 0,60 a 0,70 m en la septentrional.

El carbón es de tipo bituminoso, con mediano contenido de volátiles. La proporción de cenizas es variable y en general baja. El estéril está en su mayor parte finamente distribuido en la masa de constitución.

En corte fresco, el carbón de Río Tambillos es negro grisáceo. Presenta textura plana y concoidal en parte. Es un carbón típicamente bandeado. Petrográficamente se caracteriza por una sucesión de capas de carbón atrítico (clarinita-durita) con lentes de vitrinita (carbón brillante) compactas. La observación microscópica permite distinguir los macerales mezclados con esporas y cutículas. El carbón es seco y arde con facilidad.

En el lapso 1952-1954, Combustibles Sólidos (ENDE) llevó a cabo trabajos topográficos, relevamientos geológicos, perforaciones y laboreos mineros. En todas las perforaciones se detectó la continuidad del manto en el subsuelo.

Sobre la base de la extensión del yacimiento, de la potencia explotable del manto (de 0,90-1,00 m, promediada de los trabajos y perforaciones efectuados) y a su peso específico de 1,4, la reserva mineral medida asciende a 390.000 t de carbón.

Se trata del depósito en condiciones eventualmente explotables de mayor importancia en la provincia de La Rioja.

Se realizó un total de 593 m de perforaciones distribuidas en 6 pozos, entre los cuales el de mayor profundidad fue de 133,5 metros.

Los laboreos mineros consistieron en el sector norte en una galería principal (300 m), nivel 1 Norte (188 m) y nivel 2 Norte (17 m). En el sector sur se excavaron la galería vieja 1 (36 m), galería 1 Sur (37 m), galería 2 Sur (170 m), galería 3 Sur (108 m) y galería 4 Sur (45 m).

#### MANIFESTACIONES DE DESCUBRIMIENTO

Las siguientes áreas constituyen manifestaciones minerales del Área de Reserva Cerro Negro de Rodríguez en la provincia de Catamarca, con asociaciones Cu, Pb-Ag, U y Au:

-La Totorita:	28°5'7,3» S, 67°56'3,6» O 28°4'2,4» S, 67°56'4,24» O 28°4'0,35» S, 67°51'47,9» O 28°5'5,3» S, 67°51'47,3» O
-El Abra (Au-Cu):	28°5'7,1» S, 67°55'26,9» O 28°4'4,99» S, 67°51'9,98» O 28°6'9,9» S, 67°51'9,3» O 28°6'12» S, 67°55'26,3» O
-El Horconcito: (Ag-Cu-Au-Zn)	28°6'11,7» S, 67°54'49,7» O 28°6'9,95» S, 67°51'9,95» O 28°6'42,4» S, 67°51'9,6» O 28°6'42,1» S, 67°50'32,9» O

	28°7'14,6» S, 67°50'32,6» O 28°7'16,7» S, 67°54'49» O
-La Juana (Cu):	28°11'9,2» S, 67°52'35,2 O 28°10'49,7» S, 67°52'35,4» O 28°10'49,6» S, 67°52'28,1» O 28°11'9,1» S, 67°52'27,9» O
-Tantana:	28°7'16,4» S, 67°54'12,4» O 28°7'14,6» S, 67°50'32,6» O 28°7'47,1» S, 67°50'32,3» O 28°7'47,6» S, 67°51'45,5» O 28°8'20,2» S, 67°51'45,2» O 28°8'21,4» S, 67°54'11,7» O
-Virgen de las Mercedes:	28°10'1,87» S, 67°53'48,7» O 28°10'0,36» S, 67°50'45,5» O 28°11'37,8» S, 67°50'44,4» O 28°11'39,3» S, 67°53'47,7» O
-Colorado 1: (Cu-Au-Ag)	28°13'38,2» S, 67°46'35,8» O 28°10'55,8» S, 67°46'37,7» O 28°10'57,4» S, 67°49'40,9» O 28°13'39,8» S, 67°49'39,2» O
-Colorado 2: (Cu-Au-Ag)	28°16'20,6» S, 67°46'34» O 28°13'38,2» S, 67°46'35,8» O 28°13'39,8» S, 67°49'39,2» O 28°16'22,2» S, 67°49'37,4» O
-La Minita:	28°2'24,1 S, 67°54'15,4» O 28°2'23,2» S, 67°52'25,5» O 28°4'0,6» S, 67°52'24,5» O 28°4'2,4» S, 67°56'4,2» O 28°3'29,9» S, 67°56'4,5» O 28°3'29,6» S, 67°55'27,9» O 28°2'57,1» S, 67°55'28,2» O 28°2'56,6» S, 67°54'15» O
-Natalia	
-Evangelina	
-Julia	
-Elena	
-Alberto	

#### ÁREAS DE ALTERACIÓN

El área de alteración más importante de la Hoja se ubica en el extremo sudeste; corresponde a la denominada "Extremo Norte Nevados de Famatina", que incluye Los Bayitos, Montey y Offir.

Según Lurgo Mayón (1999), en el área se distinguen tres asociaciones principales de alteración hidrotermal: potásica, fílica y propilítica.

*Alteración potásica:* ocupa una porción restringida de ubicación excéntrica respecto al esquema general, ligeramente desplazada al norte, y afecta

sólo a los pórfidos predominando el reemplazo por feldespatos potásicos.

*Alteración fílica:* rodea a la alteración potásica y ocupa una mayor extensión que esta última, con elongaciones en sentido norte-sur. En el sector Montey-Offir-Quebrada Ancha se encuentra arealmente distribuida en la mayor parte de la zona. En Offir y Quebrada Ancha la intensidad fílica es alta, aunque la mayor intensidad se observa en el filo norte de Montey.

*Alteración propilítica:* en el sector Montey-Offir-Quebrada Ancha se restringe a los diques de diabasa, en los que la plagioclasa está epidotizada y las micas y los piroxenos parcialmente cloritizados.

La alteración supergénica afecta a los sectores Los Bayitos, Montey, Offir y Quebrada Ancha. En Los Bayitos se observa en los pórfidos andesíticos y dioríticos. En Montey y oeste-sudoeste de Quebrada Ancha existe una cubierta arcillo-limonítica de 1-15 m de espesor, mientras que en el filo sur de Offir hay sombreros de hierro.

## 7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

### Sierra de Famatina

Esta sierra le da nombre a la provincia geológica conocida como Sistema de Famatina, importante alineación orográfica integrada por una serie de cordones de rumbo submeridiano, limitados al este y al oeste por sendos valles longitudinales. La sierra de Famatina no sólo es importante desde el punto de vista geológico y fisiográfico, sino también por sus explotaciones mineras y el asentamiento poblacional vinculado a ellas constituye un símbolo para la provincia de La Rioja.

Geológicamente representa un orógeno eopaleozoico, cuyo basamento está representado por leptometamorfitas de edad vendiana-tommotiana, seguido por sedimentitas y volcanitas ordovícicas intruidas por rocas graníticas que corresponden a un arco magmático desarrollado en un margen continental activo.

### Mogote del Río Blanco

Está ubicado al sudoeste de la localidad de Angulos, en la vertiente oriental de la sierra de Famatina. En este sector se pueden apreciar los depósitos sinorogénicos terciarios (Formación del

Crestón, Grupo Angulos y Formación Santa Florentina), asociados al levantamiento de la sierra de Famatina. En esta localidad las sedimentitas se interdigitan con volcanitas andesíticas y dacíticas, que representan la migración del arco volcánico hacia el antepaís entre los 10 Ma y los 4 Ma.

### Quebrada del río de La Troya

Esta quebrada atraviesa en forma transversal la sierra de Los Colorados, compuesta por una potente secuencia homoclinal de sedimentitas sinorogénicas depositadas en una cuenca de antepaís andina desarrollada durante el Mioceno y Plioceno. La cuenca registra los máximos espesores aflorantes para el Neógeno de la región andina de la Argentina, con un depocentro en el arroyo del Yeso (al sur de la quebrada de La Troya) con 10.260 m de espesor expuesto. A lo largo del perfil de la quebrada de La Troya afloran las formaciones Vinchina y Toro Negro, constituidas principalmente por areniscas, pelitas, conglomerados y tobas.

### Basaltos de estructura almohadillada del cerro Chuscho

En la desembocadura del río Bonete en el bolsón de Jagüé, al noroeste de la localidad de Jagüé, aflora la Formación Cerro Chuscho, formada por un complejo de volcanitas máficas intraordovícicas, representado por diques y filones de diabasas y basaltos de estructura almohadillada (*pillow lavas*). Conforman una facies ofiolítica asociada con las sedimentitas ordovícicas y por lo tanto quedarían incluidas en la Faja Ofiolítica Famatina de la Precordillera Occidental. Se asocian a la apertura de un *rift* oceánico de cuenca marginal formado durante la acreción de Chilenia en el Cámbrico-Ordovícico; señalan la sutura que separaría los terrenos de Chilenia y Cuyania.

### Discordancia intracarbonífera de Agua de Carlos

En la zona de Agua de Carlos, ubicada al sudoeste de la localidad de Jagüé, se puede apreciar el contacto discordante existente entre las secuencias devónica-carbonífera inferior y la suprayacente carbonífera superior-pérmica inferior. La discordancia en cuestión fue asignada a movimientos intracarboníferos, designándose a los mismos como Fase diastrófica Río Blanco. Estos movimientos de im-

portancia regional serían los últimos que delinearón la morfoestructura de las cuencas del Carbonífero superior-Pérmico inferior de la Precordillera-Cordillera Frontal (cuencas Río Blanco y Calingasta-Uspallata) y de las Sierras Pampeanas Sistema de Famatina (Cuenca Paganzo).

