

# Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina

**1:250.000**

## Hoja Geológica 3166-I **Chamical**



Afloramiento del Granito Nepes al oeste de la localidad homónima

### Provincias de La Rioja y San Juan

C. O. Limarino, S. M. Page, A. Caselli, L. Net, V. Litvak, P. Pieters y P. Lyons

*Recursos Minerales:* P. R. Gutiérrez

*Supervisión:* Roberto Miró



**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 3166-I

**Chamical**

Provincias de La Rioja y San Juan

Carlos O. Limarino\*, Stella M. Page\*, Alberto Caselli\*, Laura Net\*, Vanesa Litvak\*, Peter  
Pieters\*\* y Patrick Lyons\*\*

Recursos Minerales: Pedro R. Gutiérrez

Supervisión: Roberto Miró

\*Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires

\*\*Servicio Geológico de Australia

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

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

**Boletín Nº 257**  
Buenos Aires 2008

## **SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO**

---

Presidente: Ing. Jorge Mayoral

Secretario Ejecutivo: Pedro Alcántara

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

---

Director: Roberto F. Page

### **DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA REGIONAL**

---

Director: José E. Mendía

## **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) / [info@segemar.gov.ar](mailto:info@segemar.gov.ar)

#### **Referencia bibliográfica**

LIMARINO, C. O., S. M. PAGE, A. CASELLI, L. NET, V. LITVAK, P. PIETERS, P. LYONS y P. GUTIÉRREZ 2005. Hoja Geológica 3166-I, Chamental. Provincias de La Rioja y San Juan. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 257, 67 p. Buenos Aires.

ISSN 0328-2333

Es propiedad del SEGEMAR • Prohibida su reproducción

## CONTENIDO

<b>RESUMEN</b>	.....	1
<b>ABSTRACT</b>	.....	3
<b>1. INTRODUCCIÓN</b>	.....	4
Ubicación de la Hoja y área que abarca	.....	4
Naturaleza del trabajo e investigaciones anteriores	.....	4
<b>2. ESTRATIGRAFÍA</b>	.....	5
Relaciones generales	.....	5
2.1. Precámbrico	.....	6
2.1.1. Proterozoico	.....	6
Complejo Valle Fértil	.....	6
2.2. Paleozoico inferior	.....	9
2.2.1. Cámbrico	.....	9
Formación Olta	.....	9
Complejo Pacatala	.....	11
2.2.2. Ordovícico	.....	14
Complejo Magmático Chepes	.....	14
Complejo San Agustín	.....	17
Granito Vilgo	.....	18
Granito Paganzo	.....	19
2.2.3. Ordovícico superior - Silúrico	.....	20
Milonitas El Cisco	.....	20
Milonitas Paganzo	.....	22
2.2.4. Devónico	.....	22
Granito Nepes	.....	22
2.3. Paleozoico superior	.....	23
Grupo Paganzo	.....	23
2.3.1. Carbonífero superior	.....	24
a. Sección inferior del Grupo Paganzo	.....	24
Formación Lagares	.....	24
Formación Malanzán	.....	26
Formación Loma Larga	.....	29
b. Sección superior del Grupo Paganzo	.....	31
Formación Patquía	.....	31
2.4. Mesozoico	.....	35
2.4.1. Triásico	.....	35
Formación Talampaya	.....	35
Formación Baldecitos	.....	36
2.5. Terciario	.....	37



2.5.1.	Mioceno .....	37
	Basaltos Divisaderos Negros .....	37
2.5.2.	Mioceno superior - Plioceno .....	38
	Formación Los Llanos .....	38
2.5.3.	Plioceno .....	41
	Formación San Roque.....	41
2.6.	Cuaternario .....	42
2.6.1.	Pleistoceno .....	42
	Formación Guayapas .....	42
	Depósitos de fanglomerados disectados.....	43
	Formación Cruz del Eje .....	44
2.6.2.	Pleistoceno - Holoceno temprano.....	45
	Depósitos de la faja eólica pleistocena tardía - holocena temprana.....	45
2.6.3.	Holoceno .....	45
	Depósitos de playas y barreales.....	45
	Depósitos eólicos .....	46
	Depósitos aluviales y coluviales.....	46
	Depósitos salinos .....	46
<b>3.</b>	<b>ESTRUCTURA .....</b>	<b>46</b>
3.1.	Estructuración correspondiente al ciclo Pampeano .....	47
3.2.	Estructuración correspondiente al ciclo Famatiniano .....	47
3.3.	Estructuración correspondiente al ciclo Achaiano .....	47
3.4.	Estructuración correspondiente al ciclo Ándico.....	47
	Neotectónica .....	47
<b>4.</b>	<b>GEOMORFOLOGÍA .....</b>	<b>49</b>
<b>5.</b>	<b>HISTORIA GEOLÓGICA .....</b>	<b>50</b>
<b>6.</b>	<b>RECURSOS MINERALES .....</b>	<b>52</b>
6.1.	Depósitos de minerales metalíferos .....	52
	Hierro .....	52
	Uranio .....	52
6.2.	Depósitos de minerales industriales.....	53
	Yeso .....	53
	Arcillas y caolines .....	54
6.3.	Rocas de aplicación .....	57
	Granito .....	57
	Materiales volcánicos.....	59
	Piedra laja .....	59

6.4.	Combustibles sólidos .....	60
	Carbón .....	60
	Otros depósitos .....	60
<b>7.</b>	<b>SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO .....</b>	<b>61</b>
	Valles de Olta y Malanzán .....	61
	Embalse El Cisco .....	61
	<b>BIBLIOGRAFÍA .....</b>	<b>62</b>





## RESUMEN

En este informe se describen las distintas unidades geológicas identificadas en el ámbito de la Hoja Geológica Chemical la que se extiende entre los paralelos 30° y 31° LS y los meridianos 66° 00' y 67° 30' LO (sudoeste de la provincia de La Rioja y nordeste de la de San Juan).

Las rocas más antiguas de la región corresponden al Complejo Valle Fértil (Precámbrico) integrado por tres conjuntos litológicos principales: gneises granodioríticos granatíferos sillimaníticos, anfibolitas y calizas. La Formación Olta (Cámbrico?) conforma gran parte del basamento de la sierra de Los Llanos y está compuesta por leptometamorfitas en ocasiones inyectadas y muy deformadas. El Complejo Pacatala, de muy probable edad cámbrica, aparece estrechamente vinculado a la Formación Olta y está compuesto por migmatitas, migmatitas gnéissicas y granitoides migmatíticos.

En el Ordovícico se produjo la intrusión de extensos granitoides los que en la sierra de Los Llanos componen el Complejo Magmático Chepes que incluye a granodioritas y granitos hornblendíferos, granitos, leucogranitos y pegmatitas y dioritas y tonalitas. En la sierra de Valle Fértil aparecen intrusivos ordovícicos en el Complejo San Agustín constituido por granitos, tonalitas y en menor proporción noritas y cuerpos básicos en ocasiones anfibolitizados. Finalmente, en la sierra de Sañogasta la intrusividad famatiniana está representada en el Granito Vilgo y en el Granito Paganzo.

Dos conjuntos de milonitas, formadas entre el Ordovícico superior y el Silúrico, aparecen en el ámbito de la Hoja y han sido incluidas en las unidades Milonitas El Cisco y Milonitas Paganzo. Escasos afloramientos de granitos de probable edad devónica se localizan en el sector oriental de la región relevada, los que han sido incluidos en el Granito Nepes.

Durante el Carbonífero medio se inició un importante ciclo sedimentario cuyas rocas han sido incluidas en el Grupo Paganzo (Paleozoico superior). La parte inferior de esta unidad, de edad carbonífera, corresponde a la Formación Lagares (y sus equivalentes Malanzán y Loma Larga), formada principalmente por areniscas, pelitas, sabulitas y conglomerados. Por su parte la sección superior, de edad pérmica, resulta una típica secuencia de bancos rojos incluida en la Formación Patquía.

Sedimentitas triásicas incluidas en la Formación Talampaya (conglomerados, pelitas, areniscas rojas

y tobas) aparecen exclusivamente en el noroeste de la región, mientras que en la sierra de Valle Fértil se encuentran expuestos derrames de basaltos, traquibasaltos y traquitas alcalinas de la Formación Baldecitos.

En el Mioceno, la unidad Basalto Divisaderos Negros representa un localizado volcanismo de carácter fuertemente alcalino, rico en foides. Con posterioridad y probablemente durante la mayor parte del Plioceno se depositó la Formación Los Llanos compuesta por areniscas, pelitas, conglomerados, algunas tufitas y niveles de yeso. Aparentemente de edad algo más joven, la Formación San Roque (Plioceno), aflora en la ladera oriental de la sierra de Valle Fértil.

En lo que respecta a la sedimentación pleistocena está representada por las formaciones Guayapas y Cruz del Eje y por los Depósitos de fanglomerados disectados que bordean las principales cadenas montañosas de la región. Hacia fines del Pleistoceno o comienzos del Holoceno se formaron extensos campo de dunas que cubrieron buena parte de los valles intermontanos (Depósitos de la faja eólica pleistocena tardía-holocena temprana). Durante el Reciente y Actual se han identificado las siguientes unidades de mapeo: Depósitos de playas y barreales, Depósitos eólicos, Depósitos aluviales y coluviales y Depósitos salinos.

La estructura de la región es el resultado de la sobreimposición de distintos eventos tectónicos, cuyas principales fases de deformación corresponden al: 1) Precámbrico-Cámbrico, 2) Ordovícico-Silúrico y 3) Terciario.

El sector este de la Hoja, correspondiente a las sierras de Los Llanos, Malanzán y Luján muestra una típica estructura de bloques, volcados al poniente, limitados por fallas de rumbo aproximadamente norte-sur.

La estructura de la sierra de Valle Fértil está conformada por dos elementos fundamentales: un sistema complejo de plegamiento y fractura que afectó durante el Precámbrico y Paleozoico inferior al Complejo Valle Fértil y Granito San Agustín y otro sistema de fracturación producido principalmente durante el Terciario que es el responsable de la actual configuración de la sierra.

Hacia el norte, la sierra de Paganzo exhibe también una estructura de bloques inclinados al oeste, similar a la de la sierra de Los Llanos. Una situación semejante se plantea en la sierra de Vilgo, aunque en este caso el volcamiento del bloque es hacia el sudeste.

Desde el punto de vista geomorfológico se pueden reconocer dos regiones principales: la de las sierras, que corresponde a bloques basculados y la de los valles intermontanos que cubren la mayor parte del área.

Como se mencionó, las sierras de Los Llanos, Chepes, Malanzán y Paganzo, tienen un perfil asimétrico característico. Un esquema similar pero inverso muestran las sierras de Vilgo y Valle Fértil las que, aunque son asimétricas, exhiben la pendiente más pronunciada hacia occidente. Como consecuencia de esa asimetría se formaron valles profun-

dos y gargantas en la pendiente abrupta, así como también abanicos aluviales y localmente conos de deyección. Por el contrario, en la pendiente opuesta, los valles son comparativamente más amplios y tendidos, siendo menor la formación de depósitos gruesos de pie de monte.

Dentro de la Hoja Geológica Chamental hay diversas manifestaciones minerales, entre las que se pueden mencionar, minerales metalíferos (Fe y U), minerales industriales (yeso, arcillas, caolín y carbón) y rocas de aplicación (granito, material volcánico y piedra laja).

## ABSTRACT

This report corresponds to the geological description of the Chamical Geological Map (30° y 31° LS and 66° 00' y 67° 30' LO), in the Southwest of La Rioja Province and Northeast of San Juan Province. The oldest rocks in the area correspond to the Precambrian Valle Fértil Complex composed of three major lithological sets: granodioritic garnet-sillimanite gneisses, amphibolites and marls. The Olta Formation (Cambrian?), form the major part of the Sierra de Los Llanos and comprises leptometamorphic rocks in some cases highly deformed. The Pacatala Complex, very probable Cambrian in age, is closely related to the Olta Formation and is composed of migmatites, gneissic migmatites gneissic and migmatitic granitoids.

During the Ordovician were formed large intrusions of granitoids in the Sierra de Los Llanos (Chepes Magmatic Complex) formed by hornblende granodiorites, granites, leucogranites pegmatites and norites. In the Sierra de Valle Fértil, Ordovician intrusive rocks occur in the San Agustín Complex that comprises granites, tonalites and low proportions of norites and basic rocks. Finally in the Sierra de Sañogasta Famatinian intrusives appears in the Vilgo and Paganzo Granites.

Two sets of milonites, formed between the Late Ordovician and the Silurian, crop out in the region, which have been included in El Cisco and Paganzo Milonites. Very scarce expositions of Devonian granites occur in the eastern region, included in the Nepes Granite.

During the Middle Carboniferous began an important sedimentary cycle represented in the Paganzo Group (Late Palaeozoic). The lower part of this unit, Carboniferous in age, corresponds to the Lagares Formation (and its equivalent Malanzán and Loma Larga Formations), made up by sandstones, mudstones, and conglomerates. On the other hand the upper section of the Paganzo Group, Permian in age, is a classical red bed sequence corresponding to the Patquía Formation.

Triassic deposits included in the Talampaya Formation (conglomerates, mudstones and red sandstones) only appear in the northeast region whilst alkaline Triassic basalts (Baldecitos Formation) are found in the sierra de Valle Fértil.

The Basalto Divisaderos Negros (Miocene) represents a localized volcanism represented by foidic-rich alkaline basalts. In the Late Miocene and Pliocene the Los Llanos Formation, composed of sandstones, mudstones, conglomerates, tuffs and levels of gypsum was deposited within intermontane areas. Similarly, a little younger unit, the San Roque Formation (Pliocene), crops out in the eastern flank of the sierra de Valle Fértil.

In so far as Pleistocene deposits appear in the Guayapas and Cruz del Eje Formation as well as dissected fanglomeradic deposits which were succeeded towards the end of the Pleistocene or during the earliest Holocene by large intramontane dune deposits. Recent and present day deposits comprise: playa lakes, intramontane eolian fields, alluvial plains and saline accumulations.

The regional structure is the result of overimposed tectonics deformational events whose main phases were: 1) Cambrian-Precambrian, 2) Ordovician-Silurian and 3) Tertiary. The eastern area comprising the Sierra de Los Llanos, Malanzán and Luján show a typical Block structure, dipping to the west, bounded by north south faults.

The sierra de Valle Fértil structure is made up of two main components: 1) a complex fold and fault system that during Precambrian and Lower Paleozoic deformed the Valle Fértil Complex and San Agustín Granite and 2) a Tertiary fracture system responsible for the present sierra configuration (Mirre, 1976).

To the North, the Paganzo sierra also show west dipping blocks, similar to the Sierra de los Llanos. In the case of sierra de Vilgo, it dips to the southeast.

Within the mapped area there can be recognized two main geomorphologic regions: 1) The Sierras, that correspond to the tilted blocks and 2) The intermountain Valleys that cover most of the area.

As mentioned, the sierra de Los Llanos, Chepes, Malanzán and Paganzo show a characteristic asymmetric cross-section. A similar scheme, but opposed, is shown at the sierra de Vilgo and Valle Fértil which being also asymmetrical have their higher angle slope to the west. As a consequence of that asymmetry deep valleys and gorges were developed on their western side as alluvial fans and locally debris cones. To the contrary those valleys developed on the eastern side are wider and gentle and the accumulation of piedmont deposits is relatively minor.

## 1. INTRODUCCIÓN

### UBICACIÓN DE LA HOJA Y ÁREA QUE ABARCA

La Hoja Geológica 3166-I, Chamental, abarca el sudoeste de la provincia de La Rioja y el nordeste de la de San Juan. Se extiende entre los paralelos 30° y 31° LS y los meridianos 66° 00' y 67° 30' LO (figura 1).

La extensión total del área relevada es de unos 16.039 km<sup>2</sup> y en ella se encuentran tres cordones montañosos principales. El más oriental corresponde a la sierra de Los Llanos y al conjunto de serranías que resulta la prolongación austral de ésta al sur del valle de Malanzán. La sierra de Los Llanos, con un claro diseño triangular, se inicia por el norte en la localidad de Punta de Los Llanos y desde allí, incrementa progresivamente su altitud, alcanzando sus máximas elevaciones en el cerro Pelado (1524 m) y en la sierra de La Huerta donde supera los 1500 metros. El perfil de la sierra es claramente asimétrico, con una pendiente escarpada en la ladera oriental y suavemente tendida en la occidental.

Al sur del valle de Malanzán, la unidad orográfica en cuestión se descompone en una serie de sierras de menor altura, entre las que se destacan las sierras de Abajo y la del Porongo. Finalmente, la sierra de Malanzán aparece separada del cuerpo principal de la sierra de Los Llanos por el valle de Tasquín y alcanza, en su punto culminante, los 1990 m de altura.

Sobre la margen sudoccidental de la Hoja se localizan parte de las estribaciones más orientales de la sierra de Valle Fértil. Allí y dentro del ámbito de la presente Hoja, las principales alturas corresponden a los cerros Sánchez (2379 m) y Tres Mojoneros (2537 m).

Finalmente, en el extremo noroccidental de la Hoja, un tercer conjunto montañoso corresponde al desmembramiento de la sierra de Sañogasta, conformando las serranías de Paganzo y Vilgo. Estas sierras, de baja altura, pierden rápidamente identidad hacia el sur hasta desaparecer más allá de los 30°19' LS.

Entre los cordones montañosos descriptos se extienden una serie de dilatados valles y depresiones intermontanas que concentran la mayor parte de la actividad económica de la región. En este sentido se destacan los llanos de La Rioja, la pampa del Plumerillo y las depresiones concernientes a los Desagües de Los Colorados y al extremo sudoriental de la salina La Antigua.

Otro grupo de valles pertenece a aquéllos que penetran los macizos montañosos. Son valles estrechos, generalmente controlados por lineamientos estructurales, tales como los de Malanzán, Anzulón, Olta, Tasquín, Nácate y Vilgo.

Las poblaciones más importantes son Chamental, San Agustín del Valle Fértil, Olta, Patquía, Tama y Punta de Los Llanos.

### NATURALEZA DEL TRABAJO E INVESTIGACIONES ANTERIORES

La presente Hoja Geológica ha sido levantada dentro del marco de un convenio celebrado entre el Servicio Geológico Nacional y la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires. Para su realización se llevó a cabo una extensa labor de recopilación de información previa y síntesis geológica, seguido por relevamientos y estudios de campo.

En lo que corresponde a las investigaciones previas, es de destacar que en la región se han desarrollado un gran número de trabajos geológicos cuya discusión y examen detallado escapa a los límites y escala de la presente Hoja. Es por ello que aquí sólo se hará referencia a los de carácter regional, que han servido de base para describir e interpretar la constitución geológica de la comarca analizada. En este sentido debe destacarse la obra de Bodenbender (1911), en la que estableció los lineamientos fundamentales de la estratigrafía de la parte meridional de la provincia de La Rioja. Se suman a ésta, las contribuciones de Braccini (1946, 1948) sobre las secuencias neopaleozoicas de la sierra de Los Llanos, de Furque (1968) sobre las características del basamento cristalino aflorante en la sierra de Malanzán y de Azcuy y Morelli (1970) sobre la estratigrafía y distribución regional del Paleozoico superior.