### **Volcanitas gondwánicas de Punta del Agua**

La secuencia volcano-sedimentaria de la Formación Punta del Agua aflora en la desembocadura del río del Peñón en el bolsón de Jagüé, unos 30 km al oeste de dicha localidad. La unidad presenta una composición litológica compleja, en la que participan distintos tipos de rocas volcánicas de composición andesítico-basáltica y andesítica, evolucionando verticalmente a términos riolíticos. Por su parte, las sedimentitas corresponden a diferentes tipos de conglomerados y areniscas. Las relaciones estratigráficas y los datos geocronológicos indican una edad carbonífera tardía-pérmica temprana para el volcanismo. El carácter calcoalcalino de la serie y la abundancia relativa en potasio de las andesitas demuestran la derivación de líquidos padres originados en zonas de subducción. Por lo tanto, la Formación Punta del Agua prueba la existencia de volcanismo asociado al arco magmático gondwánico en la Precordillera, genéticamente relacionado con las etapas iniciales de la erupción neopaleozoica de la cordillera de Colangüil.

### **Sinclinal del Rincón Blanco**

Está situado a unos 40 km al oeste de la localidad de Jagüé, siguiendo el camino que, bordeando el río del Peñón, conduce a la laguna Brava.

Se trata de una amplia estructura sinclinal donde se halla plegada la secuencia paleozoica superior. El río del Peñón corta transversalmente dicho pliegue y permite una excelente observación del mismo. El Rincón Blanco, ubicado en el flanco occidental del sinclinal inmediatamente al sur del río del Peñón, es una localidad fosilífera donde se han encontrado invertebrados marinos alojados en lutitas y areniscas con intercalaciones de calizas estromatolíticas. Éstas alternan con sabulitas blancas que corresponden a deltas progradantes; la coloración de estas últimas le da el nombre a la localidad.

### **Quebrada del río Santo Domingo**

Cincuenta kilómetros al oeste de Jagüé, siguiendo el camino que conduce a la laguna Brava, se accede a la quebrada del río Santo Domingo. En ella se puede apreciar una interesante secuencia de estratos rojos, que culmina con areniscas blanquecinas de génesis eólica. Sobre la base de su contenido fosilífero y de la datación radimétrica de escasos basaltos intercalados en la secuencia, se ha establecido su edad neotriásica superior a jurásica inferior. En la sucesión se reconocen tres tramos. El primero corresponde a una sedimentación fluvial en un clima templado húmedo. El segundo está caracterizado por facies fluviales meandriformes que alterna con depósitos eólicos y culmina con una sucesión lacustre con evaporitas; el conjunto marca una progresiva aridización del medio. Finalmente, el tercer tramo incluye a eolianitas que marcan el estadio de máxima aridización. En las proximidades de la desembocadura del río Santo Domingo al río del Peñón, se ha encontrado una flora fósil representada por troncos silicificados de gran porte (3 m de largo y 0,40 m de diámetro) correspondientes a *Taxaceoxylon* sp. y *Rhexoxylon* sp. cf. *Rhexoxylon piatnitzkyi*.

### **Laguna Brava y cerros Veladero y Bonete Chico**

La laguna Brava es una cuenca endorreica, de origen tectónico, ubicada a 4100 m s.n.m. y a unos 60 km en línea recta al NO de Jagüé. Se ubica casi en el límite entre tres provincias geológicas: Cordillera Frontal, Precordillera y Puna. Su paisaje está integrado por una playa salina (importante recurso minero de sulfato de sodio), un piedemonte compuesto por arenas y limos salinos y un marco serrano donde afloran las sedimentitas carbonífero-pérmicas de la Formación Ranchillos y las volcanitas neógenas de la Formación Veladero. Esta zona constituye, además, un importante recurso turístico, porque a la belleza de su paisaje se suma una pintoresca fauna de vicuñas, guanacos y flamencos, aves migratorias que la habitan en la época estival. Aproximadamente unos 25 km al norte de la laguna se hallan dos aparatos volcánicos neógenos, los cerros Veladero (6436 m) y Bonete Chico (6759 m), destacados en el paisaje por su altura, representan el límite austral de la Puna catamarqueña.

## BIBLIOGRAFÍA

- ACEÑOLAZA, F.G., 1969a. Estudio geológico-económico de la Cantera Santa Margarita. Dirección Provincial de Minería de La Rioja. Informe 1107, inédito. La Rioja.
- ACEÑOLAZA, F.G., 1969b. Características geológicas y estratigráficas del sector septentrional de la Precordillera riojana. 4<sup>as</sup> 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 Jagüé, provincia de La Rioja. Acta Geológica Lilloana, 11(3):61-62. San Miguel de Tucumán.
- ACEÑOLAZA, F.G., 1971. Geología estratigráfica de la zona comprendida entre Punta del Agua y Rincón Blanco, departamento de General Lamadrid, La Rioja. Acta Geológica Lilloana, 11(7):125-150. San Miguel de Tucumán.
- ACEÑOLAZA, F.G. y A. BERNASCONI, 1969a. Sobre la edad de las intrusivas que afloran en el sector norte de la Precordillera riojana: área del río Bonete. 4<sup>as</sup> Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2:61-67. Buenos Aires.
- ACEÑOLAZA, F.G. y A. BERNASCONI, 1969b. Acerca del primer hallazgo de una fauna ordovícica en el sector norte de la Precordillera riojana. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 24(2):79-84. Buenos Aires.
- ACEÑOLAZA, F.G. y A. BERNASCONI, 1969c. Estudio geológico preliminar de la zona amiantífera de Jagüé, La Rioja. Dirección Provincial de Minería de La Rioja. Informe inédito. La Rioja.
- ACEÑOLAZA, F.G. y F.R. DURAND, 1984. Observaciones sobre la fauna graptolítica tremadociana del Famatina, provincia de La Rioja. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 267-276. Buenos Aires.
- 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.
- ACEÑOLAZA, F.G. y M.E. VERGEL, 1987. Hallazgo del Pérmico superior fosilífero en el Sistema de Famatina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 2:125-129. Buenos Aires.
- ACEÑOLAZA, F.G., A.J. TOSELLI y A. BERNASCONI, 1971. La Precordillera de Jagüé, La Rioja, Argentina. Su importancia geológica y estructural. Acta Geológica Lilloana, 11(14):257-290. San Miguel de Tucumán.
- ACEÑOLAZA, F.G., A. TOSELLI, y A. BERNASCONI, 1975. Investigaciones geológico-económicas sobre el distrito amiantífero de Jagüé, provincia de La Rioja, Argentina. 2° Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, 5:125-148. Buenos Aires.
- ACEÑOLAZA, F.G., H. MILLER y A.J. TOSELLI, 1996. Geología del Sistema de Famatina. Münchner Geologische Hefte, 19, 410 pp. Munich.
- ADAMS, C., H. MILLER y A. J. TOSELLI, 1990. Nuevas edades de metamorfismo por el método K-Ar de la Formación Puncoviscana y equivalentes, NW de Argentina. En: Aceñolaza, F.G., H. Miller y A.J. Toselli (Eds.), El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino: 209-219. Serie Correlación Geológica 4. San Miguel de Tucumán.
- 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.
- ALDERETE, C.M., 1968. Geología de la quebrada del Portezuelo de la Alumbra, Cuesta de Miranda, La Rioja. Seminario inédito 33 S. Universidad Nacional de Tucumán.
- AMETRANO, S., E. DONNARI y N. PEZZUTTI, 1977. Estudio mineralógico de 19 muestras correspondien-

- tes a la salina El Leoncito, provincia de La Rioja. Secretaría de Estado de Minería. Servicio Minero Nacional. Carpeta 1343, inédita. Buenos Aires.
- ANDERSON, D.L., 1982. Hotspots, polar wander, Mesozoic convection and the geoid. *Nature*, 297: 391-392. Londres.
- 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. Recursos minerales de la República Argentina. 1. Yacimientos metalíferos. *Revista del Instituto Nacional de Investigaciones de las Ciencias Naturales*. Tomo 2. Ciencias Geológicas. Buenos Aires.
- ANGELELLI, V., 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires. Tomos 1 y 2. La Plata.
- ARCHANGELSKY, S. y C.L. AZCUY, 1985. Carboniferous paleobotany and palinology in Argentina. *Comptes Rendu du 10° Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère* (Madrid, 1983), 4:267-280. Madrid.
- ARCHANGELSKY, S. y R. CÚNEO, 1991. The neopaleozoic floristic succession from northwestern Argentina: A new perspective. *Gondwana seven*, Proceedings. Instituto Geociencias, Universidad de Sao Paulo, 469-481. Brasil.
- ARIGÓS, L., 1954. Informe geológico preliminar de la Hoja 14c-Cerros Cuminchango, La Rioja. Dirección Nacional de Geología y Minería. Carpeta 141, inédita. Buenos Aires.
- ARIGÓS, L.E., 1957. Descripción geológica de la Hoja 14c-Cerro de Cuminchango (Provincia de La Rioja). Dirección Nacional de Geología y Minería. Informe inédito. Buenos Aires.
- ASTINI, R.A., 1999. El Ordovícico de la región central del Famatina (provincia de La Rioja, Argentina): aspectos estratigráficos, geológicos y geotectónicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53(4):445-464. Buenos Aires.
- ASTINI, R.A. 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. Buenos Aires.
- ASTINI, R.A., J.L. BENEDETTO y N.E. VACCARI, 1995. The early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted, and collided terrane; a geodynamic model. *Geological Society of America, Bulletin* 107 (3):253-273. Boulder, Colorado.
- AZCUY, C.L. y H.A. CARRIZO, 1995. *Archaeosigillaria conferta* (Carbonífero temprano) en el bolsón de Jagüé, La Rioja, Argentina. *Ameghiniana*, 32(3):279-286. Buenos Aires.
- AZCUY, C.L. y P.R. GUTIÉRREZ, 1984. Miosporas seleccionadas de algunas secuencias carbónicas de Argentina. 3<sup>er</sup> Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas: 47-52.
- AZCUY, C.L. y J.R. MORELLI, 1970. Geología de la comarca Paganzo-Amaná. El Grupo Paganzo. Formaciones que lo componen y sus relaciones. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25(4):405-429. Buenos Aires.
- AZCUY, C.L. y J.R. MORELLI, 1981. Correlation of stratigraphic units of the Paganzo basin, Argentina. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 53(2):357-360. Río de Janeiro.
- 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.
- BABIN, C. y J.C. GUTIÉRREZ-MARCO, 1991. Middle Ordovician bivalves from Spain and their phyletic and paleogeographic significance. *Paleontology*, 34:109-147. Londres.
- BACHMANN, G., B. GRAUERT y H. MILLER, 1986. Isotopic dating of polymetamorphic metasediments from Northwest Argentina. 9<sup>o</sup> symposium on Latin American geosciences. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I: Allgemeine, Angewandte, Regionale und Historische Geologie*. 1985; 9-10:1257-1268. Stuttgart.
- BALDIS, B.A., J. VIRAMONTE y J. SALFITY, 1975. Geotectónica de la comarca comprendida entre el cratógeno central argentino y el borde austral de la Puna. 2<sup>o</sup> Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, Actas 4: 25-44. Buenos Aires.
- 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.
- BARRIONUEVO, L.A., 1948. Informe sobre algunos yacimientos de los distritos mineros de Tinogasta y Valle Hermoso. Provincias de Catamarca y La Rioja. Dirección General de Fabricaciones Militares. Informe inédito. Buenos Aires.
- BENEDETTO, J.L., 1994. Braquiópodos ordovícicos (*Arengiano*) 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.
- BERNASCONI, A., 1970. Contribución al conocimiento de la geología del Cordón de La Escarcha y Toro Negro, La Rioja. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. Tesis Doctoral, inédita. Córdoba.
- BODENBENDER, G., 1911. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 19(1). Córdoba.
- 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., 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. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 27. Córdoba.
- BOIERO, J. y O. CASTAÑO, 1969. Canteras de travertino y ónix "Providencia", "El Milagro", distritos Villa Castelli, departamento General Lamadrid, La Rioja. Dirección Provincial de Minería, La Rioja. Informe 1281-2, inédito. La Rioja.
- 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.
- 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. Buenos Aires.
- 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.
- BORRELLO, A., 1955. Los conglomerados del cerro Punta Negra al oeste de Jagüé. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 10(1):46-53. Buenos Aires.
- BORRELLO, A., 1956. Recursos minerales de la República Argentina. 3. Combustibles sólidos minerales. *Revista del Instituto Nacional de Investigación de las Ciencias Naturales y Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia" Ciencias Geológicas*, 5, 665 pp. Buenos Aires.
- BOSSI, G.E., 1977. La Formación Cerro Rajado, provincia de La Rioja. *Acta Geológica Lilloana*, 14:19-40. Tucumán.
- BOUMA, H., 1962. *Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation*. Elsevier. Amsterdam.
- BRACKEBUSCH, L., 1891. Mapa geológico del interior de la República Argentina, escala 1:1.000.000. Gotha. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- BRODTKORB, M.K. de, 1969. Estudio de la mineralización del yacimiento San Santiago, provincia de La Rioja. República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25:307-310. Buenos Aires.
- BRODTKORB, M.K. de, 1999a. El yacimiento de níquel y uranio San Santiago, La Rioja. En: Zappettini E.O. (Ed.), *Recursos Minerales de la República Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Anales 35:631-632. Buenos Aires.
- BRODTKORB, M.K. de, 1999b. Los distritos seleníferos de La Rioja. En: Zappettini E.O. (Ed.), *Recursos Minerales de la República Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Anales 35:625-629. Buenos Aires.
- BRODTKORB, M.K. de, H.J. BERNHARDT y T. PALACIOS, 1983. Estudio mineralógico del yacimiento King Tut, Provincia de La Rioja. *Asociación de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 14(3-4): 84-87. Buenos Aires.
- BURMEISTER, H., 1943-1944. Viaje por los Estados del Plata, 1, 2, 3. Buenos Aires. Traducción de "Reise Durch Die La Plata Staaten", Halle, 1861.
- CABEZA, J., 1965a. Relevamiento topográfico-geológico de la quebrada del Toro: tramo Santa Rita-Virgen del Valle. Instituto Nacional de Geología y Minería. Informe inédito. Buenos Aires.
- CABEZA, J., 1965b. Los yacimientos de crisotilo de la quebrada del Toro. Minas "Santa Clara" y "Virgen del Valle". Instituto Nacional de Geología y Minería. Informe inédito. Buenos Aires.
- CABEZA, J. y R. CAFFARENA, 1965. Yacimiento de crisotilo de Valle Hermoso. Estudio estadístico parcial de las minas "Ernesto" y "Remigio", departamento Sarmiento, La Rioja. Instituto Nacional de Geología y Minería. Informe 1029, inédito. Buenos Aires.
- 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 Asocia-*

- ción Geológica Argentina, 27(1):71-83. Buenos Aires.
- CAMINOS, R., 1976. Sierras pampeanas noroccidentales; Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba: 225-291. Córdoba.
- CAMINOS, R., 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales, Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja, San Juan. 2° Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 1:225-291. Córdoba.
- CAMINOS, R., L. FAUQUÉ y C. LIMARINO, 1990. Las fases diastóricas intracarboníferas de la Precordillera y su correlación regional. En: Annual Meeting of the Working Group "Late Paleozoic of South America", Project IUGS 211, Abstracts: 132-146. Buenos Aires.
- CAMINOS, R., L. 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. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2:31-41. Mendoza.
- CAMINOS, R.L., 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. Buenos Aires.
- CARRIZO, H.A. y C.L. AZCUY, 1995. La Zona NBG (Carbonífero Tardío) en las inmediaciones del Río Agua de Carlos, La Rioja, Argentina. Ameghiniana, 32(3):271-278. Buenos Aires.
- CARRIZO, H.A. y C.L. AZCUY, 1997. Las fitozonas del Carbonífero temprano de Argentina y la edad de las discordancias relacionadas: una discusión. Geociencias, 11 (N° especial): 19-27.
- CARRIZO, H.A. y C.L. AZCUY, 1998. El perfil del cerro Mudadero y su flora fósil. Provincia de La Rioja, Argentina. Acta Geológica Lilloana, 18(1):81-99. San Miguel de Tucumán.
- CARRIZO, R., 1995. Perfil técnico económico del depósito aluvional "Lomita Larga". Sierra de Famatina. La Rioja. Secretaría de Minería de la Nación. Delegación La Rioja. Informe inédito. La Rioja.
- CARRIZO, R., 1996. Perfil técnico económico del depósito aluvional Cerro Cimarrón. Sierra de Famatina. La Rioja. Secretaría de Minería de la Nación. Delegación La Rioja. Informe inédito. La Rioja.
- CHAMBERLAIN, C.K., 1978. Recognition of trace fossils in cores. En: Trace fossil concepts, SEPM Short Course N° 5:119-166. Oklahoma.
- CINGOLANI, C., R. VARELA, E. MOREL, O. SCHAUER y O. ARRONDO, 1990. Aportes bioestratigráficos en el Devónico-Carbonífero 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 La Rioja y San Juan. Reunión de Comunicaciones de la Asociación Paleontológica Argentina (Resumen). Ameghiniana, 29(4):381-382. Buenos Aires.
- CINGOLANI, C., VARELA, R., DALLA SALDA, L. y KAWASHITA, K., 1993. Los granitoides del Cerro Veladero, Río de La Troya, Provincia de La Rioja: Estudio geocronológico e implicaciones tectónicas. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4:68-74. Mendoza.
- 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, C.E. y N. SABATTINI, 1998. Algunos gastropoda de la Formación Río del Peñón (Carbonífero-Pérmico), provincia de La Rioja, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 53(2):212-218. Buenos Aires.
- CHARRIER, R., 1979. El Triásico de Chile y regiones adyacentes de Argentina; una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. Comunicaciones, 26:1-37. Santiago.
- 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.
- COIRA, B., 1996. Levantamiento geológico-minero regional. Área del Valle Ancho, provincia de Catamarca. Minera El Dorado S.A. Informe inédito.
- COMBINA, M. y J.C. PASSARELLO, 1980. Plan Salinas y sulfateras del noroeste riojano: Laguna Brava. Dirección Provincial de Minería de La Rioja. Informe inédito. La Rioja.
- CORRIENTE RESOURCES INC., 2000. Famatina Project. Report on High-Sulphidation Vein. Exploration Program. Informe privado.
- COUGHLIN, T.J., P.B. O'SULLIVAN, B.P. KOHN, y R.J. HOLOCOMBE, 1998. Apatite fission-track thermochronology of the Sierras Pampeanas, central western Argentina: Implications for the mechanism of plateau uplift in the Andes. Geology, 26(11):999-1002.