A estas investigaciones deben agregarse las observaciones de carácter petrológico efectuadas por Mirré (1971, 1976) que permitieron caracterizar la composición del basamento de la sierra de Valle Fértil. Una mención especial debe hacerse acerca de las descripciones geológicas y mapas en escala 1:200.000 realizadas por Zuzek (1978), Mirré (1976), Azcuy y Morelli (1979) y el mapa preliminar presentado por Caminos (1976) de la Hoja Olta, junto a los informes y bosquejos geológicos hechos por Furque (1968).

Estas contribuciones fueron de gran valor y sirvieron de base para la síntesis aquí presentada.

Finalmente, un buen número de informes previos sobre aspectos específicos son citados en el texto en los capítulos correspondientes.

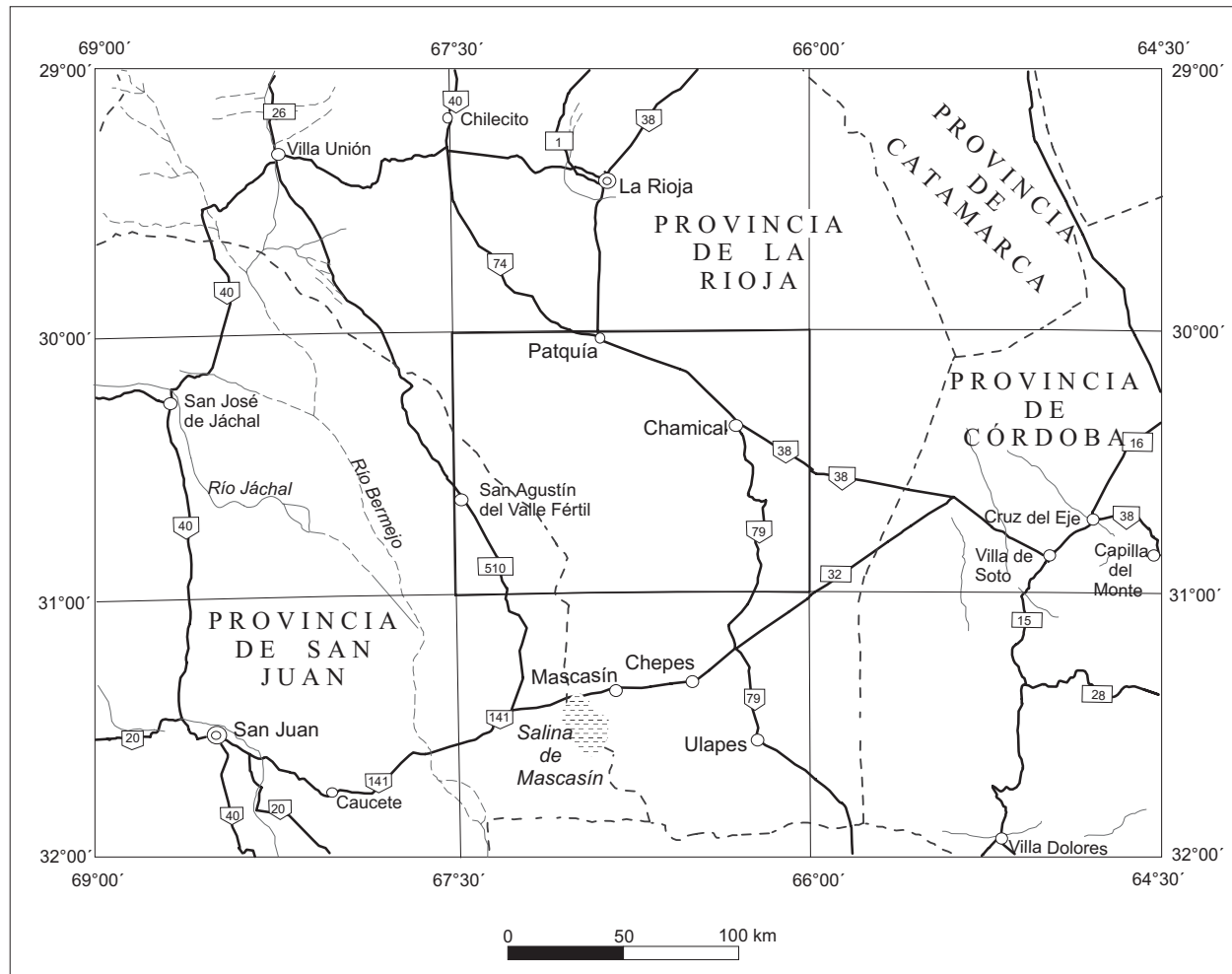


Figura 1. Mapa de ubicación.

## 2. ESTRATIGRAFÍA

### RELACIONES GENERALES

En el cuadro estratigráfico que acompaña al mapa de la Hoja Chemical puede verse que las rocas más antiguas corresponden al Complejo Valle Fértil (Precámbrico), las que integran el basamento de la sierra homónima, y han sido divididas en tres conjuntos litológicos principales: gneises granodioríticos granatíferos sillimaníticos, anfíbolitas y calizas. Hacia el este, conformando parte del basamento de la sierra de Los Llanos, afloran leptometamorfitas pertenecientes a la Formación Olta (Cámbrico?) las que en ocasiones muestran alto grado de inyección y deformación. Estrechamente asociado a esta unidad aparece el Complejo Pacatala, compuesto por migmatitas, migmatitas gnéissicas y granitoides migmatíticos de edad pre-ordovícica (cámbrica).

Durante el Ordovícico se produjo la intrusión de extensos granitoides en los tres macizos montaño-

sos analizados. Así, en la región de la sierra de Los Llanos, el Complejo Magmático Chepes incluye a granodioritas y granitos hornblendíferos, granitos, leucogranitos y pegmatitas y noritas. Hacia el oeste, en la sierra de Valle Fértil, están expuestos los granitoides del Complejo San Agustín en el que se reconocieron: granitos y tonalitas junto a noritas y cuerpos básicos en ocasiones anfíbolitizados. Finalmente, en la parte norte de la Hoja (extremo austral de la sierra de Sañogasta), la intrusividad famatiniana está representada en el Granito Vilgo y en el Granito Paganzo.

Dos importantes conjuntos de milonitas, asignadas al lapso comprendido entre el Ordovícico superior y el Silúrico, aparecen en las sierras de Los Llanos y Paganzo. En la primera, las milonitas se generaron tanto sobre granitoides del Complejo Magmático Chepes como sobre metamorfitas de la Formación Olta y han sido denominadas Milonitas El Cisco. Por su parte en la sierra de Paganzo, las milonitas se formaron tanto sobre el Granito Paganzo



como sobre anfibolitas pertenecientes al Complejo Valle Fértil y fueron designadas como Milonitas Paganzo.

Escasos afloramientos de granitos de muy probable edad devónica fueron identificados sobre el margen oriental de la Hoja y correlacionados provisoriamente con el Granito Nepes definido en la vecina Hoja Cruz del Eje por Candiani *et al.* (1997).

Durante el Paleozoico superior se produjo la formación de una importante cuenca en la que se depositaron las sedimentitas del Grupo Paganzo. Siguiendo la propuesta de Azcuy y Morelli (1970), en escala regional se consideró al grupo dividido en dos secciones. La inferior, formada principalmente por areniscas, pelitas, sabulitas y conglomerados, incluye a la Formación Lagares en las sierras de Paganzo y Vilgo y a las formaciones Malanzán y Loma Larga en la sierra de Los Llanos. En lo que concierne a la sección superior, comprende un espeso conjunto de bancos rojos de edad pérmica (Formación Patquía) en la que se identificaron coladas basálticas. En discordancia angular, y con afloramientos restringidos únicamente al sector noroeste de la Hoja, aparecen sedimentitas triásicas (conglomerados, pelitas y areniscas rojas) incluidas en la Formación Talampaya. También de edad triásica (superior?), se exponen en la sierra de Valle Fértil derrames de basaltos alcalinos (Formación Baldecitos).

Durante el Terciario, más precisamente el Mioceno, tuvo lugar en forma muy localizada un volcanismo de carácter fuertemente alcalino, rico en foides. Los afloramientos de estas rocas son muy escasos y se localizan directamente al este de la sierra de Vilgo (Basalto Divisaderos Negros). Hacia fines del Mioceno y probablemente durante la mayor parte del Plioceno se desarrolló en la región una importante sedimentación de carácter intermontana representada en la Formación Los Llanos, formada por areniscas, silcretos, pelitas, conglomerados, algunas tufitas y niveles de yeso. Aparentemente de edad algo más joven afloran, en la ladera oriental de la sierra de Los Llanos, areniscas y pelitas rojas referidas a la Formación San Roque (Plioceno).

La Formación Guayapas representa un importante nivel de agradación del Pleistoceno, constituido por areniscas y conglomerados pobremente cementados. Paralelamente se ha utilizado la denominación informal de Depósitos de fanglomerados disectados para identificar a los niveles fanglomerádicos, de muy probable edad pleistocena, que se ubican sobre los márgenes de las principales cadenas montañosas de la región. En el sector este

de la Hoja han sido identificados, además, antiguos depósitos de bajada, pobremente consolidados incluidos en la Formación Cruz del Eje.

Hacia fines del Pleistoceno o comienzos del Holoceno se generó en la comarca un importante campo de dunas que cubrió la mayor parte de los valles intermontanos. Estos sedimentos identificados como Depósitos de la faja eólica pleistoceno-holocena temprana están casi exclusivamente integrados por arenas finas y muy finas moderadamente a bien seleccionadas.

Finalmente durante el Reciente y Actual se han identificado las siguientes unidades de mapeo: Depósitos de playas y barreales, Depósitos eólicos, Depósitos aluviales y coluviales y Depósitos salinos.

## 2.1. PRECÁMBRICO

### 2.1.1. PROTEROZOICO

#### COMPLEJO VALLE FÉRTIL (1, 2 Y 3)

*Gneises granodioríticos granatíferos sillimaníticos, anfibolitas y calizas cristalinas*

#### *Antecedentes*

En el ángulo sudoccidental de la Hoja, conformando el núcleo de la sierra de Valle Fértil, aflora un conjunto de metamorfitas de mediano y alto grado (gneises, calizas cristalinas, anfibolitas), pegmatitas y algunos cuerpos básicos y ultrabásicos metamorfizados incluidos en el Complejo Valle Fértil (Bossi, 1971).

Referencias sobre estas rocas se encuentran en los trabajos pioneros de Stelzner (1873) y Bodenbender (1911) quienes las asignaron respectivamente al Precámbrico o Cámbrico-Precámbrico. Varios años más tarde, Villar Fabre (1961) presentó un estudio petrológico de noritas localizadas en esta unidad.

Un mapa geológico inédito que incluye el área aquí relevada fue elaborado por Minera TEA (1968).

La primera caracterización petrológica detallada del Complejo Valle Fértil fue efectuada por Mirré (1971) quien describió el tipo y grado de metamorfismo de estas rocas. El mismo autor, en un trabajo posterior (Mirré, 1976), presentó un minucioso mapa a escala 1:200.000 de los principales tipos litológicos que integran el complejo.

Inmediatamente al sur del área que ocupa esta Hoja varias contribuciones se han referido tanto a los términos metamórficos como a los magmáticos

del complejo. Así, en la sierra de La Huerta, se destacan las investigaciones de Cuerda *et al.* (1984), Vujovich (1987, 1992 a, b y 1995), Castro de Machuca (1990) y Castro de Machuca *et al.* (1995).

Cabe aclarar que en la presente Hoja Geológica, el término Complejo Valle Fértil es utilizado en un sentido distinto a los empleados por Bossi (1971) y Mirré (1976), pues se ha excluido de la unidad a las rocas graníticas que componen el flanco oriental de la sierra, las que de acuerdo con las dataciones presentadas por Toubes Spinelli (1984) son de edad ordovícica (véase *Ciclo magmático ordovícico*).

Por otro lado, aquí se ha referido dentro del Complejo Valle Fértil, a un conjunto de rocas gnéissicas aflorantes en la sierra de Paganzo. Estas rocas habían sido incluidas por Azcuy y Morelli (1979) dentro del Complejo Vaca Blanca, denominación utilizada para agrupar a las rocas graníticas y metamórficas que conforman la parte sur de la sierra de Paganzo. En opinión de los autores de la presente Hoja, las similitudes litológicas que guardan las rocas en cuestión con las que integran la sierra de Valle Fértil y su proximidad geográfica aconsejan su inserción dentro del complejo homónimo.

### *Litología y distribución*

Las rocas que componen el Complejo Valle Fértil afloran en dos sectores dentro de la zona relevada. Su mayor desarrollo corresponde al ángulo sudoeste de la Hoja, donde conforman el núcleo de la sierra de Valle Fértil y están intruidas por los granitoides del Complejo San Agustín. Un segundo conjunto se halla en la sierra de Paganzo, allí afloran gneises, junto a algunas anfíbolitas, intruidas por el Granito Paganzo, formando la parte sur de la mencionada sierra.

En el sector estudiado, el Complejo Valle Fértil está integrado por gneises de composición granodiorítica hasta tonalítica, más raramente granítica, con granates y sillimanita, a los que se asocian en menor proporción anfíbolitas junto a muy escasos afloramientos de calizas cristalinas.

### Gneises granodioríticos granatíferos sillimaníticos

Dentro de la sierra de Valle Fértil estas rocas componen al menos cuatro fajas principales de afloramientos de orientación NO-SE. La faja más oriental se ubica al naciente del cerro Fiero entre la quebrada del Algarrobito y el cerro Sánchez.

Un segundo grupo importante de gneises granatíferos se presenta en el ángulo sudoccidental de la Hoja, en el área del cerro Tres Mojones. Se trata de gneises foliados caracterizados desde el punto de vista composicional por la existencia de sillimanita y granate (no siempre visible en muestra de mano). La textura de estas rocas es granoblástica, más raramente porfiroblástica, y está formada por cuarzo, plagioclasa (oligoclasa-andesina), ortosa, granate (piropo-almandino), biotita y sillimanita, junto a apatita y circón como minerales accesorios (Mirré, 1976).

En algunos casos aparecen, en este tipo de gneises, porfiroblastos de cordierita, en ocasiones alterada a clorita y sericita, como puede observarse al oeste del puesto Miguel Chávez.

En la sierra de Paganzo se localiza un conspicuo conjunto de gneises asociados a esquistos micáceos, especialmente a medio faldeo de la vertiente sudoccidental.

Azcuy y Morelli (1979) describieron importantes afloramientos de rocas gnéissicas, unos 2 km al oeste de la desembocadura de la quebrada del Totoral. Allí, las rocas muestran carácter esquistoso y bandeamiento bien definido, las bandas leucocráticas están compuestas por plagioclasa (oligoclasa-andesina), feldespato alcalino (microclino) y cuarzo, mientras que las melanocráticas están dominadas por biotita, la que puede constituir hasta el 70% de las bandas.

Saal (1988) también reportó la existencia de rocas metamórficas de alto grado como roca de caja de los granitos que conforman el núcleo de la sierra de Paganzo. El mencionado autor mapeó afloramientos significativos de gneises directamente al NO del puesto de Casas Viejas, a los que caracterizó como formados por cordierita, moscovita y feldespato potásico, con cantidades subordinadas de sillimanita. Estas rocas se encontrarían dispuestas sobre el techo del plutón que integra la sierra de Paganzo y, en algunos sectores, como pequeños colgajos (Saal, 1988).

Asociados a estos gneises, en proporción subordinada, se hallan esquistos micáceos y cuarzo micáceos junto a algunas anfíbolitas.

### Anfíbolitas

Si bien estas rocas muestran limitada participación en el tramo de la sierra de Valle Fértil aquí examinado, hacia el oeste (fuera ya del ámbito de la presente Hoja) conforman una parte sustancial de la mencionada sierra.



Una completa caracterización de las anfibolitas que integran el complejo fue efectuada por Mirré (1976) quien reconoció cinco tipos principales de rocas anfibólicas: diopsídicas, hipersténicas, epidóticas, no diopsídicas y asociadas a calizas.

Las anfibolitas diopsídicas son las más comunes, suelen exhibir bandeamiento bien desarrollado, foliación e incluso estructura moteada. Las bandas claras están dominadas por plagioclasa y las oscuras por hornblenda y diópsido. Las anfibolitas hipersténicas son menos frecuentes y están compuestas por hornblenda, plagioclasa, diópsido, hipersteno y proporciones variables (aunque siempre bajas) de cuarzo.

Mirré (1976) incluyó en las anfibolitas no diopsídicas a aquellas que no tienen clinopiroxenos y están básicamente formadas por plagioclasa cálcica (labradorita), hornblenda y escaso cuarzo.

Otro grupo de anfibolitas está representado en las epidóticas. Estas rocas son poco frecuentes en el área aquí estudiada, aunque Mirré (1976) las describió sobre la vertiente occidental de la sierra de Valle Fértil (al oeste de la presente Hoja).

Finalmente, un quinto tipo de rocas anfibólicas está íntimamente asociado a cuerpos de caliza. Estas anfibolitas muestran, con gran frecuencia, estructura bandeada, donde las capas claras están constituidas por plagioclasa (andesina), hornblenda (hedenbergita), clinozoicita y cuarzo y, como minerales accesorios, carbonatos, flogopita y apatita (Mirré, 1976). Las bandas oscuras están en su mayor parte formadas por hornblenda, plagioclasa y biotita.

Anfibolitas correspondientes al Complejo Valle Fértil afloran también en la sierra de Paganzo, especialmente en su extremo sur, donde configura la parte alta de la sierra estrechamente asociada a los gneises antes descritos. Se trata de anfibolitas de color gris verdoso compuestas por plagioclasa (andesina), anfíbol (hornblenda), cuarzo, biotita, moscovita, epidoto y minerales opacos. Azcuy y Morelli (1979) también destacaron la existencia de clinopiroxeno uralitizado en estas rocas.

### Calizas cristalinas

Irregularmente distribuidos dentro del Complejo Valle Fértil aparecen estrechos cuerpos de calizas cristalinas, sumamente deformados y con potencia inferior a los 15 metros. Los afloramientos más extensos se localizan en el área de la quebrada de La Cumbre, donde conforman un cuerpo alargado

en dirección NNO-SSE que se prolonga fuera de los límites de la presente Hoja. Allí, el contacto de las calizas con los gneises granodioríticos y las granodioritas gnéicas se resuelve a través de una delgada banda en donde el gneis está enriquecido en biotita (más raramente anfíbol). Mirré (1976) también señaló la existencia de un buen espesor de gneis granatífero-sillimanítico en el contacto.

Otros asomos, aunque de tamaño muy reducido, están asociados a las anfibolitas en el sector sur de la Cumbre de Los Bayos. De estas exposiciones, y por razones de escala, sólo se marcaron en el mapa los afloramientos de la quebrada del Guanaco, exagerando algo su tamaño.