- CRAVERO, O., 1984. Informe sobre la mina Montey. Servicio Minero Nacional. Informe inédito. La Rioja.
- CRAVERO, O., 1986. Grupo Estrella. Evaluación previa FONEM. 1986. Carpeta F-0018-00. Dirección Nacional de Minería. Informe inédito. La Rioja.
- CRAVERO, O.V., J.A. RÍOS GÓMEZ y A.E. PRIERI, 1984. Geología del distrito minero Los Llantenes - Precordillera de La Rioja. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 142-153. Buenos Aires.
- CUERDA, A.J., 1948. Nota sobre un perfil geológico de la Alta Cordillera. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 3(4). Buenos Aires.
- CUERDA, A.J., 1965. Estratigrafía de los depósitos neopaleozoicos de la Sierra de Maz (provincia de La Rioja). 2<sup>das</sup> Jornadas Geológicas Argentinas, 3:79 (año 1963). Buenos Aires.
- DALLASALDA, L., C. CINGOLANI y R. VARELA, 1992. El orógeno colisional paleozoico en la Argentina. Serie Correlación Geológica 9:165-178. San Miguel de Tucumán.
- DÁVILA, F.M. y R.A. ASTINI, 2002. Geología de la Formación del Crestón, sierra de Famatina, La Rioja, Argentina: Sedimentación paleógena en el antepaís andino?. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 57(4):463-482. Buenos Aires.
- DÁVILA, F.M. y R.A. ASTINI, 2003. Discordancias progresivas en los depósitos pre-neógenos del Famatina (Formación del Crestón), La Rioja, Argentina y su implicancia en la evolución del antepaís andino. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 58 (1):109-116. Buenos Aires.
- DAWSON, L.A., 1964. Inventario Minero de la provincia de La Rioja. Mina Victoria y otras. Instituto Nacional de Geología y Minería. Carpeta 621, inédita. Buenos Aires.
- DE ALBA, E., 1954. Descripción geológica de la Hoja 16c-Villa Unión, provincia de La Rioja. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 82. Buenos Aires.
- DE ALBA, E., 1956. Acerca de la edad del granito del Famatina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 11(1):76-79. Buenos Aires.
- DE ALBA, E., 1972. El Sistema de Famatina. 1<sup>er</sup> Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 143-184. Córdoba.
- DE ALBA, E., 1979. El Sistema de Famatina. 2° Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 1:349-395. Córdoba.
- DEVITO, H.H., 1949. Informe de la comisión de estudios de los yacimientos de cobre y otros de la provincia de La Rioja. Dirección General de Fabricaciones Militares. Informe inédito. Buenos Aires.
- DURAND, F.R., 1996. La tectónica Cenozoica en el Sistema de Famatina. En: Aceñolaza, F.G., H. Miller y A. Toselli (Eds.), Geología del Sistema de Famatina. Münchner Geologische Hefte, 19:343-357. Munich.
- 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.R., A.J. TOSELLI y F.G. ACEÑOLAZA, 1987. Las estructuras de la Quebrada de Miranda y sus relaciones regionales, Sistema de Famatina, Provincia de La Rioja. Revista Geológica de Chile, 31: 21-29.
- DURAND, F.R., F.G. ACEÑOLAZA y S.B. ESTEBAN, 1990. El Proterozoico superior y Cámbrico inferior de la región de Bordo Atravesado y extremo norte de la Sierra de Paimán, Sistema de Famatina, provincia de La Rioja. Serie Correlación Geológica, 9:31-40, Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán. San Miguel de Tucumán.
- 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 Palaontologie, Teil 1 (1992), Jg. 1991: 1581-1595. Stuttgart.
- ESTEBAN, S., 1989. Geología de la región de Bordo Atravesado. Facultad de Ciencias Exactas e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán. Trabajo de Licenciatura, inédito, 155 pp. San Miguel de Tucumán.
- ESTEBAN, S., 1990. Presencia de *Plesioparabolina* sp. (Trilobita) en la Formación Volcancito (Tremadociano), Quebrada del Portezuelo de la Alumbraera, Sistema de Famatina. Argentina. Serie Correlación Geológica, 9:57-61. San Miguel de Tucumán.
- ESTEBAN, S., 1991. Estudio bioestratigráfico de la Formación Volcancito en la Quebrada del Portezuelo de la Alumbraera, Departamento de Chilecito, provincia de la Rioja. Informe inédito. Facultad de Ciencias Exactas e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán.
- ESTEBAN, S., 1993. Litofacies de plataforma en la Formación Volcancito (Tremadociano), flanco oriental de la Sierra de Famatina, La Rioja, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1:116-120. Mendoza.
- FAROUX, R.H., 1969. Prospección geoquímica extremo septentrional Cerros Cuminchango; Sectores La Estrella; La Verdiona; La Alumbraera. Plan La Rioja. Subsecretaría de Minería de la Nación. Informe inédito. La Rioja.

- 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. Buenos Aires.
- 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. Buenos Aires.
- FAUQUÉ, L.E., C.O. LIMARINO, S. CÉSARI Y N. SABATTINI, 1989. El Carbonífero fosilífero del área del río de la Troya, sudoeste de la provincia de La Rioja. *Ameghiniana*, 26(1-2):55-62. Buenos Aires.
- FAUQUÉ, L.E., R. CAMINOS, C. LIMARINO y C. CARULLO, 1991. Relaciones estratigráficas del magmatismo carbonífero en la Precordillera riojana, República Argentina. 6° Congreso Geológico Chileno, 552-556. Viña del Mar.
- FERNÁNDEZ LIMA, J.C., 1952. Informe sobre las minas de plomo y cinc Santa Rita y Poncho, Dpto. General Sarmiento, provincia de La Rioja. Dirección Nacional de Minería. Informe inédito. Buenos Aires.
- FERNÁNDEZ-SEVESO, F., M.A. PÉREZ, I.E. BRISSON y L. ÁLVAREZ, 1993. Sequence stratigraphy and tectonic analysis of the Paganzo Basin, western Argentina. 12° Congreso Internacional de la Estratigrafía y Geología del Carbonífero y Pérmico. *Comptes Rendus*, 2: 223-260. Buenos Aires.
- FIDALGO, F., 1968. Descripción geológica de la Hoja 17d-Catinzaco, provincia de La Rioja. Dirección Nacional de Geología y Minería. Informe inédito. 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.
- FORSYTHE, R.D., C. KENT, 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., 1944. Apuntes acerca del Paleozoico superior del Noroeste argentino. *Revista del Museo de La Plata, Sección Geología*, 2:213-265. La Plata.
- FRENGUELLI, J., 1946. El Carbonífero argentino, según sus floras fósiles. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 1(2). Buenos Aires.
- FRENGUELLI, J., 1950. Ichnites en el Paleozoico superior del oeste argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 3:136-148. Buenos Aires.
- 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. Buenos Aires.
- FURQUE, G., 1965. Geología de la región del cerro La Bolsa, provincia de La Rioja. *Segundas Jornadas Geológicas Argentinas*, Actas 3:181-215. Buenos Aires.
- FURQUE, G., 1972a. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. En: Leanza A.F. (Ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 237-287. Córdoba.
- FURQUE, G., 1972b. Descripción Geológica de la Hoja 16b-Cerro La Bolsa. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 125. Buenos Aires.
- FURQUE, G., 1979. Descripción geológica de la Hoja 18c-Jachal. Servicio Geológico Nacional, Boletín 164. Buenos Aires.
- FURQUE, G y A. CUERDA, 1979. Precordillera de La Rioja San Juan y Mendoza. En: 2° Simposio Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 1:455-522. Córdoba.
- GARLEF, K. y H. 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., H. Miller y A. Toselli (Eds.), *Geología del Sistema de Famatina*. *Münchner Geologische Hefte*, 19:403-411. Munich.
- GILL, J.B., 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. 390 pp. Berlin (Springer).
- GIMÉNEZ, M.E., M.P. MARTÍNEZ 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.
- 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, C.R. y G.E. BOSSI, 1986. Los depósitos carboníferos al oeste de Jagüel, La Rioja. 4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 1:231-236. Mendoza.
- GONZÁLEZ, C.R. y G.E. BOSSI, 1987. Descubrimiento del Carbónico inferior marino al oeste de Jagüel, La Rioja. 4° Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas 2:713-724. Santa Cruz de La Sierra.
- GONZÁLEZ, R., M. CABRERA, P. BORTOLOTTI, M. CUENYA, M. OMIL, R. MOYANO y J. OJEDA, 1985. La actividad eruptiva en Sierras Pampeanas. Esquemización petrográfica y temporal. *Acta Geo-*

- lógica Lilloana, 16(2):289-318. San Miguel de Tucumán.
- GONZÁLEZ BONORINO, F., 1950a. Geología y petrografía de las Hojas 12d (Capillitas) y 13d (Andalgalá), Catamarca. Dirección General de Industria Minera, Boletín 70. Buenos Aires.
- GONZÁLEZ BONORINO, F., 1950b. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 5(3):81-110. Buenos Aires.
- GONZÁLEZ BONORINO, F., 1962. Geología y estimación de reservas de los depósitos de amianto antofilítico y crisotilo de las zonas de Polanco y Santa Clara, La Rioja. Minamianto S.A.M.I. Informe privado. Informe inédito.
- GONZÁLEZ BONORINO, F., 1972. Descripción geológica de la Hoja 13c-Fiambalá, provincia de Catamarca. Servicio Nacional de Geología y Minería. Buenos Aires.
- GONZÁLEZ BONORINO, G. y F. GONZÁLEZ BONORINO, 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.
- GRISSON, G., S.M. DeBARI, S.P. PAGE, R.F.N. PAGE, L.M. VILLAR, R.G. COLEMAN y M.V. de RAMÍREZ, 1992. The deep crust of an early Paleozoic arc, the Sierra de Fiambalá, NW Argentina. En: Andean magmatism and its tectonic setting. Geological Society of America, Special Paper, 265: 189-200.
- GROEBER, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquen, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección Nacional de Geología y Minería, Publicación 58:1-110. Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1938. Mineralogía y Geología. Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1940. Descripción geológica de la provincia de La Rioja. Aguas Minerales de la República Argentina 6. Comisión Nacional de Climatología y Aguas Minerales, Ministerio del Interior. 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., 1952a. Glacial, tardío y postglacial en Patagonia. Revista del Museo Municipal de Ciencias Naturales y Tradicional de Mar del Plata, 1(1):3-27. Mar del Plata.
- GROEBER, P., 1952b. Mesozoico. En: Geografía de la República Argentina, II, 1. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos. Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1963. La Cordillera entre las latitudes 22°20' y 40°. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 43(2a.3a.4a). Córdoba.
- GUERRERO, M.A., 1969a. Estudio geológico-económico y prospección geoquímica orientativa del distrito minero Cerro Cacho-Sierra de Umango. Dirección Nacional de Geología y Minería. Informe inédito. La Rioja.
- GUERRERO, M.A., 1969b. Reconocimiento expeditivo de los depósitos granatíferos de la sierra de Umango. Plan Cordillera Norte. Dirección Nacional de Geología y Minería. Informe 111, inédito. La Rioja.
- GUERRERO, M.A., 1984. Resultados de los trabajos exploratorios en la mina cobalto-aurífera King Tut, provincia de La Rioja. Servicio Minero Nacional. Informe inédito. La Rioja.
- GUERRERO, M.A., 1999. Depósitos de granate de la sierra de Umango, La Rioja. En: Zappettini E.O. (Ed.), Recursos Minerales de la República Argentina.. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Anales 35: 163-164. Buenos Aires.
- GUERSTEIN, M., H. LAYA y N. PEZZUTTI, 1965. Bosquejo fotogeológico de la zona de Las Juntas (departamento de Calingasta, provincia de San Juan). Acta Geológica Lilloana, 7:231-242. San Miguel de Tucumán.
- GUTIÉRREZ, P.R., 1987. Megasporas dispersas en la Formación Agua Colorada (Carbonífero) y su posible relación con Bumbudendron 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 lycophite 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.
- HALLER, M.J. y V.A. RAMOS 1984. Las ofiolitas famatinianas (eopaleozoico) de las provincias de San Juan y Mendoza. 9° Congreso Geológico Argentino. Actas 2:66-83. Buenos Aires.
- HALLER, M.J. y V.A. RAMOS, 1993. Las ofiolitas y otras rocas afines. En: Ramos, V.A. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1(4): 31-40. Mendoza.
- HARRINGTON, H.J., 1941. Investigaciones geológicas en las Sierras de Villavicencio y Mal País, Provincia de Mendoza. Ministerio de Agricultura. Dirección de Minas y Geología, Boletín 49. Buenos Aires.
- HARRINGTON, H.J., 1956. Argentina en Handbook of South American Geology. En: Jenks W.F. (Ed.), Geological Society of America, Memoria 65:131-165. Nueva York.
- HARRINGTON, H.J. y A.F. LEANZA, 1957. Ordovician trilobites of Argentina. En: Special Publication (1), Department of Geology, University of Kansas.
- HAUSEN, H., 1921. On the Lithology and geological structure of the Sierra de Umango area, province of La Rioja, Argentine Republic. *Acta Academiae Aboensis, Mathematica e Physica*, 1, Abo.
- HAUSEN, H., 1933. Sierra de Umango und die Vorkordillere Argentinensis. *Zentralblatt für Mineralogie Abhandlungen*. B., 5. Stuttgart.
- HERNÁNDEZ, C.A., 1976. Estudio geológico de la mina de baritina-galena "Santa María II", distrito Las Jarillas, departamento General Lamadrid, La Rioja. Dirección Provincial de Minería de La Rioja. Informe inédito. La Rioja.
- HIGGINS, M.W., 1971. Cataclastic rocks. Geological Survey. Professional Paper 687:1-97.
- JORDAN, T.E. y R.W. ALLMENDINGER, 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina; a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science*, 286 (10):733-764.
- ISACKS, B. y M. BARAZANGI, 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 1:99114. 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.
- 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, 1983b. Mountain building in the Central Andes. *Episodes*, 1983(3):2026. Ottawa.
- JORDAN, T.E., R. DRAKE y CH. NASSER, 1993. Estratigrafía del Cenozoico medio en la Precordillera a la latitud del Río Jachal, San Juan, Argentina. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 132-141. Mendoza.
- JORDAN, T.E., S. KELLEY, A. FERNÁNDEZ, F. FERNÁNDEZ SEVESO, G. RÉ y J.P. MILANA, 1997a. Relaciones entre las historias evolutivas de las cuencas de Iglesias y Bermejo, provincia de San Juan, Argentina. Segundas Jornadas sobre Geología de la Precordillera: 142-147. San Juan.
- JORDAN, T.E., S. KELLEY, A. FERNÁNDEZ, F. FERNÁNDEZ SEVESO, G. RÉ y J.P. MILANA, 1997b. Relaciones entre las historias evolutivas de las cuencas de Iglesias y Bermejo, provincia de San Juan, Argentina. Segundas Jornadas sobre Geología de la Precordillera, Actas 142-147. San Juan.
- JUTORÁN, A., 1956. Informe amianto Bolsón de Jagüé, departamento General Sarmiento, La Rioja. Dirección Nacional de Minería. Carpeta 335, inédita. Buenos Aires.
- JUTORÁN, A., 1970. Preliminary report on fluorite in the zone of Co. Chus-Chus, department Gral. Sarmiento, province of La Rioja, Argentina. Estimation of additional fluorite reserves in the Co. Chus-Chus. Informe privado, inédito.
- 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., V.A. RAMOS y R.W. KAY, 1984. Elementos mayoritarios y trazas de las volcanitas ordovícicas de la Precordillera occidental: basaltos de rift oceánico temprano (?) próximos al margen continental. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 48-65. Buenos Aires.
- KILMURRAY, J.O., 1969. Petrología de las rocas metamórficas del sector nordeste de la Sierra de Maz, Villa

- Unión, provincia de La Rioja. 4<sup>as</sup> Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1:409-428. Buenos Aires.
- KILMURRAY, J.O., 1976. Superposición de movimientos en tres áreas metamorfoseadas de la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 31(1):3-10. Buenos Aires.
- KILMURRAY, J.O. 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. Buenos Aires.
- 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.
- LANNEFORS, N.A., 1930. Informe sobre el mineral aurífero del Mogote Río Blanco, La Rioja. Dirección Nacional de Minería y Geología. Informe inédito. Buenos Aires.
- LAPIDUS, A., 1951. Informe sobre las minas de cobre Estrella Alta, Estrella Baja y Las Catitas. Departamento General Sarmiento. Informe inédito. La Rioja.
- LAPIDUS, A. y PADULA, V., 1982. Exploración de la Mina King Tut, provincia de la Rioja. Evaluación de resultados. Estudios Mineros Integrales SRL. Informe 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. Informe 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.
- LAWRENCE, R., 1970. Informe a la Dirección Provincial de Minería de La Rioja, sobre depósitos de crisotilo denominados "Virgen del Valle" y "Santa Clara", ubicados en el distrito Jagüé. Dirección Provincial de Minería de La Rioja. Informe 1015, inédito. La Rioja.
- LEANZA, A.F., 1958. Geología Regional, La Argentina Suma de Geografía 1:215. Editorial Peuser. Buenos Aires.
- LE MAITRE, R. W., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. 193 pp. Blackwell, Oxford.
- 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, inédita. Universidad de Buenos Aires.
- 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. *Paleobotanica y Palinología na America do Sul*. 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 S.N. CÉSARI, 1993. Reubicación estratigráfica de la Formación Cortaderas y definición del Grupo Angualasto (Carbonífero inferior, Precordillera de San Juan). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47(1):61-72. Buenos Aires.
- 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., 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. CÉSARI y O. LÓPEZ GAMUNDI, 1986. El perfil de la cuesta de Huaco, estratotipo de referencia (hipoestratotipo) del Grupo Paganzo en la Precordillera Central. En: *Late Paleozoic of South America*. Amos, A.J. (Ed.), Archangelsky, S. (Ed.): 65-67. UNESCO. París, Francia.
- LIMARINO, C.O., J. MORELLI y S. ALONSO, 1987. El color rojo de la sección superior del grupo Paganzo (Pérmico): su origen y posible significado. *Asociación Argentina de Mineralogía, Petrografía y Sedimentología*, 18(1-4):1-10. Buenos Aires.
- LIMARINO, C.O., L. FAUQUÉ y R.L. CAMINOS, 1988. Rasgos sedimentológicos de las eolianitas pérmicas