Finalmente, sobre el borde sudoeste de la Hoja, vuelven a aparecer las calizas relacionadas a los cuerpos gnéicos, desde las nacientes de la quebrada del Toro hasta la quebrada de La Calera.

### Leucogranitos y pegmatitas

Aunque de menor importancia cuantitativa, dentro del basamento de la sierra de Valle Fértil se encuentran varios asomos de cuerpos de composición granítica, los que intruyen a las anfibolitas y calizas, así como también a los gneises granodioríticos y granodioritas gnéicas. De acuerdo con estas relaciones de campo, los granitos y pegmatitas resultan las rocas más jóvenes del basamento y fueron incluidas tentativamente dentro del Complejo Valle Fértil, aunque no han sido representados en el mapa por razones de escala. Sería necesario contar con dataciones radimétricas para establecer si los granitos deben ser localizados en el Complejo o bien asignarlos al ciclo representado por el Granito San Agustín.

Como bien lo señalara Mirré (1976) es posible reconocer en el campo al menos dos tipos de granitos. El primero corresponde a granitoides ligeros a moderadamente foliados, de color gris claro a gris verdoso localmente con xenolitos de rocas oscuras. Estos granitos tienen, como mineral principal, feldespato potásico (microclino), frecuentemente perfitico y moderadamente alterado a minerales de arcilla. Siguen en abundancia el cuarzo y la plagioclasa (oligoclasa-andesina) en ocasiones fuertemente alterada a sericita y material carbonático. Un rasgo destacable de este tipo de granitos es que presentan porcentajes relativamente elevados de biotita (hasta 20%), acompañada por apatita y circón como minerales accesorios (Mirré, 1976). Buenos afloramientos de estas rocas se hallan, dentro

de la Hoja, en inmediaciones del puesto Vallecito, próximo a la Cumbre de Las Mesillas en la sierra de Valle Fértil.

Un segundo tipo de granito pertenece a rocas claras, con muy escasa proporción de minerales máficos, resultando en algunos casos verdaderos leucogranitos. Este tipo de rocas no muestra foliación definida y aunque por lo general exhiben grano fino, en ocasiones suele aumentar considerablemente su grano hasta alcanzar texturas pegmatíticas. En el área aquí analizada, los granitos configuran cuerpos de muy reducido tamaño, presentándose en ocasiones a manera de diques que intruyen a las rocas metamórficas del complejo. Desde el punto de vista petrográfico este tipo de granitos es similar al anteriormente descrito, aunque el porcentaje de biotita es sensiblemente menor.

### *Edad, correlaciones y relaciones estratigráficas*

La edad del conjunto puede establecerse a través de las dataciones realizadas por Cingolani (en Varela *et al.*, 1996), quienes obtuvieron una isocrona de 960 Ma para rocas que integran el complejo. Por otro lado, Toubes Spinelli (1984) destacó una edad radimétrica de  $800 \pm 50$  Ma correspondiente a una anfibolita del complejo y obtuvo nueve dataciones más comprendidas entre los  $750 \pm 50$  MA (Precámbrico) y  $516 \pm 20$  Ma (Cámbrico) para pegmatitas y gneises tonalíticos.

Las rocas del Complejo Valle Fértil están intruidas por los granitos del **Ciclo magmático ordovícico** en las sierras de Paganzo y de Valle Fértil y cubiertas, en relación de no concordancia, por las sedimentitas neopaleozoicas del Grupo Paganzo.

## 2.2. PALEOZOICO INFERIOR

### 2.2.1. CÁMBRICO

#### **Formación Olta (4, 5)**

*Pizarras, filitas y esquistos cuarzosos; esquistos inyectados y deformados*

#### *Antecedentes*

Con excepción de una escueta mención de Fryberger (1927) quien aludió a metamorfitas de probable edad precámbrica o cámbrica al referirse al basamento de la sierra de Los Llanos, las rocas tratadas en este capítulo fueron por primera vez

descriptas con detalle por Furque (1968). Así, Furque (1968) propuso el nombre de Formación Olta para englobar a un conjunto de metamorfitas de bajo grado que aflora en la sierra de Malanzán, en las cercanías de Olta, en la sierra de Los Llanos y en la sierra de Chepes (esta última fuera del área que corresponde a la presente Hoja). Pieters y Skirrow (1997) propusieron la denominación de Complejo Metamórfico Olta el que incluye, según los autores mencionados, filitas, diferentes tipos de esquistos, y migmatitas, aunque aclarando que estas últimas forman pequeños cuerpos no mapeables a escala 1:100.000.

En esta Hoja, el nombre de Complejo Metamórfico Olta no es utilizado y se ha preferido continuar con el de Formación Olta, aunque identificando en el mapa las facies altamente inyectadas, transicionales a las migmatitas del Complejo Pacatala.

Precisiones acerca de la distribución regional, características litológicas y estructurales han sido brindadas por Caminos (1972, 1976), Zuzek (1978), Ramos (1982) y Dahlquist y Baldo (1996), entre otros.

#### *Litología y distribución*

La Formación Olta está compuesta por pizarras, filitas, algunas areniscas cuarzosas metamorfizadas, esquistos micáceos y en menor proporción protomilonitas. Predominan los colores verde, gris verdoso y gris oscuro, aunque cuando el efecto de la deformación es importante pueden presentar también color gris claro. Se hallan afectadas por metamorfismo regional de bajo grado, llegando a facies de biotita. En algunas de estas rocas, las de menor grado metamórfico, aún se conservan las características detríticas de los tectosilicatos y más comúnmente están preservadas estructuras sedimentarias como planos de estratificación y laminación depositacional. Los componentes minerales son cuarzo, albita, sericita, clorita, minerales opacos (magnetita), feldespato alcalino y biotita.

Estas rocas conforman cuerpos alargados y estrechos de orientación NO-SE. Teniendo en cuenta el grado de inyección y deformación que desarrollan las metamorfitas que componen la Formación Olta, en el mapa se han diferenciado dos conjuntos dentro de la misma. Por un lado, pizarras, filitas y esquistos micáceos que no presentan importante inyección y que en ocasiones están hornofelizados por los granitoides del Complejo Mágamico Chepes con los

que muestran contactos relativamente netos. Un segundo grupo corresponde a facies fuertemente penetradas por cuerpos magmáticos, en ocasiones muy deformadas por efecto de la intrusión y que exhiben contactos transicionales con las migmatitas y granitoides migmatíticos del Complejo Pacatata.

Dentro del primer grupo se encuentran los afloramientos de mayor extensión areal, entre los que se destacan los de la ladera oriental de la sierra de Luján, los que se ubican en el este de la sierra de Malanzán, los de la faja de afloramientos discontinuos que se extiende a lo largo de la sierra del Porongo y algunas de las exposiciones de la sierra de Los Llanos. En este tipo de rocas han quedado preservados los planos de estratificación e incluso, en algunos casos, laminación depositacional asociada al menos a dos planos de esquistosidad.

Los afloramientos de la sierra de Luján, sobre el valle de Olta, están mayormente integrados por filitas y esquistos de grano fino, de color gris verdoso, en ocasiones deformados y con frecuente textura moteada. Como rasgo particular es importante señalar que esta localidad es uno de los pocos lugares donde se puede apreciar cómo la Formación Olta es cubierta en discordancia angular por las sedimentitas carboníferas de la Formación Malanzán.

En la sierra de Malanzán también predominan las pizarras y filitas junto a esquistos cuarzo micáceos. Según Pezzutti (1966), las pizarras y filitas poseen en general textura lepidoblástica y están formadas por clorita, cuarzo, moscovita, biotita, óxidos de hierro y titanita; ocasionalmente aparecen porfiroblastos de biotita. Los esquistos cuarzo micáceos tienen textura granoblástica y están constituidos principalmente por biotita, moscovita y cuarzo y es muy variable la proporción de feldespatos.

En la parte alta de la sierra de Los Llanos, poco al norte de la latitud de Santa Lucía, aparece un reducido conjunto de filitas, pizarras y esquistos micáceos escasamente deformados. Estas exposiciones se prolongan en forma discontinua hacia el sur, hasta conformar un afloramiento de mayor tamaño a la latitud de La Huerta, al este del puesto Santa Cruz. Allí también prevalecen filitas y pizarras, aunque muestran un mayor grado de deformación e inyección.

Los afloramientos más septentrionales se localizan sobre el faldeo occidental de la sierra de Los Llanos, en los alrededores de Chila y al norte de El Alcázar y El Alto. Allí predominan las pizarras y filitas, en ocasiones sumamente deformadas, junto a algunas milonitas. El conjunto se halla intruido y parcial-

mente alterado por numerosos diques de composición granítica (tanto aplítica como pegmatítica).

Finalmente, son también de destacar los afloramientos de la sierra del Porongo. Allí la Formación Olta conforma tres fajas principales. La más occidental se extiende desde el valle de Malanzán hasta la latitud de la quebrada del río Las Cañas y está compuesta por filitas y esquistos cuarzosos, sólo localmente deformados. Inmediatamente hacia el este aparece una segunda faja, sumamente intruida por venas de cuarzo y pegmatitas, y fuertemente deformada. Finalmente, una tercera faja, ubicada al este de la localidad de Tuani, está integrada por filitas y esquistos cuarzosos con menor grado de deformación y contactos transicionales con las migmatitas del Complejo Pacatata.

La Formación Olta muestra diferentes efectos térmicos en los contactos con las rocas graníticas y migmatíticas de los complejos Chepes y Pacatata respectivamente. Así, en las zonas aledañas a los contactos con los granitoides pertenecientes al Complejo Magmático Chepes, es posible reconocer efectos térmicos con la formación de hornfels de escasa distribución areal. Un buen ejemplo de lo dicho, se encuentra en las exposiciones de la parte norte de la sierra de Luján, sobre el valle de Olta. Son rocas esquistosas de bajo grado metamórfico, al que se sobrepone el efecto térmico producido por la intrusión de granitoides del Complejo Magmático Chepes. Estas rocas, finamente laminadas, están compuestas por porfiroblastos poiquilíticos de biotita de hasta 2 mm los que están distribuidos aleatoriamente en una matriz granoblástica fina (0,1 mm promedio). Las folias micáceas están integradas por cristales de disposición paralela a subparalela de sericita y las bandas granoblásticas por cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa ácida (generalmente sin maclas) entre los minerales más abundantes. Se asocian granos subhedrales de minerales opacos de mayor desarrollo (hasta 0,5 mm) y cristales euhedrales de turmalina de hasta 0,1 milímetros.

En la cantera Raggio (parte norte de la sierra de Los Llanos), una intrusión granítica, relacionada a un cuerpo lentiforme de norita, intersecta esquistos de grano fino de la Formación Olta, en los que produce localmente deformación y efectos térmicos. Las metamorfitas están constituidas por andalucita con tendencia a formar porfiroblastos, algunos cribados y cristales de pequeño tamaño de cordierita, cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa, biotita y sillimanita como fibrolita.

En el sector sur de la sierra del Porongo, al este de Puluchan, en las inmediaciones de un intrusivo

ácido asociado a un cuerpo norítico se observaron afloramientos de la Formación Olta en facies de hornfels de mayor grado. Corresponden a rocas de grano fino, integradas por abundantes tectosilicatos, con grosera esquistosidad que conservan una laminación relíctica de origen sedimentario. En las bandas gruesas se reconocieron cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa, mientras que en las bandas delgadas, de 2 a 3 mm de espesor, se identificaron, además, cristales euhedrales de granate, minerales opacos y prismas de sillimanita. En cantidad accesoría, menos del 1% del total hay pequeñas láminas de biotita junto a diminutos cristales euhedrales de apatita.

En lo que respecta al grado de metamorfismo de contacto alcanzado por las metapelitas de la Formación Olta, Dahlquist y Baldo (1996) efectuaron un detallado perfil desde la quebrada del río de Las Cañas hasta la localidad de Tuani (sector sur de la Hoja). Reconocieron cuatro zonas metamórficas principales: 1) Zona de biotita, 2) Zona de cordierita, 3) Zona de andalucita + feldespato potásico y 4) Zona de anatexis.

#### *Edad, relaciones estratigráficas y correlaciones*

No se tienen mayores precisiones acerca de la antigüedad de la Formación Olta. De acuerdo con sus relaciones estratigráficas es cubierta en discordancia angular por las sedimentitas de la Formación Malanzán (Carbonífero superior) e intruida por las granodioritas del Complejo Magmático Chepes y rocas del Complejo Pacatala. Estas relaciones aseguran una edad no más moderna que el Ordovícico temprano para la secuencia.

Pieters y Skirrow (1997) reportaron una edad U/Pb de 540 Ma para granos de circón. Los mencionados autores asignaron, por lo tanto, una edad cámbrica para la unidad, criterio que aquí se sigue hasta contar con mayores evidencias sobre la antigüedad de la formación.

#### COMPLEJO PACATALA (6)

*Migmatitas, migmatitas gnéissicas, gneises y granitoides*

#### *Antecedentes*

Se emplea esta denominación para incluir un conjunto de rocas migmatíticas y granitoides que afloran, irregularmente distribuidas, a lo largo de las sierras de

Los Llanos, Malanzán, Luján y del Porongo. En anteriores contribuciones (Pieters y Skirrow, 1997) estas rocas fueron incluidas, en parte, dentro del Complejo Metamórfico Olta (véase unidad migmatita o Omg de los citados autores) y parcialmente, dentro del Complejo Magmático Chepes (véase unidad migmatita Ogm). Sin embargo, teniendo en cuenta su mineralogía, estructura y relaciones estratigráficas, los autores de esta Hoja reconocen a esta unidad como independiente y de emplazamiento previo al Complejo Magmático Chepes.

Por otro lado, parte de las rocas aquí tratadas, corresponderían a las «facies migmatíticas» de la Formación Chepes en el sentido de Caminos (1968, 1972) y Zuzek (1978).

#### *Litología y distribución*

Se trata de gneises migmatíticos, migmatitas y granitoides a los que se asocian en cantidad subordinada rocas de difícil clasificación por su composición mixta y amplia variación textural. Las rocas están distribuidas principalmente en el tramo norte de la sierra de Chepes, al oeste de la sierra de Malanzán (figura 2) y al sur de la sierra de Los Llanos. Constituyen afloramientos de formas irregulares, mal definidos, algunos muy pequeños y su aspecto es notablemente variable de un lugar a otro, hecho que indica que son producto de un proceso complejo, el que con probabilidad ocurrió en varias etapas o pulsos.

En diferentes puntos de la sierra, como por ejemplo inmediatamente al norte del poblado de Pacatala o en el tramo sur de la sierra del Porongo se observan pasajes transicionales entre rocas migmatíticas, típicas del Complejo Pacatala, a esquistos inyectados y deformados que se interpretan como remanentes de la Formación Olta (unidad 5 en el mapa geológico). Estas características dificultan el mapeo de los contactos a escala regional, si bien son reconocibles a escala de mosaico 1:50.000.

Las rocas que integran el Complejo Pacatala son de variada textura y composición. En un extremo, predominan las texturas bandeadas o gnéissicas. Son migmatitas o metamorfitas de grado medio a alto con un bandeamiento muy bien definido que paulatinamente se torna difuso y desaparece. En esos casos, la textura es reconocible en la disposición alineada de ciertos minerales. En el otro extremo textural, las rocas son granosas, homogéneas, de aspecto magmático.





**Figura 2.** Aspecto de los afloramientos de granitos y granodioritas horblendíferos de la vertiente occidental de la sierra de Malanzán.

No siempre se encuentran asociadas todas las variedades texturales. Si bien el rango de diferenciaciones es amplio, la composición mineral reúne un conjunto acotado de minerales, entre éstos biotita, feldespato potásico (microclino), plagioclasa, cuarzo, minerales opacos (generalmente magnetita), cordierita, andalucita y moscovita como minerales principales; ocasionalmente se ve granate en cristales de pequeño tamaño (figura 3). Los minerales accesorios comunes son apatita, circón y turmalina. En general estas rocas tienen tamaño de grano medio a fino; de vez en cuando se advierte el crecimiento de uno de los minerales en particular, generalmente feldespato alcalino y/o cordierita, lo que confiere a la textura un carácter porfiroide o porfiroblástico. Sin embargo, este rasgo textural no es muy marcado y es reconocible principalmente al microscopio.

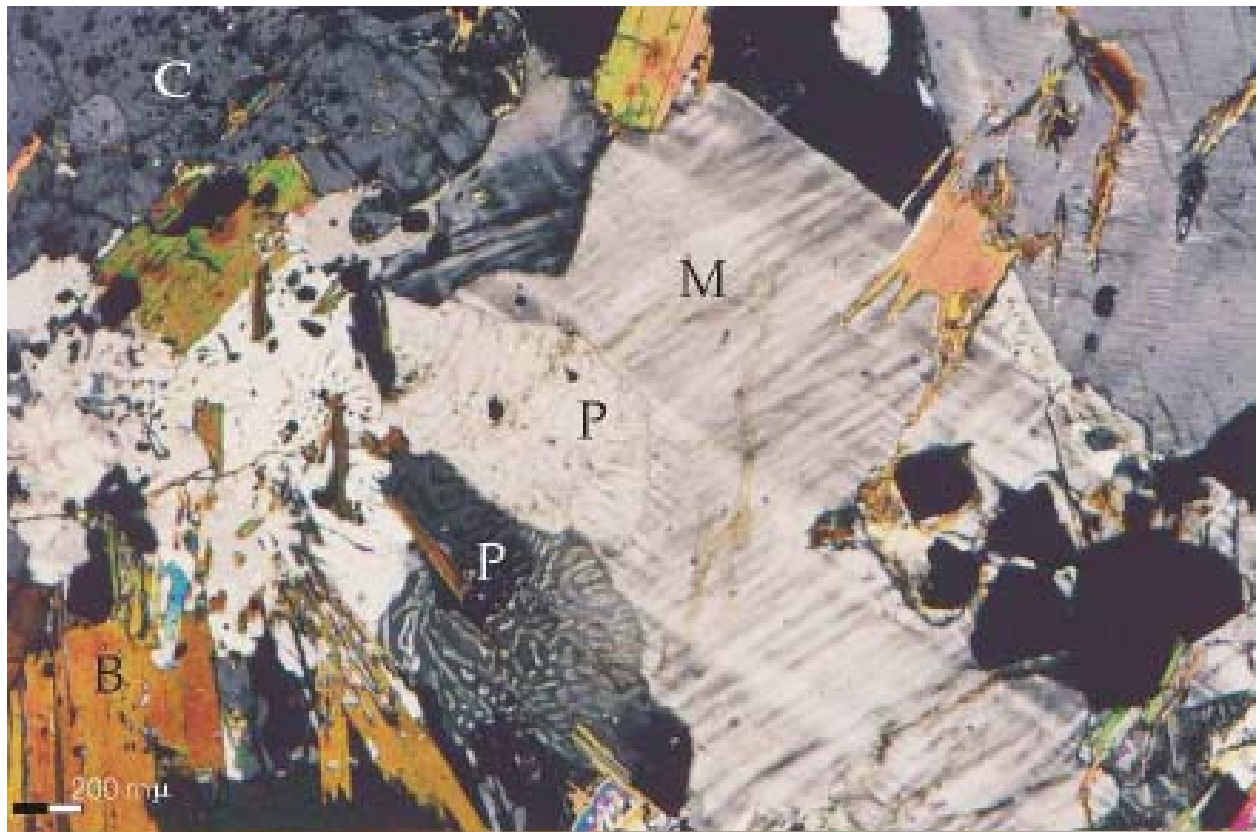
Localmente las rocas que integran el complejo están parcialmente alteradas, como lo que ocurre en las inmediaciones del dique Anzulón (figura 4). En estos casos, el reemplazo característico está definido por la asociación clorita - moscovita (agregados de sericita). La moscovita reemplaza, casi completamente, a microclino y a andalucita, aunque también persisten ocasionales remanentes de mineral fresco. La biotita es sustituida por clorita.

Regionalmente, las mejores exposiciones de la unidad se localizan al este del caserío de Pacatala, donde pueden ser reconocidos dos tipos de rocas

principales: 1) Migmatitas (leuco y melanocráticas), y 2) Granitoides. Las primeras presentan un fuerte bandeamiento, donde las bandas oscuras se hallan mayormente integradas por biotita (en ocasiones desferrizada y cloritizada), mientras que las claras por cuarzo, plagioclasa y cantidades subordinadas de minerales micáceos. Estas migmatitas pasan en contacto transicional a granitoides de composición predominantemente granodiorítica.

Más al sur, en el paraje El Molle vuelven a aflorar rocas del Complejo Pacatala. Se trata principalmente de gneises y migmatitas gnéissicas fuertemente bandeadas. Las bandas claras son gruesas (hasta 4 cm), de textura granosa y están principalmente formadas por cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino (microclino) y cordierita. El cuarzo muestra hábito anhedral, extinción ondulosa y desarrollo de contactos poligonales, en algunos casos aparece como simplectitas con láminas de moscovita. En lo que respecta a la plagioclasa, es también anhedral, con algunas mirmequitas y a veces con alteración sericítica. El microclino, se presenta en general en menor proporción, exhibe frecuentes pertitas filiformes y en casos posee alteración arcillosa. Finalmente, la cordierita, se halla en cristales de tamaños y formas variables, ya que configura desde individuos diminutos hasta porfiroblastos, estos últimos en ocasiones tienen un gran número de inclusiones de minerales opacos.

Por su parte las bandas oscuras son más delgadas (hasta 2 cm), de textura lepidoblástica y están



**Figura 3.** Sección delgada correspondiente a un granitoide del Complejo Pacatata. En la roca se reconocen cristales subhedrales de microclino (M), individuos anhedrales de plagioclasa (P) con mirmequitas, láminas de biotita (B) y un cristal de cordierita (C) con inclusiones de minerales opacos (ángulo superior izquierdo).



**Figura 4.** Detalle de la meteorización diferencial que afecta a las migmatitas del Complejo Pacatata (alrededores del dique Anzulón).

mayormente compuestas por biotita (con frecuentes inclusiones de circón) y moscovita y como minerales accesorios, apatita y opacos. Localmente, algunas migmatitas desarrollan texturas porfiroides, donde los cristales son principalmente de cuarzo y con menor frecuencia feldespatos o cordierita.

Estrechamente asociadas a las migmatitas descritas aparecen granitoides, principalmente de composición granodiorítica y tonalítica. Resultan rocas de textura granosa, generalmente panidiomórficas o hipidiomórficas, formadas por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita y moscovita, a los que se asocian, aunque en menor proporción, individuos de cordierita, apatita, minerales opacos y localmente andalucita.

#### *Edad, relaciones estratigráficas y correlaciones*

Como resultado del levantamiento de la presente Hoja Geológica se efectuó una datación U/Pb sobre circones de una muestra de granitoide localizada en las coordenadas 30°40'07'' LS y 66°24'56'' LO, próxima a la localidad de Pacatala. La edad obtenida de  $526 \pm 6$  Ma llevó a los autores de esta Hoja a sugerir una edad cámbrica para el evento magmático, hecho que es consistente con las relaciones estratigráficas observadas. De esta forma, las rocas del Complejo Pacatala intruyen a las leptometamorfitas de la Formación Olta y aparecen intruidas por el Complejo Magmático Chepes, el que en ocasiones muestra, además, xenolitos del Complejo Pacatala.

#### 2.2.2. ORDOVÍCICO

##### **Ciclo magmático ordovícico**

Se incluye en este ciclo magmático a un importante conjunto de granitoides y rocas básicas asociadas que conforman el núcleo de la sierra de Los Llanos, la vertiente oriental de la sierra de Valle Fértil y la parte más austral de la sierra de Paganzo.

##### **COMPLEJO MAGMÁTICO CHEPES**

(7, 8, 9, 10)

*Granodioritas y granitos hornblendíferos, granitos, leucogranitos y pegmatitas y dioritas y tonalitas*

##### *Antecedentes*

Se emplea aquí esta denominación según lo propuesto por Pieters y Skirrow (1997) para englobar a un conjunto de granitoides, de composición granítica

hasta tonalítica, con predominancia de granodioritas, que configuran el núcleo de las sierras de Los Llanos y Chepes.

El primer modelo petrológico-regional para estas rocas se debe a Caminos (1968, 1972); en rasgos generales, el esquema presentado por este autor fue seguido en los trabajos posteriores de Zuzek (1978) y Ramos (1982).

Caminos (1968, 1972) incluyó, en su Formación Chepes, al basamento de la sierra de Los Llanos, distinguiendo tres facies llamadas: 1) Normal, 2) Migmatítica y 3) Porfídica. Años más tarde Zuzek (1978) describió en la sierra de Los Llanos una cuarta facies caracterizada por la abundancia de inclusiones oscuras.

Caminos (1972) definió la unidad Granito las Asperezas para agrupar a un conjunto de cuerpos de composición granítica y baja proporción de minerales máficos emplazados en la Formación Chepes. Por otro lado Zuzek (1978) destacó dentro de las rocas de basamento la existencia de cuerpos básicos (noritas) incluidos por el autor en la Formación Tama.

Pieters y Skirrow (1997) revisaron la división estratigráfica planteada para el basamento de la parte sur de las sierras de Los Llanos y de Chepes. Los citados autores redefinieron a la Formación Chepes [de Caminos (1969, 1972)] como un complejo dividido en 8 unidades principales (no todas ellas mapeables a escala 1:100.000): 1) Migmatitas (Ogm), 2) Norita El Quemado (On), 3) Granodioritas (Ogd), 4) Granitos biotíticos (Ogr), 5) Granitoides (Og), 6) Granitoides porfiríticos (Ogp), 7) Granito Tuani (Out) y 8) Granito Las Asperezas (Oa). La nueva división, sobre la base de dataciones radimétricas, incluye al Granito Las Asperezas dentro del complejo, suponiéndolo por lo tanto relacionado al mismo ciclo magmático. Esta posibilidad ya fue postulada por Caminos (1972) quien consideró al Granito Asperezas como post cinemático, aunque probablemente correspondiente al mismo ciclo magmático al que pertenece el Complejo Magmático Chepes.

##### *Litología y distribución*

En esta Hoja se sigue la propuesta de Pieters y Skirrow (1997). Se reconocieron las siguientes unidades mapeables a escala 1:250.000: granodioritas y granitos hornblendíferos (7), granitos con bajos porcentajes de máficos (principalmente hornblenda y biotita (8), leucogranitos y pegmatitas (9) y dioritas y tonalitas (10).



En un mapeo regional es posible identificar los diferentes intrusivos mayores que conforman este complejo; sin embargo hay que considerar que suelen observarse marcadas variaciones de facies dentro de un mismo cuerpo, las que dificultan la delimitación de los mismos. En general, contienen enclaves de esquistos de la Formación Olta y rocas foliadas del Complejo Pacatala de formas y tamaños muy variables, en ocasiones asimilables a *roof pendant*.

### **Granodioritas y granitos hornblendíferos (7)**

Son las rocas cuantitativamente más importantes. Están formadas principalmente por feldespato alcalino (microclino) el que suele ser peritítico; plagioclasa de composición oligoclasa-andesina y cuarzo, junto a hornblenda y biotita como mafitos. Los minerales accesorios son apatita, titanita, circón, magnetita y menos abundantes allanita y turmalina. Los feldespatos varían sus proporciones de tal manera que las transiciones granito - granodiorita e incluso tonalita son siempre frecuentes.

La disposición paralela a subparalela de algunos minerales, los que suelen concentrarse en determinadas zonas o bandas, confieren a la roca una textura de estratificación ígnea (*layering*), la que se interpreta como evidencias de flujo magmático. Por otro lado, la presencia de bandas de milonitas en la periferia o sectores marginales de los cuerpos, se consideran simultáneas y relacionadas con el proceso de intrusión magmática, y por lo tanto se diferencian de las observadas en lugares como el dique El Cisco en el que se reconoce una zona de debilidad reactivada a través del tiempo (véase unidad Milonitas El Cisco).

Los afloramientos del Complejo Magmático Chepes ubicados en los alrededores de Olpas están compuestos mayormente por granodioritas, integradas por cuarzo (33%), plagioclasa (32%), microclino (25%), hornblenda (5%) y biotita 3%, con un 2% de minerales accesorios tales como circón, titanita y apatita. El epidoto se halla con alguna frecuencia como producto de alteración de la plagioclasa. Estas rocas tienen a menudo enclaves oscuros, los que pueden componer, en casos extremos, el 30% de la roca. En otros afloramientos se nota una disminución en la proporción de plagioclasa y aumento en el porcentaje de microclino pasando transicionalmente a granitos.

### **Granitos (8)**

Durante el mapeo geológico han sido distinguidos una serie de cuerpos de granito caracterizados

por tener baja proporción de minerales máficos, color rosado pálido y no mostrar estructuras foliadas. Los mejores afloramientos de estas rocas se encuentran al este de la localidad de Nácate y al NNO de Chañaryaco, configurando una serranía de bajo relieve, sumamente disectada. Un segundo conjunto aparece al norte de Olpas, sobre la ladera oriental de la sierra de Luján. Sin embargo, en este último caso es mayor la proporción de cuerpos granodioríticos.

Los granitos, en ocasiones asociados a cuerpos pegmatíticos, muestran texturas hipidiomórficas, frecuentemente inequigranulares. El mineral más abundante es el cuarzo (40-55%), tiene extinción fragmentosa y en algunos casos conforma mosaicos de subgranos a veces poligonales. El microclino (20-30%) presenta cristales anhedrales con su maclado característico; son frecuentes las perfitas filiformes. La plagioclasa (20-25%) es de composición oligoclasa y suele estar fuertemente alterada a epidoto y sericita. La biotita es el principal mineral máfico, aunque en algunos casos se halla hornblenda (no forman más del 5% de la roca).

### **Leucogranitos y pegmatitas (9)**

Asociado a los granitoides hasta aquí descritos aparece un conjunto de leucogranitos y cuerpos pegmatíticos que configuran desde pequeños diques hasta cuerpos mayores de orientación NNO-SSE.

Probablemente los afloramientos más desarrollados corresponden a los ubicados en la parte alta de la sierra de Los Llanos, al norte del puesto Santa Cruz. Otros asomos, aunque de extensión mucho más reducida, se localizan en la ladera occidental de la sierra del Porongo y a lo largo del valle de Olta sobre la parte norte de la sierra de Luján.

Estos leucogranitos y pegmatitas son claramente discordantes y posteriores (aunque pertenecientes al mismo ciclo de acuerdo con las dataciones radimétricas) a los granitoides antes considerados, siendo muy probablemente correlacionables con el Granito Las Asperas en el sentido de Caminos (1968).

Petrográficamente son rocas de textura alotromórfica, generalmente equigranular, compuestas por cuarzo, plagioclasa, microclino y muy escasa biotita (en ocasiones totalmente reemplazada por minerales opacos) y, como minerales accesorios apatita y circón.

### **Dioritas y tonalitas (10)**

Es frecuente que los granitos del Complejo Magmático Chepes estén asociados a cuerpos y filones de dioritas y tonalitas, los que fueron previa-

mente incluidos en la Formación Tama por Zuzek (1978) y en la Norita El Quemado por Pieters y Skirrow (1997). Ramos (1982) reportó la existencia de rocas básicas en las sierras de Chepes y Las Minas asignándolas como una unidad dentro de la Formación Chepes en el sentido de Caminos (1968). Este último criterio es compartido por los autores de la presente Hoja Geológica.

Las rocas en cuestión configuran cuerpos pequeños, generalmente alargados de hasta 4 km de longitud, los que por lo general se ubican en la zona de contacto entre los granitos del Complejo Magmático Chepes y la roca de caja, es decir en los sectores de borde de los cuerpos de granito. En la zona de contacto entre los granitos y las dioritas y tonalitas se observan fenómenos de *mixing* y *mingling*; mezclas parciales con formación de rocas híbridas (figura 5).

Las dioritas y tonalitas tienen una distribución areal muy acotada. Los afloramientos principales se sitúan en el sector noroccidental de la sierra de Los Llanos, en la parte alta de la sierra de Luján y como pequeños diques (no representados a escala 1:250.000) en las inmediaciones del dique de Anzulón.

Petrográficamente son rocas de textura granosa, mediana a fina, hipidiomórfica e inequigranular,

compuestas por cuarzo, plagioclasa, anfíbol, biotita, minerales opacos, apatita, circón y epidoto.

El cuarzo, anhedral y con extinción fragmentosa, se presenta en proporciones muy variables, desde ser el mineral más importante en las variedades tonalíticas hasta encontrarse en menos de un 5% en las variedades dioríticas. La plagioclasa se halla individuos tabulares, maclados y con una zonalidad normal bien marcada, en casos está alterada a sericita y epidoto y en otros está parcialmente albitizada, mostrando exsoluciones de albita a través de los planos de maclas. El anfíbol es casi invariablemente hornblenda, la que aparece en cristales subhedrales y euhedrales que en ocasiones se agrupa en cumulos. La biotita, en cristales subhedrales y muy pleocroicos está parcialmente desferrizada y alterada a minerales opacos.

En ocasiones, las tonalitas y dioritas tienen importantes cantidades de epidoto, principalmente originado por alteración de la plagioclasa.

#### *Edad, relaciones estratigráficas y correlaciones*

La edad de los granitoides que integran el complejo puede ser establecida a partir de las dataciones



**Figura 5.** Fenómenos de mezcla en el contacto entre noritas y granodioritas hornblendíferas del Complejo Magmático Chepes. Cantera Difunta Correa, extremo noroeste de la sierra de Los Llanos.

U/Pb presentadas por Pieters y Skirrow (1997). Los valores obtenidos indican la existencia de varias fases de intrusión que se produjeron en un lapso relativamente breve (14-20 Ma) y que la edad del Complejo Magmático Chepes es ordovícica, con valores radimétricos comprendidos entre los 477 y 490 Ma.

### COMPLEJO SAN AGUSTÍN (11, 12)

*Granitos, tonalitas, noritas y cuerpos básicos*

#### *Antecedentes*

Se utiliza la denominación de Complejo San Agustín para incluir a un conjunto de granodioritas, granitoides foliados y cuerpos básicos que conforman la casi totalidad de la ladera oriental de la sierra de Valle Fértil. El nombre de San Agustín deriva de Cisterna y Toselli (1996) quienes emplearon el nombre de Granito San Agustín para referirse al término magmático ácido del complejo.

Es importante destacar que originalmente estas rocas fueron incluidas por Bossi (1971) y Mirré (1976) dentro del Complejo Valle Fértil, sin embargo posteriores dataciones efectuadas por Toubes Spinelli (1984) demostraron una edad ordovícica para las rocas en cuestión, lo que claramente llevó a separarlas de las metamorfitas precámbricas que integran el Complejo Valle Fértil.

#### *Litología y distribución*

Las rocas que componen el Complejo San Agustín se extienden a lo largo de la vertiente oriental de la sierra de Valle Fértil, desde el puesto Romero por el norte hasta la quebrada de La Calera directamente al sur de Astica. Estas rocas fueron estudiadas por Mirré (1976) quien las describió como granodioritas gnéissicas, gneises granodioríticos y tonalitas gnéissicas. Se trata de rocas que presentan un amplio rango de variación textural, pasando de granitoides con estructuras bandeadas a granodioritas y granitos homogéneos de grano mediano a grueso.

Los granitoides foliados tienen sobre todo composición granodiorítica hasta tonalítica, exhiben en ocasiones un marcado bandeamiento y distintos órdenes de foliación localmente acompañado por microplegamiento. Las bandas leucocráticas muestran textura granoblástica y composición granodiorítica en la que participan, en muy baja proporción, los minerales máficos (principalmente biotita y hornblenda). En las bandas oscuras la textura está

controlada por la disposición paralela a subparalela de láminas de biotita y prismas de anfíbol. Estos minerales se hallan en proporción ampliamente dominante.

Por el contrario, las granodioritas y granitos homogéneos no revelan estructura bandeada y la foliación, de estar presente, es menos evidente. La textura es granosa, equidimensional, de grano mediano. El mineral principal es plagioclasa de composición oligoclasa-andesina con frecuentes antiperititas. Le siguen en abundancia feldespatos potásico (microclino), cuarzo, biotita y muy escasa hornblenda. Una característica de estas rocas es la habitual aparición de xenolitos de rocas oscuras. El pasaje entre los dos tipos hasta aquí descritos puede observarse a lo largo de las quebradas de Astica y en el río del Potrero, donde también es usual la existencia de términos intermedios.

En lo que respecta a los gneises tonalíticos, identificados por Mirré (1976), aparecen en una estrecha faja de afloramientos, orientada en sentido NNO-SSE, que ocupa la parte alta de la sierra de Valle Fértil. Las mejores exposiciones se extienden desde poco al sur del cerro Sánchez hasta algo al norte del cerro Punta Negra, configurando parte de la ladera oriental de la cumbre de Los Bayos. Resultan granitoides gnéissicos con características similares a las previamente descritas, esto es con un marcado bandeamiento y foliación de distintos órdenes. La principal diferencia se establece en las bandas leucocráticas, de composición tonalítica, y en ocasiones con proporciones extremadamente bajas de feldespatos potásico. Están integrados en su mayor parte por cuarzo, plagioclasa (andesina media a labradorita), biotita y hornblenda y con apatita y circonio como minerales accesorios. La textura es granosa y la proporción de feldespatos potásico es muy variable, en algunas muestras está casi ausente. Sin embargo, debe aclararse que por progresivo aumento en la proporción de este último mineral se produce un pasaje transicional a las rocas granodioríticas.

Los cuerpos de rocas básicas están estrechamente asociados a los granitoides, a manera de pequeños intrusivos, a veces parcialmente modificados en su mineralogía original por efectos secundarios. El primero en dar precisiones sobre la mineralogía y petrografía de las rocas básicas de la sierra de Valle Fértil fue Villar Fabre (1961) quien describió noritas con textura en anillos. Posteriormente Mirré (1976) denominó a estas rocas como Noritas y Ultrabásicas Metamorfizadas.