- de la Precordillera riojana. Segunda Reunión Argentina de Sedimentología, 145-149.
- LIMARINO, C.O., L. FAUQUÉ y R.L. CAMINOS, 1990. Facies y evolución paleoambiental de los bancos rojos triásicos del norte de la Precordillera riojana. Tercera Reunión Argentina de Sedimentología, 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., ANDREIS, R. y FERRANDO, L., 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, 1993. A Permian arid paleoclimatic phase in west and northwest Argentina. 12° Congreso Internacional de la Etigrafía y Geología del Carbonífero y Pérmico. Comptes Rendus, 2:453-468. Buenos Aires.
- LIMARINO, C.O., R.L. CAMINOS y L.E. FAUQUÉ, 1996. Caracterización litoestratigráfica y correlación regional de la Formación Ranchillos (Carbonífero superior-Pérmico), Cordillera Frontal de La Rioja. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1:513-530. Buenos Aires.
- 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. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 65. Salta.
- LIMARINO, C.O., L. NET, P. GUTIÉRREZ, V. BARREDA, A. CASELLI y S. BALLENT, 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. Buenos Aires.
- 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 en 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. 12° Congreso Internacional de la Estratigrafía y Geología del Carbonífero y Pérmico. Buenos Aires.
- LÓPEZ, J.P., 1997. Geología del basamento ígneo-meta-mórfico de la Sierra de Copacabana, Provincia de Catamarca, República Argentina. Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo. Universidad de Tucumán. Tesis Doctoral inédita, 167 pp. Tucumán.
- LÓPEZ, J.P. y A.J. TOSELLI, 1993. La faja milonítica TIPA: Faldeo oriental del Sistema de Famatina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 39-43. Mendoza.
- LÓPEZ, J.P. y A.J. TOSELLI, 1996. Sierra de Copacabana. En: Aceñolaza, F.G., H. Miller y A. Toselli (Eds.), Geología del Sistema de Famatina. Münchner Geologische Hefte, 19:159-186. Munich.
- LÓPEZ GAMUNDI, 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. 1ª Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1: 141-144. La Plata.
- LORENC, M., 1990. Magmatic felsic 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. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4:111-114. Tucumán.
- LOSADA CALDERÓN, A., S.L. McBRIDE y M.S. BLOOM, 1994. The geology and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  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.
- LURGO MAYÓN, C., 1999. Depósitos de molibdeno y cobre diseminados en la sierra de Famatina, La Rioja. En: Zappettini, E.O. (Ed.), Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Anales 35: 1495-1505. Buenos Aires.
- MAISONAVE, H.M., 1972. Evidencias de un magmatismo silúrico de composición basáltica en las sierras del Sistema de Famatina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 27(4):413. Buenos Aires.
- 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. Buenos Aires.
- MANGANO, M.G. y L.A. BUATOIS, 1990. Evolución paleoambiental del Ordovícico del sur del río Chaschuil, noroeste de la Sierra de Narváez, Catamarca, Argentina. 5° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 1, Serie Correlación Geológica, 7:51-57. San Miguel de Tucumán.
- MANGANO, 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 Narváez, Catamarca, Argentina. 4ª Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 2:215-222. La Plata.
- MANGANO, M.G. y L.A. BUATOIS, 1992b. Depósitos de tormenta en una plataforma volcánicla de alto gradiente, Formación Suri, Sistema de Famatina, Argentina. En: Paleozoico inferior en Latinoamérica y la génesis del Gondwana. Serie Correlación Geológica, 9:145-156. San Miguel de Tucumán.
- MANGANO, M.G. y L.A. BUATOIS, 1992c. Análisis genético de concentraciones fósiles en una secuencia volcánicla de plataforma, Formación Suri (Ordovícico del Sistema de Famatina). Ameghiniana, 29:135-151. Buenos Aires.
- MANGANO, M.G. y L.A. BUATOIS, 1994. 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.
- MANGANO, 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, vulcanosedimentare Abfolge der Formation Chuschín, Sistema de Famatina, NW Argentinien. 102 pp. Diplomarbeit, Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Ludwig-Maximilian-Universität München. Informe inédito.
- MANNHEIM, R., 1993. Génesis de las volcanitas eopaleozoicas del Sistema de Famatina, Noroeste de Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 147-155. Mendoza.
- MANNHEIM, R. y H. MILLER, 1996. Las rocas volcánicas y subvolcánicas eopaleozoicas del Sistema de Famatina. En: Aceñolaza, F.G., H. Miller y A. Toselli (Eds.), Geología del Sistema de Famatina. Münchner Geologische Hefte, 19:159-186. Munich.
- MARCOS, O., 1985 a. Grupo Offir. Evaluación previa FONEM. 1985. Dirección Nacional de Minería. Informe inédito. La Rioja.
- MARCOS, O., 1985 b. Distrito Santa Rosa. Evaluación previa FONEM. 1985. Carpeta F-0021-00. Dirección Nacional de Minería. Informe inédito. La Rioja.
- MARCOS, O., 1986. Mina Yegua Pircada. Evaluación previa FONEM. 1986. Carpeta F-0006-00. Dirección Nacional de Minería. Informe inédito. La Rioja.
- MARCOS, O.R., 1999 a. Aluviones auríferos del Famatina, La Rioja. En: Zappettini, E.O. (Ed), Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Anales 35:1856-1861. Buenos Aires.
- MARCOS, O.R., 1999 b. Aluviones auríferos Mogote del Río Blanco, La Rioja. En: Zappettini, E.O. (Ed), Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Anales 35:1863-1866. Buenos Aires.
- MARCOS, O.R., 1999c. Depósitos salinos de La Rioja. En: Zappettini, E.O. (Ed), Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Anales 35:1933-1937. Buenos Aires.
- MARCOS, O.R. y GOTTHARD, W., 1986. Evaluación Minera Famatina. Provincia de La Rioja, Argentina. Informe final. Apéndices 1-2 y 3-4. Convenio provincia de La Rioja-Sveriges Geologiska AB (SGAB). Informe inédito. Buenos Aires.
- MARCOS, O. y J.C. ZANETTINI, 1981. Geología y exploración del proyecto Nevados del Famatina. Servicio Minero Nacional. Informe inédito. Buenos Aires.
- MARCOS, O., R. FAROUX, M. ALDERETE, M.A. GUERRERO y R. ZOLEZZI, 1971. Geología y prospección geoquímica de la Cordillera Frontal en la provincia de La Rioja. Primer Simposio Nacional de Geología Económica. San Juan.
- MARENSSI, S., L. NET, A. 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. Buenos Aires.
- MASTANDREA, O.O. y R.J. VALDEZ, 1968. Estudio geológico-económico expeditivo de los yacimientos de baritina y fluorita. Zona Villa Castelli y Villa Unión. Provincia de La Rioja. Instituto Nacional de Geología y Minería. Carpeta 1330, inédita. Buenos Aires.

- Mc BRIDE, 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.
- 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. GONZÁLEZAMICÓN, 1979. Nuevos elementos de la microflora carbónica de "Las Pircas" (Formación Agua Colorada) sierra de Famatina, La Rioja. *Ameghiniana*, 16:65-79. Buenos Aires.
- 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.
- 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. En: 12° Congrès International de la stratigraphie et géologie du Carbonifère et Permien. *Comptes Rendus*, 2:127-140. Buenos Aires (1991).
- MOREL, E.M., C. CINGOLANI y A. ZUÑIGA, 1996. Plantas del Carbonífero superior de la Formación Punilla, Pampa de Las Peladas, Precordillera Septentrional de San Juan- La Rioja. *Ameghiniana*, 33(1):107-110. Buenos Aires.
- MOUSSY, M. de, 1860. Description Geographique et Statistique de la Confédération Argentine, 1, 2 y 3, Atlas (1869). París.
- 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: Ereksen, G.E., M.T. Cañas Pinochet y J.A. Reinemud (Eds.), *Geology of the Andes and its Relations to Hydrocarbon and Mineral Resources*. Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series 11:59-90. Houston.
- MPODOZIS, C., S. KAY, M. GARDEWEG y B. COIRA, 1997. Delaminación cortical en los Andes Centrales. Análisis de sus consecuencias magmáticas y tectónicas. Proyecto Fondecyt-Chile: N° 1950025. Informe inédito. Santiago de Chile.
- MPODOZIS, C., S. KAY, B. COIRA y M. GARDEWEG, 1998. Delaminación cortical en los Andes Centrales. Análisis de sus consecuencias magmáticas y tectónicas. Proyecto Fondecyt-Chile: N° 1950025. Informe inédito. Santiago de Chile.
- 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*, 19:359-388. Munich.
- NIETO, M. y J. BEIRAS, 1968. Prospección areal de cuerpos serpentínicos y cálculo porcentual de fibras crisotflicas en algunos yacimientos de la provincia de La Rioja. Instituto Nacional de Geología y Minería. Informe 481, inédito. Buenos Aires.
- OLSACHER, J. y D. RAMACCIONI, 1960. Los seleniuros de mercurio de la Cuesta de Los Llantenes. *Primeras Jornadas Geológicas Argentinas, Actas* 3:295-305. Buenos Aires.
- PARKER, G., 1974. Posición estratigráfica del "Famatiniense" y sus correlaciones. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29(2):231-247. Buenos Aires.
- PASSARELLO, J.C., 1977. Evaluación geológica y cálculo de reserva de la salina El Leoncito. Departamento General Lamadrid, La Rioja. Dirección de Minería de La Rioja. Informe inédito. La Rioja.
- PEARCE, T.H., 1968. A contribution of the theory of variation diagrams. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 19:142-157. Berlin.
- 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., 1914. La geología del Valle de Fiambalá y las Cordilleras limítrofes al norte de Tinogasta. *Boletín Ministerio de Agricultura de la Nación*; 17, 2:270-277. Buenos Aires.
- PENCK, W., 1920. Der Südrand der Puna de Atacama (NW-Argentinien). *Abhandlungen Mathematisch-Physischen Klasse der Sächsischen Akademie der Wissenschaften*, 37 (1). Leipzig.
- PÉREZ, W.A., 1988. Evidencias preliminares de mezcla de magmas en el norte de la Sierra de Paimán, Argentina. 5° Congreso Geológico Chileno, *Actas* 3: I 45- I 62. Santiago.
- PÉREZ, W.A., 1991. Contribución a la Petrología y geoquímica de los granitoides y gabroides del norte de la Sierra de Paimán, provincia de la Rioja. Tesis doctoral, inédita, 305 pp. Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán.
- PÉREZ, W.A. y K. KAWASHITA, 1992. K/Ar and Rb-Sr geochronology of igneous rocks from Sierra de

- Paimán, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(3-4):251-264.
- PERUCA, J., 1975. Yacimientos de ocres limoníticos de Corral Amarillo, La Rioja. Informe privado.
- PETERSEN, C.S. y A.F. LEANZA, 1953. *Elementos de Geología Aplicada*. Buenos Aires.
- PLANLARIOJA-SERVICIO MINERO NACIONAL, 1980. Investigación de las manifestaciones de baritina y minerales asociados de la provincia de La Rioja. Plan La Rioja. Servicio Minero Nacional. Informe inédito. La Rioja.
- POLANSKI, J., 1966. Edades de eruptivas supra-paleozoicas asociadas en el diastrofismo variscico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 21(1):5-19. Buenos Aires.
- QUIROGA, P.J., 1951a. La mina de cobre "Storam", Dirección General de Fabricaciones Militares. Informe inédito. Buenos Aires.
- QUIROGA, P.J., 1951b. La mina de cobre Sotram. Provincia de La Rioja. Dirección General de Fabricaciones Militares. Informe inédito. Buenos Aires.
- 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., 1988a. Tectonics of the Late Proterozoic-Early Paleozoic: a collisional history of southern South America. *Episodes*, 11 (3): 168-174. Ottawa.
- RAMOS, V.A., 1988b. The southwestern limit of Gondwana during the upper Paleozoic. En: Amos, A.J. (Ed.), Archangelsky, S. (Ed.). *Late Paleozoic of South America*: 9-11. IGCP. París, Francia.
- 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., 1999a. Rasgos estructurales del Territorio Argentino. En: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales. *Anales* 29(14):715-784. Buenos Aires.
- RAMOS, V.A., 1999b. Los depósitos sinorogénicos terciarios de la región Andina. En: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales. *Anales* 29(14):651-682. Buenos Aires.
- 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 Pampia cartón 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. Chileña: 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., J. REYNOLDS, T. JORDAN y K.D. TABBUT, 1988a. Time constraints for the uplift of the Sierras de Toro Negro, Umango and Espinal, Western Sierras Pampeanas, Argentina. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 20(7):A61. Denver.
- RAMOS, V.A., F. MUÑIZAGA y G. MARÍN, 1988b. Las riolitas neopaleozoicas de la sierra de La Huerta (Provincia de San Juan): Evidencias de una metalogénesis aurífera Gondwánica en Sierras Pampeanas. 3° Congreso Nacional de Geología Económica. *Actas* 1:149-160. Buenos Aires.
- RAMOS, V.A., G. 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., D. DALMEYER y G.I. VUJOVICH, 1996a. The Laurentia derived Precordillera terrane of Argenti-

- tina: 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. DALMEYER, 1996b. Los klippen y ventanas tectónicas de la estructura preándica de la Sierra de Pié 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., M. ESCAYOLA, D.I. MUTTI y G.I. VUJOVICH, 2000. Proterozoic-early Paleozoic ophiolites of the Andean Basement of southern South América. Geological Society of America, Special Paper 349:331-349.
- RAPELA, C.W. y E.J. LLAMBÍAS, 1999. El magmatismo gondwánico y los ciclos fanerozoicos. En: Caminos, R. (Ed.), Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Anales 29(14):349-376. 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., B. COIRA, A.J. TOSELLI y E.J. LLAMBÍAS, 1999. Sistema famatiniano de las Sierras Pampeanas y magmatismo eopaleozoico de las Sierras Pampeanas, de la Cordillera Oriental y Puna. En: Caminos, R. (Ed), Geología Argentina. Subsecretaría de Minería de la Nación. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Anales 29:145-158. Buenos Aires
- RE, 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.
- RE, 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. San Juan. Actas 2:267-270. San Juan.
- REYNOLDS, J., 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. Ph D. Dissertation, Dartmouth College, 353 pp, inédito. New Hampshire.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R., N. HEREDIA y D. RAGONA, D., 1995. The structure and stratigraphy of Cordillera Frontal at Castaño Viejo, San Juan. COMTEC-ICL Andean Thrust Tectonics Symposium, Abstracts: 22-23. San Juan.
- ROLLERI, E.O. y P. CRIADO ROQUE, 1969. Geología de la provincia de Mendoza. 4<sup>as</sup> Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2:1-60. Buenos Aires.
- ROSELLO, E.A., 1979. Geología de la naciente del río del oro. *Asociación Argentina de Mineralogía, Petrografía y Sedimentología*, 10 (3-4): 13-32. Buenos Aires.
- ROSER, B.P. y R.J. KORSCH, 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO content and K O/Na O ratio. *Journal of Geology*, 94:635-650. Chicago.
- RUBIOLLO, D., L. MARTÍNEZ y F. PEREYRA, 2001. Hoja Geológica 2769-IV Fiambalá, Provincias de Catamarca y La Rioja. Servicio Geológico Minero Argentino. Informe inédito. Buenos Aires.
- RUSSO, A., 1946. Investigaciones geológicas en la vertiente oriental de la Sierra de Famatina, Tesis inédita. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. Buenos Aires.
- RUSSO, A., S. ARCHANGELSKY y J. GAMERRO, 1980. Los depósitos suprapaleozoicos de la Llanura Chaco-pampeana, Argentina. Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y 1er Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas (4): 157-173. Buenos Aires.
- SAAVEDRA, J., E. PELLITERO-PASCUAL, J.N. ROSSI y A.J. TOSELLI, 1992. Magmatic evolution of the Cerro Toro granite, a complex Ordovician pluton of northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(1):21-32.
- SAAVEDRA, J., A.J. TOSELLI, J.N. ROSSI de TOSELLI y E. PELLITERO, 1996. Granitoides y rocas básicas del Cerro Toro. En: Aceñolaza, F.G, H. Miller y A. Toselli (Eds.), Geología del Sistema de Famatina. *Münchner Geologische Hefte*, 19 (Reihe A) Allgemeine Geologie. München.
- SAAVEDRA, J., A. TOSELLI, J. ROSSI, E. PELLITERO y F. DURAND, 1998. The Early Paleozoic magmatic record of the Famatina System: a review. En: Pankhurst, R.J. y C.W. Rapela (Eds.), *The Proto-Andean margin of Gondwana*. Geological Society, Special Publications, 142: 283-295. Londres.
- 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, C. y J. PARISI, 1955. Los depósitos de granate de la mina "Matilde" y del cateo El Cordobés, departamento Lamadrid, provincia de La Rioja. Banco Industrial de la República Argentina. Informe 602, inédito. 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, Catamarcaia 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.
- SANGSTER, A., 2002. Mineral Occurrences in the Area of the King Tut Vein, La Rioja Province, Argentina. *Contribuciones Técnicas Serie Recursos Minerales N° 21*. Servicio Geológico Minero Argentino. Buenos Aires.
- SARDI, F.G., 1999. Yacimientos de wolframio de Angulos, Ramblones y Faltriquera, La Rioja. En: Zappettini, E.O. (Ed), *Recursos Minerales de la República Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Anales 35: 431-436. Buenos Aires.
- 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° Congreso Geológico Argentino. Relatorio: 100-122. San Juan.
- SCALABRINI ORTIZ, J., 1970. Litología, facies y biofacies del Carbónico marino en el norte de la Precordillera sanjuanina (zona del río Blanco). Tesis Doctoral, inédita. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.
- SCALABRINI ORTIZ, J., 1973. El Carbónico de la Precordillera argentina al norte del río Jachal. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 3:387-401. Buenos Aires.
- 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). *Museo de La Plata. Revista 8. Geología* 68: 257-279. La Plata.
- SHAND, J., 1927. *Eruptive Rocks*. 360 pp. Primera edición, London (T. Murby and Co).
- SCHALAMUK, I.B. y M.K. de BRODTKORB, 1999. El yacimiento cobalto-aurífero King Tut, La Rioja. En: Zappettini, E.O. (Ed.), *Recursos Minerales de la República Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Anales 35:633-635. Buenos Aires.
- SCHALAMUK, I.R., R. FERNÁNDEZ y R. ETCHEVERRY, 1983. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región NOA (provincias de Catamarca, Jujuy, La Rioja, Salta y Tucumán. Subsecretaría de Minería. *Anales* 20. Buenos Aires.
- SCHALAMUK, I.B., R. ETCHEVERRY y R. DE BARRIO, 1994. Asociación Au-Co-As-Ni de mina King Tut, provincia de La Rioja. Consideraciones geológicas y mineralógicas. 2ª Reunión de Mineralogía y Metalogenia. Instituto de Recursos Minerales, Publicación 3(1):391-401. La Plata.
- SCHOPF, J., 1975. Models of fossil preservation. *Review of Paleontology and Palynology*, 20: 27-53.
- SIMON, G.W. y E.A. ROSSELLO, 1990. Observaciones petrológicas y cinemáticas en las metamorfitas del cerro Guayaguás, San Juan, Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:464-468. San Juan.
- SISTER, R.G., 1952. Informe geológico-económico de la Mina King Tut, Departamento General Sarmiento, La Rioja. Dirección de Minería y Geología. Carpeta 382, inédita. Buenos Aires.
- SOSIC, M.V.J., 1972. Descripción geológica de la Hoja 14d-Tinogasta (provincias de Catamarca y La Rioja). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 192. Buenos Aires.
- 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 für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie*, 630pp. Stuttgart.
- STELZNER, A., 1885. *Beiträge zur Geologie und Paleontologie der Argentinischen Republik*. Geologischer Theil. Berlín.
- 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.
- 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.
- STOLL, W.C., 1949. Yacimiento de oro y cobre del cerro Mogote, Río Blanco, provincia de La Rioja. Dirección General de Industria y Minería. Informe inédito. Buenos Aires.
- TABUTT, K.W., 1986. Fission track chronology of foreland basins, in Eastern Andes: Magmatic and tectonic implications. Thesis Master, Dartmouth College, 100 pp, inédita.