En la región estudiada se hallan muy reducidos afloramientos de rocas básicas asociadas a los granitos, corresponden a noritas que en el mapa geológico no han sido representadas debido al pequeño tamaño de los cuerpos.

Una excepción a lo dicho concierne a un pequeño asomo de roca básica ubicado en los alrededores del cerro Sánchez, el que ha sido dibujado en el mapa aunque exagerando algo su tamaño. Allí las noritas se presentan en contacto transicional con los granitoides. Son rocas de color oscuro, compactas y macizas, las que en ocasiones muestran cierto bandeamiento. La textura es granosa y los minerales principales son: plagioclasa (de composición labradorítica), ortopiroxeno, clinopiroxeno, olivina, anfíbol, espinelo y biotita (Mirré, 1976). Como ya lo describiera Villar Fabre (1961), en algunas de estas rocas es posible observar interesantes estructuras que combinan cristalización magmática y fenómenos tardiomagmáticos. Estas estructuras consisten en un cristal de olivina rodeado por una corona de ortopiroxeno (con clinopiroxeno asociado), la que a su vez es cubierta por una corona de hornblenda con simplectitas de espinelo.

#### *Edad, relaciones estratigráficas y correlaciones*

Inicialmente, las rocas aquí incluidas en el Granito San Agustín no fueron discriminadas del Complejo Valle Fértil y por lo tanto fueron referidas al Precámbrico o Cámbrico. Sin embargo, Toubes Spinelli (1984) efectuó dataciones radimétricas de granodioritas y pegmatitas aflorantes en la sierra de Valle Fértil demostrando la existencia de un magmatismo ordovícico en la región. En particular la muestra 568 del mencionado autor (véase Toubes Spinelli, 1984: 406) está claramente incluida dentro del Granito San Agustín y ha proporcionado una edad de  $484 \pm 15$  Ma (Ordovícico temprano).

Aunque fuera del área estudiada, Toubes Spinelli (1984) obtuvo otras cinco edades comprendidas entre el Ordovícico y Silúrico para pegmatitas de la región.

#### **Granito Vilgo (13)**

*Granitos, granodioritas y tonalitas*

#### *Antecedentes*

Se emplea aquí la denominación informal de Granito Vilgo para incluir al conjunto de granitoides

que conforman el núcleo de la sierra homónima. Anteriormente estas rocas fueron nominadas como Formación Sañogasta por Fidalgo (1968), aunque más tarde Azcuy y Morelli (1979) prefirieron incorporarlas en la Formación Cerro Blanco (asignándolas al Cámbrico o Precámbrico), por correlación con los cuerpos intrusivos aflorantes en el cerro homónimo, directamente al este de la localidad de La Torre (véase Bossi, 1971).

En oportunidad de tratar las características petrográficas de los granitoides del cerro Blanco (= Formación Cerro Blanco de Bossi, 1971), Cisterna y Toselli (1997) no incluyeron a los afloramientos de la sierra de Vilgo, aunque sí lo fueron en la unidad Granito Ñuñorco-Sañogasta por Toselli *et al.* (1997) y por lo tanto correlacionadas con parte de la Formación Ñuñorco en el sentido de Turner (1962, 1964).

Hasta que estudios regionales y dataciones isotópicas permitan alcanzar mayores precisiones sobre la real ubicación de las rocas correspondientes a este capítulo, los autores de la presente Hoja prefieren presentarlas como una unidad independiente de carácter informal.

#### *Distribución y litología*

Los afloramientos del Granito Vilgo están circunscriptos exclusivamente a la sierra homónima, donde configuran las zonas de mayor altura y están cubiertos por sedimentitas carboníferas correspondientes a la Formación Lagares. Se trata de plutonitas de composición variable entre granito y tonalita, las que están bien expuestas en las quebradas de Los Saltos (al norte de la Mina Las Mellizas) y de Agua Quemada (sobre el faldeo occidental de la sierra).

Investigaciones petrográficas sobre estas rocas han sido efectuadas por Azcuy y Morelli (1979) quienes describieron la existencia de granitos *alfa* y *beta* y de transiciones a granodioritas y tonalitas. Los granitos tienen textura hipidiomórfica por lo general equigranular, aunque también fueron identificados diferenciados porfíricos, compuestos principalmente por cuarzo, feldespato potásico (microclino pertítico), plagioclasa (oligoclasa), biotita y hornblenda. Las variedades transicionales a granodioritas y tonalitas revelan similar composición y un progresivo aumento en la proporción de plagioclasa.

Aunque los granitos son en general homogéneos, localmente pueden exhibir deformación cataclástica, como ocurre sobre parte del faldeo occidental de la sierra de Vilgo, la que ha originado superficies de

diaclasamiento y recristalización dinámica orientadas en dirección NNO-SSE. La roca de caja no aflora en el área estudiada. Son frecuentes, en algunos casos, enclaves de rocas oscuras (probablemente anfibolitas), especialmente relacionadas a las granodioritas y tonalitas.

#### *Edad, correlaciones y relaciones estratigráficas*

Existen importantes discrepancias en lo referente a la edad del Granito Vilgo y de su prolongación septentrional en la sierra de Sañogasta. Así por ejemplo, Azcuy y Morelli (1979) presentaron un total de cinco dataciones radimétricas realizadas en la sierra de Vilgo (cuadro 1). De la observación de ese cuadro, si se descarta la edad de  $230 \pm 10$  Ma (la que resulta más joven que el Carbonífero), tres muestras arrojaron edades comprendidas entre los  $560 \pm 20$  Ma y los  $582 \pm 15$  Ma y por lo tanto próximas al límite precámbrico-cámbrico. La cifra de  $700 \pm 50$  Ma fue interpretada por Azcuy y Morelli (1979) como debida a que la muestra está estrechamente asociada a enclaves de basamento y estaría reflejando en parte la edad de la caja.

Una datación obtenida más al norte, fuera de la sierra de Vilgo, dio un valor de 449 Ma (Mc Bride, 1972) y permitió ubicar al granito de Sañogasta en el Ordovícico. Recientes investigaciones efectuadas por Loske y Miller parecen también sugerir esta edad para el Granito Sañogasta.

En síntesis, los análisis realizados en la sierra de Vilgo sugieren para el granito una edad próxima al límite precámbrico-cámbrico. Sin embargo, esta edad no parece consistente si se correlaciona al granito en cuestión con el que conforma el núcleo de la sierra de Sañogasta, para el que se ha señalado una edad ordovícica.

Sobre la base de observaciones de campo y correlaciones con los granitoides que integran el Complejo Magmático Chepes, los autores de la presente Hoja incluyeron tentativamente al Granito Vilgo en el *Ciclo magmático ordovícico*.

### **Granito Paganzo (14)**

*Aplitas, monzogranitos, granodioritas, tonalitas y enclaves e intrusiones sin-plutónicas*

#### *Antecedentes*

Rocas de composición granítico-granodiorítica, incluidas en la unidad Granito Paganzo (véase Saal, 1988, 1993; Saal *et al.*, 1996), conforman el núcleo de la sierra de Paganzo e intruyen anfibolitas y gneises aquí atribuidos al Complejo Valle Fértil. Estas mismas rocas fueron referidas por Azcuy y Morelli (1979) dentro de su Complejo Vaca Blanca, unidad que también comprendía a los gneises y anfibolitas.

Teniendo en cuenta que en esta Hoja Geológica las metamorfitas fueron incluidas en el Complejo Valle Fértil y asignadas al Precámbrico, la denominación de Complejo para las rocas granitoides pierde validez y se prefiere entonces la denominación más descriptiva de Granito Paganzo.

#### *Litología y distribución*

Este granito configura el núcleo de la sierra homónima y está formado, desde el punto de vista litológico, por un cuerpo granítico central con variaciones granodioríticas a tonalíticas, con hornblenda y biotita o biotita y moscovita.

Las investigaciones más importantes acerca del los granitos que integran la sierra de Paganzo se deben a Saal (1988) y Saal *et al.* (1996). En el primero de los trabajos citados y sobre la base de sus características petrográficas, las rocas graníticas fueron divididas en: aplitas, monzogranitos, granodioritas, tonalitas y enclaves e intrusiones sin-plutónicas.

Según las descripciones presentadas por Saal (1988), las aplitas son rocas leucocráticas (en su mayor parte resultan sienogranitos), de textura granosa fina alotriomórfica equigranular. Están compuestas por cuarzo, microclino (frecuentemente perfitico) y en menor porcentaje plagioclasa y como minerales accesorios biotita (cloritizada), opacos, allanita y apatita.

**Cuadro 1.** Dataciones radimétricas obtenidas para los granitos de la sierra de Vilgo (Azcuy y Morelli, 1970).

Número de muestra (INGEIS)	Localidad	Edad
2149	Agua Quemada	$700 \pm 50$ Ma
2150	Mina Anita	$230 \pm 10$ Ma
2151	Mina Anita	$582 \pm 15$ Ma
2146	Agua de La Desabrida	$574 \pm 20$ Ma
2147	Agua de La Desabrida	$560 \pm 20$ Ma

En lo que respecta a los monzogranitos, se distribuyen en la parte alta de la sierra de Paganzo, desde la latitud de la quebrada del Totoral hasta el límite norte de la Hoja. Saal (1988) dividió a estas rocas en dos facies principales: Monzogranitos biotíticos y Monzogranitos moscovítico-biotíticos: Estas rocas muestran pasajes transicionales.

Las granodioritas se presentan en menor proporción que las variedades anteriormente consideradas. Están formadas por cuarzo, plagioclasa, microclino, hornblenda y biotita. Como producto de alteración es frecuente encontrar clorita y epidoto. Los minerales accesorios más comunes son titanita, apatita y circón (Saal, 1988). Estrechamente asociados a estas rocas se hallan cuerpos de tonalitas, por lo general de reducidas dimensiones, que exhiben pasajes transicionales con las granodioritas y monzogranitos.

Un rasgo conspicuo del Granito Paganzo es la existencia de enclaves e intrusiones sin-plutónicas de composición gabro-diorítica. Se trata principalmente de diques y cuerpos irregulares de pequeñas dimensiones, los que por aumento en la proporción de cuarzo pasan a las tonalitas arriba consideradas. Texturalmente las dioritas y gabros muestran importantes variaciones, desde granosa equigranular, pasando por porfírica y en ocasiones glomeroporfírica. Sus componentes son plagioclasa (por lo general andesina), cuarzo (en proporciones muy variables), biotita y hornblenda (este mineral suele presentar pasaje a epidoto en la periferia de los cristales). Como minerales accesorios se observan apatita, titanita, opacos y en algunos casos circón. El contacto de estas rocas básicas con los granitoides que conforman el resto de la unidad es transicional, a veces formando estructuras típicas de *mingling* (Saal *et al.*, 1996).

#### *Edad, relaciones estratigráficas y correlaciones*

Dataciones Rb/Sr efectuadas por Saal (1993) permitieron obtener una isocrona de  $450,7 \pm 28$  Ma para el granito central y para el conjunto granítico-granodiorítico; de  $456,9 \pm 17,77$  Ma y  $453,44 \pm 13$  Ma para el granito central junto a tonalitas, granodioritas y diques máficos y, finalmente, de  $404,37 \pm 22,98$  para los cuerpos graníticos menores. Estos datos llevan a ubicar al Granito Paganzo en el Ordovícico tardío, aunque los cuerpos graníticos menores descritos por Saal (1993) corresponderían al Silúrico tardío-Devónico temprano.

Saal (1993) y Saal *et al.* (1996) establecieron las relaciones que guardan entre sí los distintos tipos

litológicos que integran el Granito Paganzo. Según las observaciones de estos autores, el cuerpo granítico central de la sierra (que reúne a buena parte de los monzogranitos) es intrusivo en el conjunto granítico-granodiorítico. Por otro lado los diques e intrusiones máficas se habrían producido cuando la roca hospedante (conjunto granítico-granodiorítico) no estaba totalmente cristalizada.

### 2.2.3. ORDOVÍCICO SUPERIOR - SILÚRICO

#### **Milonitas El Cisco (15)**

*Milonitas, protomilonitas, ultramilonitas, esquistos micáceos*

#### *Antecedentes*

Se propone aquí esta denominación para incluir a un conjunto de rocas intensamente deformadas que conforman dos fajas elongadas de afloramientos de rumbo NNO, que flanquean la vertiente oriental de la sierra de Los Llanos. La existencia de milonitas semejantes a las aquí consideradas fue destacada más al sur (sierras de Las Minas y Ulapes) por Caminos (1972, 1979). Por otro lado, la unidad aquí tratada incluye a las Milonitas Ulapes y al Gneis El Cisco de Pieters y Skirrow (1997).

#### *Litología y distribución*

La faja más occidental de afloramientos se extiende a lo largo de la sierra de Luján desde el valle de Olta por el norte hasta la latitud de Barrera, próximo a Olpas (figura 6). Las milonitas son rocas de color gris verdoso, de grano fino, en ocasiones de aspecto moteado y son el resultado de la deformación de filitas y esquistos de la Formación Olta. En estos casos es frecuente el desarrollo de varios planos de clivaje.

Cerca del valle de Olpas se ven milonitas y protomilonitas de color gris rojizo a violáceo, de mayor tamaño de grano que las previamente descritas y, a veces, fuertemente bandeadas. En este caso, a menudo se observa un pasaje transicional a las rocas que integran los complejos Chepes y Pacatala, por lo que se considera, con toda seguridad, que el protolito fue de origen granítico.

Más hacia el norte, una segunda faja de exposiciones de mayor importancia se inicia frente al puesto de La Huerta y bordea el margen oriental de la sierra de Los Llanos hasta el valle de Olta. A partir de



**Figura 6.** Aspecto de los afloramientos de las rocas correspondientes a la unidad Milonitas El Cisco en los alrededores del dique homónimo.

este punto, las rocas están cubiertas por depósitos modernos y vuelven a aparecer hacia el sur, en el paraje El Cisco, donde hay excelentes afloramientos en el área del dique homónimo. Allí asoman ultramilonitas y milonitas que reconocen como protolitos tanto a rocas metamórficas de bajo y mediano grado como a granitoides. En casos extremos estas rocas conforman verdaderas ultramilonitas donde la fábrica original ha sido totalmente obliterada por la deformación.

Las rocas deformadas que definen el área del dique El Cisco se caracterizan por poseer una amplia variación textural en función de su posición en la estructura regional. De esta manera, a medida que la deformación aumenta hacia el sector de cierre del dique, la textura se hace más apretada y adquiere carácter foliado, marcada anisotropía planar y disminución del tamaño de grano, perdiendo así la identidad pre-metamórfica. Son rocas de color gris claro y de textura foliada definida por la disposición paralela a subparalela de minerales claros y oscuros. Las folias claras son de formas lensoides, de 2 mm de espesor promedio, a cuyo contorno se adaptan y alternan folias oscuras más delgadas constituidas principalmente por material micáceo. La roca tiene metamorfismo de bajo grado en facies de esquistos verdes.

Al microscopio se observa que las bandas claras están compuestas principalmente por cuarzo y en menor proporción feldespatos, con cantidades accesorias de epidoto. El cuarzo se halla en asociaciones de múltiples cristales elongados, de pequeño tamaño, que configuran bandas de formas lensoides irregulares. La plagioclasa, también en cristales pequeños, se asocia comúnmente al cuarzo o forma cristales groseramente tabulares, elongados, sin bordes definidos. Son comunes las texturas de exsolución de albíta o bien cristales albitizados, en algunos de mayor tamaño se reconocieron mirmequitas. El feldespato alcalino se halla en menor proporción, se reconocen cristales con pertitas de diseño regular y reemplazos (a manera de parches) por material albítico.

Las folias oscuras están integradas por láminas de biotita, mineral responsable del carácter esquistoso de la roca, al que se asocia epidoto y grumos de titanita. Hay cristales de apatita como mineral accesorio. También se observan cristales euhedrales de moscovita de características tardío-tectónicas. Se interpreta que el protolito de esta roca fue un granitoide.

Otro tipo litológico son los esquistos micáceos moteados. Se trata de rocas esquistosas de color



verde, brillo sedoso y aspecto moteado debido a la presencia de porfiroblastos. En corte delgado se visualiza que la textura general de la roca es lepidoblástica con desarrollo de porfiroblastos de clorita. Éstos están dispuestos en una matriz esquistosa de grano fino compuesta principalmente por sericita y clorita y, en proporciones menores (5%), cristales elongados de cuarzo, albita y de minerales opacos. Los porfiroblastos de clorita configuran dos grupos definidos por su tamaño. El de mayor desarrollo alcanza 15 mm en promedio y el otro tiene aproximadamente 1 mm según su eje mayor. En ambos grupos se observa que algunos cristales crecieron cortando total o parcialmente la estructura, es decir de crecimiento tardío con relación a la tectónica. Es característico distinguir que estos cristales tienen numerosas inclusiones de pequeño tamaño. Se interpreta que el protolito de esta roca fue una pelita.

Las rocas pertenecientes a la unidad Milonitas El Cisco están afectadas por metamorfismo regional de bajo grado, en algunos casos con desarrollo de porfiroblastos de clorita, cuya orientación puede ser paralela u oblicua a la fábrica milonítica.

#### *Edad, correlaciones y relaciones estratigráficas*

La edad de la milonitización puede acotarse sobre la base de las relaciones de campo. Así es evidente que la deformación se produjo con posterioridad al emplazamiento del Complejo Magmático Chepes por lo que la antigüedad máxima es ordovícica superior. Por otro lado, no se han encontrado evidencias de milonitización como la descrita en los granitos devónicos, ni mucho menos en las sedimentitas del Carbonífero superior (sección inferior del Grupo Paganzo). De acuerdo con lo expresado se ubica a la deformación en el intervalo ordovícico superior-silúrico.

#### **Milonitas Paganzo (16)**

*Milonitas y protomilonitas*

#### *Antecedentes*

La existencia de milonitas en la sierra de Paganzo ha sido destacada, entre otros, por Azcuy y Morelli (1979) y Saal (1988, 1993). Se propone aquí distinguir las como una unidad independiente, probablemente correlativa con las Milonitas El Cisco previamente descritas.

#### *Distribución y litología*

Se trata de una faja de milonitización muy estrecha que se extiende a lo largo de la ladera occidental de la sierra de Paganzo y afecta tanto a las metamorfitas del Complejo Valle Fértil como al Granito Paganzo. En general, la deformación ha llevado a la generación de distintos tipos de cataclasitas, incluyendo protomilonitas y milonitas, las que a menudo exhiben al menos dos órdenes de foliación. Según Saal (1993), los indicadores cinemáticos indican la existencia de dos foliaciones como sistemas conjugados, hecho que llevó a dicho autor a interpretar a las milonitas como del tipo "S-C" (Lister y Snoke, 1984).

#### *Edad, correlaciones y relaciones estratigráficas*

Saal *et al.* (1996) destacaron el carácter post cinemático de algunos de los cuerpos graníticos menores. Por ello propusieron para la milonitización una edad comprendida entre los  $450 \pm 10$  Ma y  $404 \pm 22$  Ma. (Ordovícico superior-Silúrico). Por otro lado, y como ocurre en la sierra de Los Llanos, las sedimentitas carboníferas del área no están deformadas, lo que asegura una edad pre-paleozoica superior para la milonitización.

#### 2.2.4. DEVÓNICO

#### **Granito Nepes (17)**

*Granitos porfiroides, leucogranitos y pegmatitas*

#### *Antecedentes*

Se emplea la denominación de Granito Nepes siguiendo la propuesta de Candiani *et al.* (1997), quienes identificaron, en el borde occidental de la Hoja Cruz del Eje, un granito porfírico, cuarzo feldespático, que incluyeron tentativamente en el Devónico.

#### *Distribución y litología*

En el ámbito de la presente Hoja se circunscribe dentro del Granito Nepes a un reducido afloramiento de rocas graníticas ubicadas al este de Nepes y al norte de la estancia San Antonio. Se trata de granitos de color rosado de los cuales se han distinguido tres variedades principales: 1) Granito porfírico, en parte pegmatítico, 2) Leucogranito y 3) Granito "normal".

El granito porfírico tiene fenocristales (de hasta 3 cm) de feldespato potásico, maclado, que pueden conformar hasta un 25% de la roca en una matriz de grano mediano: La textura es alotromórfica granular y es frecuente la aparición de turmalina. Los leucogranitos son de grano fino y color rosado intenso, suelen presentarse como cuerpos tabulares que cortan tanto al granito porfírico como al "normal". Finalmente, el granito «normal» es de grano mediano y está formado por feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa de composición oligoclasa-andesina.

Son rocas de color rosado, de tamaño de grano medio, anisométrico, caracterizadas por el mayor desarrollo de cristales de feldespato alcalino, los que pueden llegar a tener 6 cm en su extensión mayor y 2-3 cm en las otras dimensiones.

La textura es granosa alotriomorfa, constituida por microclino, plagioclasa, cuarzo y biotita como minerales principales.

El cuarzo es el mineral más abundante, se observa en cristales anhedrales de diversos tamaños y se caracteriza por poseer trenes de burbujas que lo atraviesan en varias direcciones.

El microclino se presenta en individuos tabulares generalmente subhedrales. Este mineral predomina ampliamente como megacristales y es responsable del carácter porfiroide de la roca, los escasos cristales de grano medio que se asocian en la matriz suelen ser de formas anhedrales. Posee incipiente reemplazo por sericita y material arcilloso. Es común que tengan finas pertitas filiformes.

La plagioclasa es de hábito tabular, forma cristales subhedrales a euhedrales de composición oligoclasa-andesina. Muestra incipiente formación de arcillas y sericita secundaria. Muchos cristales están fracturados y rellenos por albita o bien se observan reemplazos de material albitico en forma de parches. En la periferia de algunos individuos se desarrollan texturas mirmequíticas con cuarzo.

La biotita es de color pardo y se presenta en láminas euhedrales con muy escasa alteración a clorita de grano fino, generalmente concentrada en algún borde cristalino. Se asocian a la misma, cristales euhedrales de apatita, minerales opacos y circón.

Entre las variedades observadas de granitos algunas corresponden a granitos leucocráticos y otras por su mineralogía y textura parecen relacionarse con facies de cúpula de plutón. En este caso son rocas de textura granosa, en general de tamaño de grano medio, alotriomorfa, constituidas por cuarzo, microclino, plagioclasa, y como minerales accesorios turmalina y apatita en cantidad subordinada.

Las rocas graníticas descritas están cubiertas por depósitos cuaternarios pertenecientes a la Formación Cruz del Eje y por sedimentos modernos. Sin embargo, y tal como lo señalaran Candiani *et al.* (1997) en la vecina Hoja Cruz del Eje, si se relacionan estas rocas al dominio magnético reconocido por Hungerford y Pieters (1996), caracterizado por anomalías circulares unos 400 m por debajo de una cubierta sedimentaria no magnética, es probable que el cuerpo granítico alcance una dimensión superior a los 30 km<sup>2</sup>.

### *Edad, relaciones estratigráficas y correlaciones*

No se cuenta con mayores elementos de juicio para establecer con certeza la edad de este granito. Candiani *et al.* (1997) le han asignado una antigüedad devónica, con reservas, teniendo en cuenta el dominio magnético al que ha sido asignado en estudios aeromagnéticos.

En lo que respecta a sus relaciones de campo, están cubiertos por sedimentitas de la Formación Los Llanos (Terciario) y por unidades cuaternarias, aunque su relación de caja no es clara. Inmediatamente al este de la presente Hoja, Candiani *et al.* (1997) señalaron que intruye a sedimentitas de la Formación Olta.

## 2.3. PALEOZOICO SUPERIOR

### GRUPO PAGANZO

Fue Bodenbender (1897, 1912) quien proyectó reunir dentro de sus Estratos de Paganzo a las extendidas secuencias neopaleozoicas, mayormente continentales, que afloran en el oeste y noroeste argentino. De acuerdo con la definición original, los Estratos fueron divididos en tres Pisos referidos al Carbonífero, Pérmico y Rético por el autor de referencia.

Varios años más tarde, y con el propósito de adecuar la terminología al Código de Nomenclatura Estratigráfica, Azcuy y Morelli (1970) y Azcuy *et al.* (1979) propusieron la denominación de Grupo Paganzo para identificar a la secuencia en cuestión. Un aspecto destacable de estos trabajos fue la división del Grupo Paganzo en dos secciones: I (o inferior) y II (o superior), conceptualmente equivalentes a los Pisos I y II (respectivamente) de Bodenbender (1912). Esta distribución en secciones tenía por objeto permitir la utilización de distintos nombres

**Cuadro 2.** División estratigráfica para el Grupo Paganzo, según el área analizada.

Sierras de Paganzo, Vilgo y Los Colorados	Sierra de Los Llanos
Formación Patquía (Incluye en sinonimia a la Formación La Colina de Azcuy y Morelli, 1970)	Formación Patquía (Incluye en sinonimia a las formaciones Solca, Arroyo Totoral y La Colina de Andreis <i>et al.</i> , 1986)
Formación Lagares	Formación Loma Larga Formación Malanzán

formacionales para rocas con posición estratigráfica equivalente, en la medida en que variaciones de facies hicieran aconsejable su empleo (véase cuadro 1, en Azcuy y Morelli, 1970).

De acuerdo con lo dicho, se continúa aquí con el criterio sustentado por los autores arriba señalados, esto es mantener los nombres formacionales de uso histórico cuando variaciones de facies lo justificaran, aunque refiriendo cada una de ellas a la sección correspondiente del Grupo Paganzo. Así, y en el área que ocupa esta Hoja, son reconocidas, para la sección inferior del Grupo Paganzo, las formaciones Lagares (sierras de Paganzo y Vilgo) y Malanzán y Loma Larga (sierra de Los Llanos), mientras que para la sección superior, se emplea la denominación de Formación Patquía en toda la zona relevada (cuadro 2).

### 2.3.1. CARBONÍFERO SUPERIOR

#### *a. Sección inferior del Grupo Paganzo*

Dentro de esta sección inferior se han individualizado las formaciones Lagares, Malanzán y Loma Larga. Estas dos últimas se mapearon conjuntamente por razones de escala.

#### **Formación Lagares (18)**

*Sabulitas, areniscas, conglomerados y mantos de pelitas carbonosas*

#### *Antecedentes*

La denominación de Formación Lagares fue propuesta por Azcuy y Morelli (1970), quienes establecieron su sección tipo en el perfil del río Paganzo. Los citados autores limitaron el desarrollo regional de la unidad a la sierra de Sañogasta (incluyendo las serranías de Paganzo y Vilgo) y a la sierra de Los

Colorados (al norte de Patquía), resguardando los nombres de Formación Malanzán y Formación Loma Larga para la sierra de Los Llanos.

Datos de la extensión regional y estratigrafía de la Formación Lagares han sido ofrecidos en trabajos posteriores de Azcuy *et al.* (1990), Azcuy y Morelli (1979) y Morelli *et al.* (1984 a y b) y Limarino (1987).

#### *Litología y distribución*

La unidad esta principalmente formada por sabulitas y areniscas gruesas de color gris blanquecino, en ocasiones friables, las que muestran profusa estratificación entrecruzada y plana. Le siguen los conglomerados, desde gruesos hasta finos, los que son más abundantes en la sección basal de la formación. En proporción muy minoritaria aparecen areniscas finas (generalmente de color gris verdoso), delgados mantos de carbón y pelitas carbonosas, estas últimas con frecuencia caoliníticas (véase capítulo Recursos Minerales). El espesor total del conjunto no supera los 250 m (Limarino, 1987).

El perfil más conocido de la unidad, descrito por Azcuy y Morelli (1970), corresponde al de la localidad de Paganzo. Se inicia con un conjunto de conglomerados gruesos y muy gruesos, en ocasiones con bloques de hasta 1,5 m de diámetro, apoyados en relación de no concordancia sobre rocas metamórficas y graníticas correspondientes al Complejo Valle Fértil y al Granito Paganzo respectivamente. Se trata de ortoconglomerados polimícticos, clasto-sostenidos, dominados por fragmentos subangulosos hasta subredondeados de rocas graníticas con escasas anfíbolitas y cuarzo de vena. Entre estas rocas se intercalan varios niveles de sabulitas y areniscas guijarrosas con frecuente estratificación entrecruzada. Hacia arriba, la secuencia continúa con un delgado intervalo donde alternan areniscas finas y muy finas de color gris verdo-

so a gris oscuro (en ocasiones carbonosas) con bancos delgados de pelitas. En estas rocas es común la existencia de lineaciones subestratales, en la base de los bancos arenosos (turboglifos, calcos de surco, etc.), junto a calcos de deformación por carga.

El perfil continúa con una potente secuencia donde alternan los conglomerados y areniscas estratificadas en bancos lenticulares de escala grande y bases erosivas. Las pefitas son por lo general de grano mediano y grueso, los clastos, generalmente bien redondeados, son de naturaleza polimíctica y están mayoritariamente formados por granitoides, pizarras, gneises, cuarzo de vena y feldespato potásico. En lo que respecta a las areniscas y sabulitas son de color gris claro y por lo común exhiben estratificación entrecruzada. Desde el punto de vista petrográfico se trata principalmente de areniscas feldespáticas, aunque no son raras las areniscas feldespático-líticas. Los clastos dominantes son de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, fragmentos líticos de pizarras y esquistos, junto a minerales micáceos, estos últimos a menudo muy alterados a caolinitas.

El perfil descripto culmina con un intervalo de unos 70 m de potencia, de naturaleza abigarrada donde alternan bancos de sabulitas (y conglomerados) de color gris blanquecino, con pelitas de color rosado y rojo intenso.

Hacia el NO, sobre el faldeo occidental de la sierra de Paganzo, se presentan reducidos retazos, en ocasiones muy disturbados tectónicamente, de sedimentitas pertenecientes a la Formación Lagares. Probablemente, las mejores exposiciones de esta área aparecen en los parajes de Bum Bum y de la mina Sonia, donde la secuencia muestra similares características a las arriba enunciadas, y como rasgo particular puede destacarse la existencia de niveles de pelitas caoliníticas intercaladas entre las sabulitas y la presencia de muy delgados horizontes ferruginosos compuestos por hematita y magnetita.

Otro importante grupo de exposiciones de la unidad se localiza en la sierra de Vilgo y en particular en las minas de arcilla, ubicadas directamente al oeste de Amaná (minas Las Mellizas, La Margarita, Coca, Banderita, entre otras). Aquí, la formación descansa en no concordancia sobre el Granito Vilgo e incluye potentes mantos de pelitas carbonosas que son explotadas para la obtención de caolín. En algunos sectores, las pelitas tienen intercaladas capas o niveles concrecionales de hematita y en otros casos delgadas láminas de vitrinita.

Más hacia el este, otro conspicuo conjunto de afloramientos se encuentran en los Mogotes Colora-

dos, alcanzando unos 160 m de espesor. En esta zona, la unidad presenta similares características litológicas, incluyendo aquí también bancos de pelitas caoliníticas. Un rasgo particular de esta región es la existencia de concentraciones anómalas de uranio en algunos niveles pelíticos, bajo la forma de uranofano.

### *Paleontología*

Existen numerosos trabajos realizados sobre el contenido paleobotánico de la Formación Lagares. Esta unidad incluye una variada y rica microflora proveniente de pelitas y arcilitas carbonosas que afloran en Paganzo (Menéndez y Azcuy, 1969, 1973; Azcuy y Gutiérrez, 1984), minas Alberto y Antonio (Césari y Gutiérrez, 1984), Mina Las Mellizas (Morelli *et al.*, 1984 b; Gutiérrez y Césari, 1988) y La Petisa (Césari, 1986; Gutiérrez y Césari, 1988).

Estas asociaciones microflorísticas se caracterizan por poseer un notable dominio de las esporas triletes (93-97%), entre los que destacan *Lundbladispora* spp., *Cristatisporites inordinata*, *C. verrucosa*, *C. menendezii*, *Raistrickia radiosa*, *R. paganciana*, *R. rotunda*, *Apiculiretusispora variornata*, *Granulatisporites varigranifer* y *Convolutispora muriornata*. Completan las asociaciones, granos de polen (0-6,5%, referibles a *Plicatipollenites*, *Potonieisporites* y *Limitisporites*), algas dulceacuícolas (0-3%, *Tetraporina* spp. y *Portalites* spp.) y esporas monoletes (0-1%, *Laevigatosporites* spp.).

Por otra parte han sido descritas numerosas megafloras provenientes de la sierra de Los Colorados de Patquía y de las minas San Antonio, Bum Bum y Las Mellizas-La Margarita (en el área de Amaná). Están compuestas por restos de licofitas (*Brasilodendron*, *Bumbudendron nitidum*, *B. pagancianum*, *B. millanii*), pteridospermas (*Botrychiopsis weissiana* y *Nothorhacopteris argentinica*), articuladas (*Asterophyllites* sp. y *Annularia* sp.) y cordaitales.

### *Ambientes de sedimentación*

En lo que respecta a los paleoambientes sedimentarios de la unidad, los mismos han sido tratados por Morelli *et al.* (1984 a y b), Limarino (1985 y 1987) y Limarino y Césari (1987).

Básicamente, la formación está integrada en su base por conglomerados gruesos correspondientes a depósitos de abanicos aluviales y sistemas entrelazados proximales, sucedidos en algunas localidades en forma neta por secuencias delgadamente



estratificadas de areniscas y pelitas que incluyen cadilitos y secuencias turbidíticas depositadas en ambientes lacustres. Hacia la parte media y superior, vuelve a ser dominante la sedimentación fluvial, formándose potentes secuencias de planicie de inundación en las que se depositaron los bancos de carbón y las pelitas caoliníticas arriba señaladas.

#### *Edad, relaciones estratigráficas y correlaciones*

La edad de la formación puede ser establecida sobre la base del abundante material palinológico hallado en las localidades de Paganzo (Menéndez y Azcuy, 1969, 1973), Mogotes Colorados (Césari y Gutiérrez, 1984) y en la sierra de Vilgo (Gutiérrez y Césari, 1988). Las especies de esporas y granos de polen identificados permitieron referir las asociaciones a la subzona Raistrickia-Plicatipollenites definida por Césari (1986) para el Carbonífero tardío de la Argentina.

También han sido descritos restos megafloresticos en la localidad de Bum Bum (Archangelsky *et al.*, 1981) y en la sierra de Vilgo (Morelli *et al.*, 1984b; Césari *et al.*, 1988). El hallazgo de especies características de la biozona *Nothorhacopteris - Botrychiopsis - Ginkgo-phyllum* permitió sugerir una antigüedad congruente con la inferida por las palinofloras.

Finalmente, la existencia de niveles basálticos datados en el límite carbonífero-pérmico (cuadro 3) pocos metros por encima del contacto con la suprayacente Formación Patquía, avala la edad carbonífera superior arriba señalada.

En lo que respecta a sus relaciones estratigráficas, la unidad descansa sobre granitoides pertenecientes al Granito Paganzo y al Granito Vilgo y está cubierta en concordancia por areniscas y conglomerados rojos de la Formación Patquía.

La Formación Lagares puede ser correlacionada lito y cronoestratigráficamente con las formaciones Agua Colorada (Sistema del Famatina), Tupe (sierra de Maz) y Malanzán y Loma Larga (sierra de Los Llanos, véase cuadro 2).

#### **Formación Malanzán (19)**

*Diamictitas, conglomerados, areniscas, pelitas, cadilitos*

#### *Antecedentes*

Las primeras menciones acerca del Carbonífero de la sierra de Los Llanos se deben a Bodenbender (1911) quien reconoció la existencia de los Pisos I y

II de sus Estratos de Paganzo en el área, donde describió algunos perfiles y efectuó consideraciones acerca de la edad y relaciones estratigráficas de la secuencia.

Con posterioridad, nuevas precisiones fueron brindadas por Fryberger (1927), pero fue con los trabajos de Braccini (1946, 1948) que se inició el estudio detallado de la estratigrafía del neopaleozoico de la región. Este último autor dividió al Carbonífero de la sierra de Los Llanos en cinco unidades: Conglomerado basal, Grupo de La Divisoria, Conglomerado intermedio, Complejo de Esquistos carbonosos y Conglomerado amarillo verdoso hasta violado. Todas estas secciones fueron agrupadas por Furque (1968) en una única entidad denominada Formación Malanzán.

En la zona de Olta, Di Paola (1972) efectuó investigaciones sedimentológicas que permitieron establecer correlaciones entre las secuencias de la sierra de Los Llanos con las de las sierras Brava y Paganzo. Por otro lado, Azcuy (1975 a y b) desarrolló un completo estudio paleontológico de la Formación Malanzán, a la que propuso separar en tres miembros: Divisoria, Estratos carbonosos y Conglomerado amarillo-verdoso a violado (conservando en parte las denominaciones previamente sugeridas por Braccini, 1946).

Años más tarde, Andreis *et al.* (1986) plantearon dividir al Carbonífero de la región en dos formaciones, Malanzán y Loma Larga. En la primera incluyeron al Conglomerado basal y al Grupo de La Divisoria (de Braccini, 1946), mientras que en la Formación Loma Larga ubicaron al Conglomerado intermedio, a los Estratos carbonosos y al Conglomerado amarillo verdoso a violado (Braccini, 1946).

#### *Litología, distribución y espesores*

Andreis *et al.* (1986) dividieron a la Formación Malanzán en cuatro miembros informales y citaron un espesor total de 400 m para la secuencia.