- TABUTT, 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.
- TDP, 1993-1994. Fichas mina, inéditas. Plan La Rioja. La Rioja.
- THOMPSON, R. y J. MITCHELL, 1972. Paleomagnetic and radiometric evidence for the age of the lower boundary of the Kiaman magnetic interval in South America. *Geophysical Journal Review of the Astronomical Society*, 27: 207-214.
- TOGNON, J.F., 1945. Sobre el Triásico del Cordón Alaniz al oeste de Angulos, Sierra de Famatina (provincia de La Rioja). Tesis del Instituto del Museo de La Plata, 149 pp. La Plata.
- TORTELLO, F. y S. ESTEBAN, 1995. Un trilobite agnóstico en el Ordovícico de la región de Bordo Atravesado (Cuesta de Miranda), provincia de La Rioja, Argentina. 6° Congreso Geológico Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas: 271-275. Trelew.
- 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. Toselli (Eds.), *Geología del Sistema de Famatina*. Münchner Geologische Hefte, 19:295-296. Munich.
- TOSELLI, A.J. y F.G. ACEÑOLAZA, 1971. La mineralización cuproselenífera con mercurio de la Precordillera de Jagüé, provincia de la Rioja. Consideraciones petrogenéticas y edad de la mineralización. Primer Simposio Nacional de Geología Económica, 2:367-378. San Juan.
- TOSELLI, A.J., y C.E. CISTERNA, 1993. Caracterización geoquímica de granitoides de la Sierra de Narvéez. Relación con otros intrusivos paleozoicos del Sistema de Famatina, Argentina. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil 1 (1994): :203-216. Stuttgart.
- TOSELLI, A.J. y F.R. DURAND, 1996. Volcanismo del ciclo precordillerano. En: Aceñolaza, F.G., H. Miller y A. Toselli (Eds.), *Geología del Sistema de Famatina*. Münchner Geologische Hefte, 19:293-295. Munich.
- TOSELLI, A.J. y K. WEBER, 1982. Anquimetamorfismo en rocas del Paleozoico inferior en el noroeste de Argentina. Valor de la cristalinidad de la illita como índice. *Acta Geológica Lilloana*, 16(1):187-200. San Miguel de Tucumán.
- 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 y J.N. ROSSI de TOSELLI, 1988. Estudio preliminar de granitoides del Sistema de Famatina, La Rioja, Argentina: Sus relaciones con otros granitos pampeanos. *Asociación de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 19(1-4):1-12. Buenos Aires.
- TOSELLI, A.J., A. INTROCASO, F. ACEÑOLAZA y F.R. DURAND, 1989. Sección gravimétrica preliminar a través del Sistema del Aconquija, provincias de Tucumán y Catamarca, una hipótesis sobre su génesis tectónica. En: Cingolani, C. (Ed.), *Reunión Geotranssectas América del Sur*, Actas: 78-82. Montevideo.
- TOSELLI, A.J., J. SAAVEDRALONSO, 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., J. SAAVEDRA, H. MILLER y J.N. ROSSI de TOSELLI, 1994. Interpretación genética de rocas plutónicas de la Sierra de Paimán, La Rioja, Argentina. *Terra Nostra* (resumen): 83, Tübingen.
- TOSELLI, A.J., E. PELLITERO, J. SAAVEDRA, J.N. ROSSI y C. MURATH, 1996a. Granito Ñuñorco-Sañosgasta. En: Aceñolaza, F.G., H. Miller y A. Toselli (Eds.), *Geología del Sistema de Famatina*. Münchner Geologische Hefte, 19 (Reihe A) *Allgemeine Geologie*. München.
- TOSELLI, A.J., J. SAAVEDRA, F.R. DURAND, J.N. ROSSI de TOSELLI y E. PELLITERO, 1996b. Lamprófiros 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.
- TOSELLI, G.A., 1975. Contribución al conocimiento geológico de la región de Volcancito. Tesis Doctoral, inédita. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba.
- TOSELLI, G.A., 1977. El Paleozoico inferior y medio de la región de Volcancito, Sierra de Famatina, provincia de La Rioja. *Acta Geológica Lilloana*, 14:83-104. San Miguel de 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.

- TOSELLI, G.A. y J.N. ROSSI de TOSELLI, 1987. Caracteres petrológicos de localidades del Eopaleozoico en el sistema de Famatina, la Rioja, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 3:13-16. San Miguel de Tucumán.
- TRIPALDI, A., L. NET, C.O. LIMARINO, S. MARENISI, 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. Buenos Aires.
- TURNER, J.C.M., 1955. Descripción geológica de la Hoja 15d-Famatina, provincia de La Rioja. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín N° 126. Buenos Aires.
- TURNER, J.C.M., 1959. La fauna graptolítica de América del Sur. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 15:5-160. Buenos Aires.
- 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 42:5-54. 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. 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. 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. Buenos Aires.
- TURNER, J.C.M., 1972a. Cámbrico. Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 3:181-190. Buenos Aires.
- TURNER, J.C.M., 1972b. Ordovícico. Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 3:191-209. Buenos Aires.
- 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. Buenos Aires.
- 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.
- VALANIA, J., 1963. Inventario Minero de la provincia de La Rioja. Zona Famatina. Subsecretaría de Minería. Carpeta 544, inédita. Buenos Aires.
- VALANIA, J. y J. MADEL, 1962. El amianto anfibólico del Bolsón de Jagüé, La Rioja. Dirección Nacional de Geología y Minería. Carpeta 518, inédita. Buenos Aires.
- VALENCIO, D.A., 1981. El significado geodinámico y geológico de los datos paleomagnéticos de rocas jurásico-cretácicas de América del Sur. En Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur: 701-713. Buenos Aires.
- 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. Implicaciones tectónicas. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3:519-528. Buenos Aires.
- VERGEL, M. y F. LUNA, 1992. Registros palinológicos en sedimentos del Neopaleozoico de la sierra de Paimán, La Rioja. Acta Geológica Lilloana, 17:161-168. San Miguel de Tucumán.
- VERGEL, M., L.A. BUATOIS y M.G. MANGANO, 1993. Primer registro palinológico en el Carbonífero Superior del margen norte de la Cuenca de Paganzo, Los Jumes, Catamarca, Argentina. 12° Congrès International de la stratigraphie et géologie du Carbonifère et Permien. Comptes Rendus, 1: 213-227. Buenos Aires.
- 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., 1998. Significado de algunas peridotitas de la secuencia ofiolítica septentrional de la Cordillera Frontal de Mendoza. 4ª Jornada de Mineralogía, Petrología y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas. Actas: 317-319. Bahía Blanca.
- VILLAR, L.M. y M.P. ESCAYOLA, 1999. Las rocas máficas MORB asociadas a la faja ultramáfica del Cordón del Portillo, Cordillera Frontal de Mendoza. 14° Congreso Geológico Argentino. Actas 2:147-149. Salta.
- VILLAR FABRE, J.F., R. GONZÁLEZ y A.J. TOSELLI, 1973. Los lamprófiros intrusivos del granito de la Cuesta de Miranda. Acta Geológica Lilloana, 12(3):23-60. San Miguel de Tucumán.
- VITEAU, P., 1910. Informe sobre el estado de la minería en los distritos mineros de Famatina y Guandacol de la Provincia de La Rioja. Anales Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería, 5(1). Buenos Aires.

- VUJOVICH, G., 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. y S. KAY, 1996. Evidencias geoquímicas del origen y ambiente geológico de las rocas metamórficas de composición máfica e intermedia de las Sierras Pampeanas Occidentales. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 273-292. Buenos Aires.
- WAGNER, R.H., 1980. Breve reseña de la labor cumplida por la Subcomisión Internacional sobre la Estratigrafía del Carbonífero (IUGS). Actas II Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y I Congreso Latinoamericano de Paleontología (Buenos Aires, 1978), 4: 237-244.
- WEISCHET, W., 1969. Zur Geomorphologie des Glatthangs-Reliefs in der ariden Subtropenzone des Kleinen Nordens von Chile. Z. f. Geomorphologie. N.F., 13: 1-21.
- WILSON, M., 1991. Igneous Petrogenesis. Harper Collins Academic. 466 pp.
- WINCHESTER, J.A. y P.A. FLOYD, 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343.
- WOOD, D.A., J.L. JORON y M. TREVIL, 1979. A reappraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planetary Science Letters*, 50(2):326-336. Amsterdam.
- 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.
- ZAPPETTINI, E. O., 1999. Depósito de ocre de Corral Amarillo, La Rioja. En: Zappettini, E.O. (Ed.), *Recursos Minerales de la República Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Anales 35:1883-1884. Buenos Aires.
- ZOLEZZI, R.E. y M.A. GUERRERO, 1981. Geología del cerro Cacho y adyacencias. Departamento General Lamadrid. Provincia de La Rioja. *Acta Geológica Lilloana*, 15(3):115-125. San Miguel de Tucumán.

Entregado: Marzo 2001

Validado: Febrero 2004