El miembro inferior (miembro 1) está compuesto por diamictitas macizas (paraconglomerados y pelitas guijarrosas), ortoconglomerados gruesos y brechas, entre las que intercalan secuencias de areniscas y pelitas estratificadas en bancos delgados. Las pefitas son mayormente del tipo clasto-soportadas, de color gris amarillento a gris verdoso, conforman bancos muy gruesos, de geometría tabular, los que resultan macizos y sólo en algunos casos muestran desarrollo de una imperfecta gradación. Por su parte las areniscas y pelitas se estratifican en

bancos delgados, fuertemente tabulares, siendo de color gris amarillento las primeras y gris verdoso hasta gris oscuro las segundas. En el caso particular de las areniscas, exhiben con gran frecuencia laminación ondulítica tanto de corriente (en este caso especialmente ascendente) como de oleaje. En el intervalo hasta aquí descrito son frecuentes los cadilitos (*dropstones*) y las estructuras de deformación sin-sedimentaria por sobrecarga de los bancos psefíticos.

Este conjunto es sucedido verticalmente, y en contacto transicional, por sabulitas, areniscas y pelitas que contienen varios niveles de psefitas finas y medianas estratificadas en bancos lenticulares (miembro 2). Parte de los bancos presentan diferentes tipos de estructuras sedimentarias, entre las que se cuenta estratificación entrecruzada tabular planar y en artesa, estratificación plana y capas laminadas. Es común también la gradación positiva y la imbricación de clastos en los bancos conglomerádicos.

Un brusco cambio litológico se produce en los niveles suprayacentes (miembro 3), ya que la secuencia pasa a estar conformada por secuencias

alternantes de areniscas y pelitas estratificadas en bancos fuertemente tabulares. Las areniscas se disponen en estratos de espesor inferior a los 30 cm, son desde medianas a finas y muestran con frecuencia lineaciones subestratales en la base de los bancos, incluyendo turboglifos, calcos de surco, de punzamiento y calcos de carga. Aunque la mayor parte de los bancos arenosos son macizos, en algunos casos puede observarse el desarrollo de capas con estratificación plana y aún con mayor frecuencia de laminación ondulítica (comúnmente del tipo ascendente) y de ondulitas en el techo de los bancos.

En lo que respecta a las pelitas se presentan a manera de estratos tabulares, a menudo laminados, por lo general de menor espesor que los de areniscas. Son de color gris oscuro a negro y muestran en su interior abundantes briznas y restos de plantas. Es relativamente común, en los bancos de pelitas, la existencia de cadilitos de hasta 20 cm de diámetro de composición predominantemente granítica o de metamorfitas de bajo y mediano grado. Vinculados a este intervalo estratigráfico suelen aparecer bancos de pelitas muy carbonosas y delgadas capas de carbón.



**Figura 7.** Capas inclinadas correspondientes a secuencias de deltas tipo Gilbert en la parte superior de la Formación Malanzán, valle de Olta.

La secuencia hasta aquí descrita es sucedida por el miembro superior (miembro 4). Se trata de areniscas y sabulitas gris blanquecinas, entre las que se intercalan numerosas camadas de conglomerados. Los estratos de este intervalo son en su mayoría lenticulares lo que contrasta fuertemente con la geometría de los bancos del intervalo antes descrito.

Desde el punto de vista petrográfico, la mayor parte de las areniscas son areniscas feldespáticas, con porcentajes de matriz por lo general inferior al 15% y cemento predominantemente carbonático y/o caolínico.

La descripción hasta aquí efectuada de la unidad es producto de la integración de varios perfiles, aunque debe destacarse que frecuentes cambios de facies producen el acuñaamiento e incluso la desaparición de algunos de los miembros examinados (en especial el miembro basal). Así por ejemplo, aunque las mejores exposiciones de la Formación Malanzán se hallan a lo largo del valle homónimo, entre la localidad de Malanzán y la cuesta de la Herradura, en esta área no está claramente expuesto el miembro basal psefítico, apoyándose directamente el miembro 2 sobre el basamento granítico (Formación Chepes). Por el contrario, en el valle de Olta, al nordeste de La Chimenea, el miembro basal alcanza considerable espesor (hasta 80 m) resultando la facies más conspicua, cubierta por secuencias deltaicas bien expuestas (figura 7).

Otros afloramientos de la formación se localizan al sudoeste de Chamental, especialmente en el paraje de la Aguadita y como afloramientos dispersos a lo largo de la quebrada Grande. En esta región, la Formación Malanzán no alcanza más de 120 m de espesor y se hallan bien desarrollados tanto el miembro 3 como los conglomerados basales.

La naturaleza de estos afloramientos y en particular su separación de los correspondientes a la Formación Loma Larga será considerada en la descripción de esta última.

#### *Paleoambientes sedimentarios*

Detalladas investigaciones acerca de los paleoambientes sedimentarios de la Formación Malanzán en inmediaciones de la localidad homónima fueron realizadas por Andreis y Bossi (1981) y Andreis *et al.* (1986). En el primero de los trabajos citados, el miembro basal ha sido interpretado como correspondiente a depósitos de abanicos aluviales de emplazamiento proximal y medio.

En lo que concierne al miembro 2, pertenecería a una transición hacia porciones distales de abanicos aluviales e incluiría también sistemas fluviales entrelazados. Probablemente el mayor cambio ambiental surge con la depositación del miembro 3, el que representa la instauración de un cuerpo de agua en el que tuvo lugar la depositación de secuencias turbidíticas.

En este sentido, la alternancia de areniscas y pelitas arriba citadas sería el resultado del desarrollo de turbiditas clásicas, aunque es destacable en muchos bancos arenosos la presencia de depósitos formados a partir de flujos oscilatorios. Finalmente, el miembro superior representaría depósitos deltaicos y facies fluviales de baja energía.

Las asociaciones de facies observadas condujeron a Andreis *et al.* (1986) a proponer la existencia de un paleovalle carbonífero para el área de Malanzán, posibilidad también señalada por Braccini (1946, 1948).

Otros estudios paleoambientales fueron llevados a cabo por Sterren y Martínez (1996) en el área del valle de Olta. Estos autores consideraron también un origen lacustre para la Formación Malanzán, incluyendo en su *asociación de fondo lacustre* a la mayor parte de la unidad.

Finalmente, Net y Limarino (1998) efectuaron análisis paleoambientales y paleogeográficos sobre el Paleozoico superior de la sierra de Los Llanos.

#### *Paleontología*

La Formación Malanzán ha brindado importante y significativa cantidad de material fósil, incluyendo restos vegetales (Braccini, 1946; Polansky, 1970; Archangelsky y Leguizamón 1971; Leguizamón y Archangelsky, 1981; Archangelsky *et al.*, 1981; Andreis *et al.*, 1986), palinomorfos y algunas escamas de peces. Dentro del primer grupo se destacan restos de gimnospermas pertenecientes a *Ginkgophyllum diazii*, junto a pteridofitas como *Malanzania nana* y *Paracalamites llanense*. Otras formas identificadas corresponden a *Botrychiopsis weissiana*, *Bergiopteris insignis* y *Fedekurtzia argentina*.

Por otra parte varias asociaciones palinológicas han sido descritas por Azcuy (1975 a y b), las que aparecen predominantemente compuestas por esporas triletes (84,4%; *Cristatisporites stellatus*, *Spinozonotriletes hirsutus*, *Kraeuselisporites volkheimeri*, *Apiculatasporiotes caperatus* y granos de polen monosacados (15%).



Finalmente, es de destacar la existencia de algunos moldes y conchas carbonáticas del género *Megalonodonta*.

#### *Relaciones estratigráficas, edad y correlaciones*

En lo que respecta a sus relaciones estratigráficas, la Formación Malanzán descansa en relación de no concordancia sobre los complejos Chepes y Pacatala (como puede observarse en la sierra de Malanzán o en el valle de Olta) o con menor frecuencia se apoya en discordancia angular sobre pelitas leptometamorfizadas de la Formación Olta (como ocurre en cercanías del dique de Olta).

Aunque la relación existente entre las formaciones Malanzán y Loma Larga ha sido motivo de cierto debate, aquí se asume una concordancia entre ambas unidades, interpretándose a las relaciones de angularidad señaladas por Andreis *et al.* (1986) como debidas a la progradación de deltas tipo Gylbert (véase también Sterren y Martínez, 1996).

El contenido megaflorestico de la Formación Malanzán permite referirla a la biozona de asociación NBG de edad carbonífera tardía (Westphaliano tardío-Stephaniano según Archangelsky *et al.*, 1996). En lo que respecta a las microfloras quedan incluidas en la subzona *Raitrickia-Plicatipollenites* (Césari, 1986), también del Carbonífero superior. Finalmente, algunos restos de insectos presentes en la unidad sugieren una antigüedad namuriana tardía (Carbonífero superior) para la Formación Malanzán (Rieck y Kukulova-Peck, 1984).

En cuanto a la correlación regional de la Formación Malanzán es interpretada como una facies lacustre equivalente al miembro basal de la Formación Lagares (véase cuadro 2). Por otro lado y tal como lo han señalado Net y Limarino (1998), la unidad puede ser homologada con la Formación Guandacol (sierra de Maz y Precordillera) y con la parte basal de la Formación Agua Colorada (Sistema del Famatina).

### **Formación Loma Larga (19)**

*Areniscas, conglomerados y pelitas*

#### *Antecedentes*

En el área de la sierra de Los Llanos por encima de la Formación Malanzán se dispone un potente conjunto de sabulitas, areniscas y conglomerados de color gris blanquecino y localmente gris verdoso. Estas rocas han sido identificadas como Formación Loma

Larga por Andreis *et al.* (1986), quienes fijaron el estratotipo de la unidad en el extremo oeste del paraje conocido como Loma Larga en el valle de Malanzán.

#### *Litología y distribución*

Sin duda las mejores exposiciones de la formación se encuentran en su área tipo, donde alcanza un espesor de unos 280 metros. Allí, la unidad cubre en concordancia a la Formación Malanzán, como puede verse en varias quebradas de la región.

Las sabulitas y areniscas gruesas son las rocas más abundantes, presentan colores claros, por lo general gris blanquecino y gris amarillento, estratificándose en bancos lenticulares (con menor frecuencia tabulares), gruesos y muy gruesos. Un rasgo conspicuo de esta formación es que la mayor parte de los estratos muestra desarrollo de distintos tipos de estratificación entrecruzada (en artesa, tabular planar, tangencial, de bajo ángulo, etc.).

Desde el punto de vista petrográfico dominan ampliamente las areniscas feldespáticas y feldespático-líticas, texturalmente con moderada a buena selección y porcentaje de matriz inferior al 5%. A pesar de que la fracción clástica está mayormente formada por cuarzo y feldespatos (ortosa, microclino y en menor proporción plagioclasa), localmente (sobre todo en algunas areniscas gruesas) se advierte una significativa proporción de fragmentos líticos de plutonitas (aplitas), esquistos, areniscas muy finas y pelitas. El cemento dominante es de composición carbonática (principalmente calcita, con mucha menor frecuencia calcita magnésiana), seguido en importancia por cemento silíceo, arcilloso (caolínico e illítico) y ferruginoso.

Continúan en abundancia los conglomerados. Se trata de ortoconglomerados polimícticos tanto clasto-soportados (80% aproximadamente) como matriz-soportados (20%). Los clastos son principalmente de naturaleza granítica o de cuarzo de vena y están acompañados en menor proporción por fragmentos de rocas esquistas, pelitas leptometamorfizadas, fragmentos de pegmatitas y cristales grandes de feldespato potásico. Los individuos tienen por lo general muy buen redondeamiento y predominan las formas proladas. La matriz es arenosa, generalmente gruesa.

Estas pefitas configuran bancos lenticulares, de bases erosivas, gruesos y muy gruesos, los que en ocasiones se amalgaman a manera de litosomas de formas lentiformes hasta tabulares. Si bien un buen número de capas son macizas, localmente desarrollan estratificación entrecruzada, especialmen-

te del tipo tabular, capas gradadas y fábricas con imbricación de clastos.

En proporción subordinada participan areniscas finas, muy finas y pelitas de color gris verdoso hasta gris oscuro. En el caso de las areniscas, es común la existencia de estratificación plana, laminación horizontal y laminación ondulática de corriente. Las pelitas por su parte se presentan en estratos delgados hasta medianos, ocasionalmente gruesos, internamente laminados. Con alguna frecuencia, las pelitas son carbonosas y en casos muestran capas milimétricas de vitrinita (Andreis *et al.*, 1986) y niveles con abundante bioturbación vegetal que representan probablemente paleosuelos.

Los afloramientos más septentrionales de esta formación corresponden a pequeños asomos, parcialmente cubiertos, localizados a unos 8 km al sur de Punta de Los Llanos, sobre la vertiente oriental de la sierra. Allí predominan las areniscas de color gris blanquecino y los conglomerados de grano mediano y fino. La secuencia no alcanza más de 20 m de espesor y su base está cubierta.

Hacia el sur, en el área de la Aguadita, aparece otro grupo de afloramientos de la unidad. Allí y a poco de penetrar en la sierra se ven los conglomerados y areniscas feldespáticas apoyados en concordancia y mediante pasaje transicional sobre las sedimentitas de la Formación Malanzán. En este sentido resulta ilustrativo considerar el perfil descrito en el área por Zuzek (1978), especialmente porque permite diferenciar los intervalos estratigráficos aquí referidos a las formaciones Malanzán y Loma Larga.

Zuzek (1978) incluyó a toda la columna sedimentaria dentro de la Formación Malanzán reconociendo cuatro tramos principales. Los tres inferiores, que totalizan un espesor de 120 m, están integrados por un conglomerado basal de 10 m de unos potencia, un conjunto de areniscas amarillentas finamente estratificadas (100 m), las que pasan hacia arriba a areniscas micáceas, finamente estratificadas, con intercalaciones arcillosas y carbonosas (10 m).

Estos tres tramos son en la presente Hoja reseñados para la Formación Malanzán. Por el contrario, el tramo superior correctamente descrito por Zuzek (1978) como formado por areniscas gruesas y conglomerados finos (120 m) es aquí referido a la Formación Loma Larga.

Continuando hacia el sur, y siempre sobre el faldeo oriental de la sierra, se hallan otros pequeños asomos de la formación, frecuentemente en contacto tectónico con el basamento, como puede observarse al sur del puesto de Santa Bárbara.

### Paleontología

Esta unidad ha brindado dos asociaciones microfiorísticas, B y C (Azcuy, 1975 b). La B, proveniente de los carbones de la sección inferior de la Formación Loma Larga, está integrada en forma predominante por esporas triletes (99%, *Foveosporites hortonensis*, *Apiculatasporites parviapiculatus*, *Granulatisporites varigranifer*, *Anapiculatisporites argentinensis*, *Apiculiretusispora tuberculata*, *Raistrickia paganciana*, *R. rotunda*, *Convolutispora muriornata*, *Cristatisporites menendezii*) y granos de polen monosacados (1%). La Asociación C, procedente de un carbón de la parte superior de la unidad, está compuesta por un 87% de esporas triletes (*Acanthotriletes plicatus*, *Apiculatasporites parviapiculatus*, *Convolutispora muriornata* y *Raistrickia densa*), 7% de esporas monoletes (*Laevigatosporites spp.*) y 6% de esporas hiladas (*Psomospora detecta*).

Algunos restos de articuladas son la única mención de megafiora para esta formación (Andreis *et al.*, 1986).

### Paleoambiente sedimentario

El paleoambiente de la Formación Loma Larga es principalmente fluvial, en el que alternan sistemas de alta y baja sinuosidad. Los depósitos de canal predominan por sobre los de planicie de inundación, estos últimos suelen incluir abundantes restos vegetales asociados a paleosuelos. Andreis *et al.* (1986) reconocieron la existencia de dos distintos megaciclos fluviales dentro de la unidad.

### Edad, relaciones estratigráficas y correlaciones

La edad de la Formación Loma Larga puede ser establecida sobre la base de estudios palinológicos y de restos de megafiora. Así, Azcuy (1975 b) propuso una edad wesphaliana, mientras que Andreis *et al.* (1986) la ubicaron en el stephaniano temprano. A la luz de los últimos esquemas palinoestratigráficos (Césari, 1986; Archangelsky *et al.*, 1996), las microfioras presentes en la unidad permiten referirla a la Sub-biozona de la Asociación *Raistrickia-Plicatipollenites* del Carbonífero tardío.

En lo que respecta a sus relaciones estratigráficas se ha generado cierto debate acerca de la existencia de discordancia entre las formaciones Malanzán y Loma Larga. Así por ejemplo Ca-

minos (1979), durante el levantamiento de la Hoja Geológica Ulapes, y Zuzek (1978), en el área de Chamical, no consideraron discontinuidades en el registro sedimentario del Carbonífero e incluyeron al conjunto dentro de una única unidad llamada Formación Malanzán. Sin embargo, Andreis *et al.* (1986) indicaron una relación discordante entre las formaciones Malanzán y Loma Larga, que atestiguaría la existencia de movimientos intracarboníferos de edad wesppliana tardía.

Por otro lado, Sterren y Martínez (1996) en concordancia con lo observado por Braccacini (1946) estimaron que el pasaje entre las dos unidades es concordante, criterio también seguido por Net y Limarino (1998). Las investigaciones de los autores de la presente Hoja tienden a confirmar esta última relación.

### *b. Sección superior del Grupo Paganzo*

#### **Formación Patquía (20, 21)**

*Areniscas, pelitas y conglomerados con intercalaciones de yeso (21) y coladas y filones capa basálticos (20)*

#### *Antecedentes*

A diferencia de lo que ocurre con la sección inferior del Grupo Paganzo, no existen variaciones de facies que justifiquen el gran número de nombres formacionales que han utilizado diferentes autores para describir a la secuencia en el área que ocupa la presente Hoja. Es por ello que en este trabajo se utiliza el toponímico de Formación Patquía para incluir a los depósitos de bancos rojos que conforman la sección superior del Grupo Paganzo (véase cuadro 2). La designación de Estratos de Patquía fue introducida en la literatura geológica por Frenguelli (1946) al estudiar estas rocas en la sierra de Maz. Años más tarde, Cuerda (1965) propuso la denominación de Formación Patquía para la secuencia en cuestión.

En el ámbito de la sierra de Paganzo, Azcuy y Morelli (1979) y Azcuy *et al.* (1979) emplearon el nombre de Formación La Colina para el mismo intervalo estratigráfico, extendiendo incluso esta nominación a la sierra de Los Colorados de Patquía (Morelli *et al.*, 1984a). Sin embargo, y como ha sido antes señalado, el término Formación Patquía tiene prioridad, por lo que aquí se prefiere su utilización en vez de Formación La Colina.

Más hacia el sur, Andreis *et al.* (1986, 1991) identificaron tres unidades formacionales que corresponden a la sucesión aquí analizada, ellas son las

formaciones Solca, Arroyo Totoral y La Colina. Estas unidades no resultan mapeables a escala 1:250.000 y constituyen conceptualmente intervalos estratigráficos pequeños (comparables a miembros?) que, en otros sectores de la cuenca, fueron incluidos dentro de la Formación Patquía. Así por ejemplo, los conglomerados basales de la Formación Solca componen, en otras áreas, la base de la Formación Patquía (como en la sierra de Maz, véase Caselli y Limarino, 1994). Por otro lado, la Formación Arroyo Totoral, presenta una muy limitada extensión areal, circunscripta casi exclusivamente al arroyo homónimo en el valle de Malanzán (Andreis *et al.*, 1984, 1986). Los autores de esta Hoja consideraron a esta sección, como una facies lacustre dentro de la Formación Patquía.

#### *Litología y distribución*

La Formación Patquía presenta cuatro áreas principales de afloramientos en la región, a saber: sierras de Paganzo y Vilgo, sierra de Los Colorados, sierra de Los Llanos y cerro Horcobola.

Los más extendidos se encuentran en el área de la sierra de Paganzo-Amaná, allí la secuencia puede ser diferenciada en tres tramos principales.

El tramo inferior (entre 40 y 70 m) está formado por areniscas y conglomerados, entre los que se intercalan en proporción subordinada bancos de pelitas. Las areniscas son predominantemente medianas y gruesas, de color rojo intenso, muestran comúnmente estratificación entrecruzada, horizontal y capitas con gravillas dispersas. Se trata de areniscas feldespáticas dominadas por clastos de cuarzo y feldespato potásico (ortosa y microclino), la matriz es escasa y el cemento es en su mayor parte ferruginoso o carbonático, aunque a veces se advierte crecimiento secundario de cuarzo.

Las psefitas son ortonconglomerados polimícticos, por lo general clasto-sostenidos, dominados por fragmentos de cuarzo, granito, feldespatos y en menor proporción anfibolitas, migmatitas y muy escasas metamorfitas de mediano y bajo grado. La matriz es casi invariablemente arenosa, por lo general de grano grueso hasta sabulítica. Estas rocas son color más claro, desde rojo pálido hasta gris blanquecino.

Finalmente las pelitas, de color rojo intenso, conforman bancos tabulares y se presentan tanto macizas como laminadas.

En esta sección se observó una intercalación basáltica, de unos 7 m de espesor, la que ha sido marcada (exagerando algo sus dimensiones) en el

mapa geológico. Se trata de rocas de color negro y tamaño de grano muy fino.

En el corte delgado se observa que la textura es porfírica, con fenocristales de olivina dispuestos en una mesostasis de grano fino constituida por feldespato, piroxeno y opacos como minerales principales. La olivina se halla en cristales euhedrales a subhedrales, fracturados, con formación de minerales opacos alrededor de los contornos de los cristales así como a lo largo de las líneas de grieta. El interior de los cristales está reemplazado por una asociación de arcillas, cloritas, y probable material serpentínico. El clinopiroxeno, de composición augítica, se halla en prismas incoloros, frescos, de hasta 0,05 mm, los que están muy disectados por tablillas de plagioclasa, mineral con el que configuran textura ofítica. La plagioclasa es el mineral más abundante, aparece en tablillas de pequeño tamaño distribuidas por toda la roca; constituyen una densa trama entre la que se disponen principalmente óxidos de hierro, granos de piroxeno y minerales secundarios mayormente arcillas. Como minerales accesorios se ven cristales alargados de ilmenita y agujas de apatita. Hay delgadas venillas de carbonato distribuidas aleatoriamente. Estos basaltos afloran también a la vera de la ruta 26, próxima al río Paganzo, y en la sierra de Vilgo cercano al puesto de Las Torres.

El segundo tramo de la secuencia es el más potente, alcanza espesores que varían entre 70 y 120 metros. Se trata de una monótona repetición de areniscas (principalmente finas y medianas) y pelitas, tanto macizas como laminadas. Los conglomerados son escasos aunque, con alguna frecuencia, aparecen niveles de conglomerados intraformacionales compuestos por clastos de pelitas rojas inmersos en una matriz arenosa de grano mediano. En menor proporción hay delgados niveles de yeso y margas.

Finalmente, el tramo superior (hasta 80 m) está casi exclusivamente formado por areniscas, mayormente finas y muy finas, estratificadas en bancos muy gruesos con desarrollo de estratificación entrecruzada de escala grande y aún gigante. Muy esporádicamente, las areniscas suelen incluir niveles de pelitas con abundantes grietas de desecación o intercalaciones de yeso.

El perfil descrito se localiza al sur de la localidad de Paganzo y sobre la ladera oriental de la sierra de Vilgo. Hacia el este, otro conjunto de afloramientos se localiza en el extremo sur de la sierra de Los Colorados, donde la formación alcanza unos 205 m de espesor. En este lugar, la unidad exhibe simila-

res características litológicas, aunque los conglomerados de la sección basal son muy escasos y aparecen en la sección media varios niveles de areniscas tobáceas y tobas finas (chonitas), parcialmente desvitrificadas conformando niveles de chert (ftanitas) de color blanco en estratos tabulares de hasta 10 cm de potencia.

Las exposiciones de la sierra de Los Llanos, en particular las del valle de Malanzán, constituyen otro importante grupo de afloramientos. La sección basal conglomerádica de la Formación Patquía tiene aquí características peculiares pues está dominada por conglomerados muy gruesos y brechas, los que, como ya se explicara en párrafos anteriores, fueron incluidos por Andreis *et al.* (1986) en la Formación Solca. Además, el espesor de la sección basal es considerablemente mayor, alcanza hasta unos 180 m de potencia. Los conglomerados, de color gris blanquecino a rosado, están dominados por clastos del basamento local (granitos, leucogranitos, metamorfitas de bajo y mediano grado) y cuarzo. Afloran en bancos lenticulares, los que tienen con alguna frecuencia grandes paquetes de estratificación entrecruzada. Asociados a los conglomerados se hallan sabulitas, areniscas gruesas feldespáticas y escasas pelitas con restos de plantas.

En la mayor parte del valle de Malanzán, sobre esta sección continúan areniscas rojas y pelitas típicas de la sección media de la Formación Patquía. En algunos sectores han sido descritas brechas aglomerádicas matriz-soportadas (cenoglomeraditas) asociadas a limolitas y arcilitas con restos de plantas y de vertebrados (Siano, 1990).

En el área de Arroyo Totoral, dispuestas directamente por encima de la sección conglomerádica basal, se hallan abundantes pelitas y areniscas gruesas de colores claros, con profusos restos de plantas (Formación Arroyo Totoral, en el sentido de Andreis *et al.*, 1986). Este intervalo estratigráfico es en realidad una variación de facies del miembro basal, probablemente generado en sistemas lacustres vinculados a planicies de inundación fluviales (véase Andreis *et al.*, 1986).

En la parte norte de la sierra de Los Llanos, sobre su faldeo oriental, se ven escasos retazos de la Formación Patquía, consistentes en areniscas y ortoconglomerados cuarzosos sumamente cubiertos por sedimentos recientes. Más hacia el sur, en el área de La Agüadita, vuelven a aflorar los estratos rojos, formados por conglomerados gruesos en la base que pasan a secuencias areno-conglomerádicas primero y areno-pelíticas finalmente hacia el techo.



En esta localidad también hay bancos delgados de tobas y areniscas tobáceas junto a algunas calizas y margas.

Sobre el faldeo occidental de la sierra de Los Llanos, la unidad está escasamente representada, limitándose a un pequeño conjunto de exposiciones presentes en el poblado de Tama. Allí, apoyados directamente sobre el basamento cristalino se observaron unos 60 m de areniscas rojas, pelitas y escasos conglomerados medianos y finos, a los que se asocian escasas areniscas tobáceas y tobas finas.

Fuera de la sierra de Los Llanos, otro importante conjunto de afloramientos se localiza en el cerro Horcobola y en las serranías bajas que de él se desprenden. Allí, la Formación Patquía se apoya directamente sobre rocas del basamento (Complejo Magmático Chepes) y está mejor expuesta sobre el flanco occidental de una serie de braquianticlinales que conforman estas serranías.

Álvarez *et al.* (1987) estudiaron la estratigrafía del área dividiendo al relleno sedimentario en dos unidades. La inferior (de unos 125 m de potencia), está compuesta por conglomerados y areniscas que son verticalmente reemplazados por pelitas y areniscas de grano fino; esta sección proporcionó restos de plantas asignadas al Pérmico inferior y fue correlacionada por Álvarez *et al.* (1987) con la Formación Arroyo Totoral de la zona de Malanzán. La unidad superior (de unos 485 m) corresponde a conglomerados, areniscas y pelitas rojas que incluyen, además, algunos niveles de tobas pisolíticas.

### Paleontología

Las sedimentitas aquí tratadas proporcionaron un discreto número de restos megaflóricos. En el mogote de La Desabrida, directamente al norte de Amaná, Limarino y Césari (1985) reportaron el hallazgo de *Euryphyllum whittiannum*, *Gangamopteris obovata* y *G. buriadica* en la parte media de la Formación La Colina (en el sentido de Andreis *et al.*, 1986). Los mismos autores encontraron restos de coníferas indeterminados en los afloramientos del área de los Mogotes Colorados de Patquía.

En la sierra de Los Llanos, más precisamente en los niveles estratigráficos correspondientes a la Formación Arroyo Totoral (de Andreis *et al.*, 1986), Archangelsky y Arrondo (1973) y Andreis *et al.* (1986) dieron a conocer el descubrimiento de pteridofitas representadas por *Asterotheca feruglioi*, *Phyllothea leptophylla* y *Botrichiopsis*

*plantiana*, junto a restos de gimnospermas tales como *Gangamopteris obovata*, *Ginkgophyllum cricumensis* y *Glossopteris wilsonii*.

Finalmente, en la Formación Solca (de Andreis *et al.*, 1986) han sido citados restos de tallos de licópsidas referibles a los géneros *Bumbudendron* y *Brasilodendron*, junto a semillas de *Cordaicarpus acuminatus* y *C. cesariae*, gimnospermas correspondientes a *Ginkgophyllum diazii* y *Krauselcladus argentinus* entre los elementos más conspicuos (para una mayor información sobre este tema, véase Archangelsky *et al.*, 1986).

Para los afloramientos de Los Colorados de Patquía, Aceñolaza y Buatois (1991) describieron abundantes icnofósiles (Inocenosis de *Ancorichnus*) originados por artrópodos y bivalvos.

### Paleoambientes sedimentarios

Estudios paleoambientales sobre la Formación Patquía fueron desarrollados en las sierras de Paganzo y de Los Colorados por Morelli *et al.* (1984 a y b) y Limarino (1984) y, en la sierra de Los Llanos, por Andreis *et al.* (1986).

Básicamente, la sección inferior de la Formación Patquía corresponde a distintos tipos de sistemas fluviales entrelazados en la mayor parte de la cuenca, aunque localmente, y sobre todo en cercanías a márgenes de las áreas depositacionales, se observaron facies de abanicos aluviales. Esta última situación es la que se ve en el paleovalle de Malanzán, donde la sección basal de la Formación Patquía incluye potentes megaciclos correspondientes en buena parte a abanicos aluviales (Andreis *et al.*, 1986). Ascendiendo verticalmente, la sección superior corresponde a un variado conjunto de depósitos fluviales, que incluyen sistemas meandriformes, flujos efímeros y sistemas lacustres hidrológicamente cerrados (Morelli *et al.*, 1984a; Limarino, 1985).

Finalmente, la sección superior fue depositada en su mayor parte en un ambiente eólico, donde están representadas las facies de dunas, interdunas y extraduna (Limarino, 1984; Limarino y Spalletti, 1986; Limarino *et al.*, 1993).

### Relaciones estratigráficas, edad y correlaciones

La Formación Patquía se apoya en concordancia y mediante pasaje transicional sobre la Formación Lagares en las sierras de Paganzo y de Vilgo,

como así también en Los Colorados de Patquía. Sin embargo, en sectores de borde de cuenca es frecuente que la formación se apoye en discordancia erosiva sobre las unidades correspondientes a la sección inferior del Grupo Paganzo. Tal relación es visible en el paleovalle de Malanzán, donde sobre la Formación Loma Larga se apoyan depósitos conglomerádicos gruesos, correspondientes a facies de abanicos aluviales, que, en la interpretación de los autores de la presente Hoja, señalarían la base de la Formación Patquía.

La existencia de discordancias erosivas, o incluso angulares, en sectores de borde de cuenca, que rápidamente pasan a sus correlativas paraconcordancias hacia el interior de las áreas depositacionales, ha sido citada en otras áreas de la Cuenca Paganzo (Parker, 1974; Caselli y Limarino, 1994).

En lo que respecta a la correlación regional de la Formación Patquía, la misma es homologable con los bancos rojos incluidos por Turner (1962) en la Formación de La Cuesta (Sistema del Famatina).

Finalmente, la antigüedad de la sección superior del Grupo Paganzo fue determinada sobre la base de datos paleontológicos, dataciones radimétricas y estudios paleomagnéticos. En cuanto al primero de los aspectos citados, y como ya ha sido señalado, restos de plantas fósiles fueron encontrados en las cercanías de Amaná (directamente al noroeste del margen noroeste de la Hoja, Limarino y Césari, 1985) y en los Mogotes Colorados (Limarino y Césari, 1985). La primera megafloora corresponde estratigráficamente a la sección media de la unidad, presentando elementos que permiten referirla a la sección inferior de la Biozona de *Gangamopteris* del Pérmico inferior temprano (Archangelsky *et al.*, 1996). En la sierra de Los Colorados, los restos obtenidos provienen de facies lacustres halladas en la sección superior, in-

cluyendo restos de coníferas y tallos de articuladas también referidos al Pérmico *l.s.*

Hacia el sur, en la sierra de Los Llanos, la parte media de la Formación Patquía (Formación Arroyo Totoral, en el sentido de Andreis *et al.*, 1986) ha proporcionado restos megaflorísticos también incluidos en la sección inferior de la Zona de *Gangamopteris* correspondiente al Pérmico inferior. Por otro lado, los elementos megaflorísticos presentes en los niveles estratigráficos asignados a la Formación Solca (de Andreis *et al.*, 1986) pueden incluirse en la denominada Zona de Intervalo y por lo tanto encontrarse entre el Carbonífero más tardío y los inicios del Pérmico temprano.

Paralelamente, algunas dataciones radimétricas provienen de los niveles basálticos intercalados en la parte inferior. Una síntesis de los valores obtenidos es mostrada en el cuadro 3. Como allí puede verse, los valores se concentran en dos grupos de edades diferentes. Por un lado, los de la sierra de Vilgo próximos al límite carbonífero-pérmico y por el otro, los correspondientes al sector de Paganzo, donde las edades son más jóvenes (Pérmico medio, cuadro 3). Conforme a las observaciones realizadas durante el levantamiento de esta Hoja, las diferencias señaladas podrían deberse a que en Paganzo, el nivel basáltico muestra evidencias de tratarse de un filón capa, emplazado someramente dentro de los bancos rojos. Por el contrario, en la localidad de La Torre, es muy probable que los niveles datados correspondan a una colada más antigua.

En síntesis, los datos paleontológicos y las dataciones radimétricas son consistentes en señalar que la sedimentación de la Formación Patquía se habría iniciado próxima al límite carbonífero-pérmico (quizás durante el Carbonífero más alto) y habría continuado hasta probablemente el Pérmico superior.

**Cuadro 3.** Edades absolutas obtenidas para basaltos intercalados en la Formación Patquía en las sierras de Vilgo (localidad de La Torre) y Paganzo. Modificado de Thompson y Mitchell (1972).

Localidad	Datación	Edad
La Torre	288 ± 7	Pérmico temprano
La Torre	296 ± 5	Carbonífero tardío
La Torre	302 ± 6	Carbonífero tardío
La Torre	299 ± 5	Carbonífero tardío
La Torre	291 ± 6	Límite carbonífero-pérmico
La Torre	287 ± 6	Pérmico inferior
Paganzo	263 ± 4	Pérmico medio
Paganzo	265 ± 5	Pérmico medio
Paganzo	269 ± 5	Pérmico medio

## 2.4. MESOZOICO

### 2.4.1. TRIÁSICO

#### **Formación Talampaya (22)**

*Areniscas líticas, conglomerados, pelitas y tobas arenosas rojas*

##### *Antecedentes*

Fue Bodenbender (1911) quien consideró separar a la parte superior de sus Estratos de Paganzo como una unidad independiente y propuso el nombre de Piso III para el conjunto, al que refirió al Rético. Varios años más tarde se diferenció, en los alrededores de Amaná, a los Pisos II y III de Bodenbender y señaló entre ellos una relación de discordancia angular.

Posteriormente, Romer y Jensen (1966) dieron el nombre de Formación Talampaya al conjunto de capas rojas expuestas a lo largo del cañón del río homónimo en la sierra de Sañogasta, aunque aclararon que no habían hallado en la comarca de estudio la base de la unidad.

En la región de Paganzo-Amaná, Azcuy y Morelli (1970) agruparon bajo la denominación de Formación Amaná a diversos afloramientos cercanos a la localidad homónima, los que correspondían exactamente a los incluidos en el Piso III por Bodenbender (1911). Años más tarde, Azcuy *et al.* (1979) establecieron la continuidad física de la Formación Amaná con las exposiciones correspondientes al cañón de Talampaya (Formación Talampaya, en el sentido de Romer y Jensen, 1966) y por lo tanto plantearon la sustitución del nombre Formación Amaná por el de Amaná-Talampaya.

En este trabajo se utilizará la nominación de Formación Talampaya (Romer y Jensen, 1966), debido a que la misma tiene prioridad y se encuentra ampliamente aceptada en la literatura geológica.

##### *Litología y distribución*

Esta unidad presenta una distribución areal limitada al sector NO de la Hoja, conformando el extremo austral de la sierra de Vilgo y su prolongación en la sierra de La Punta. Otros asomos, de menor extensión, se localizan también al sur y al este de la localidad de Paganzo.

En las sierras de Vilgo y de La Punta, la Formación Talampaya forma una estructura homoclinal con rumbo general SO-NE y con una inclinación

entre 10° y 12° al SE. En esta zona sólo es visible la base de la unidad ligeramente al sur del Portezuelo de La Cuesta (al oeste de Amaná) y en parte del faldeo occidental de la sierra de Vilgo. En ambos casos, la Formación Talampaya cubre en discordancia angular a los estratos rojos de la Formación Patquía, disponiéndose sobre la superficie de contacto un nivel conglomerádico lenticular de espesor variable entre 2 m y unos pocos centímetros. Se trata de un ortoconglomerado polimítico, de color rojo intenso, con elevada proporción de matriz arenosa. Los clastos más frecuentes son de granito, cuarzo de vena y feldespatos, aunque ocasionalmente aparecen fragmentos de areniscas y pelitas rojas (pertenecientes a la Formación Patquía?) y rodados de metamorfitas gnéicas y esquistos de alto grado. Este nivel conglomerádico no configura, sin embargo, un horizonte continuo, ya que en algunos casos es reemplazado por niveles de areniscas guijarrosas.

Sobre los conglomerados y areniscas guijarrosas antes descritas continúa una potente secuencia de areniscas de color rojo ladrillo hasta morado, estratificadas en bancos tabulares, internamente colmados de estructuras entrecruzadas, tanto en artesa como tabular planar y corte y relleno.

El perfil más completo de la unidad se observa en el área de Paganzo donde participan de una estructura de plegamiento complejo junto con la Formación Patquía. Allí, la Formación Talampaya alcanza unos 150 m de potencia y se inicia con un conglomerado mediano a fino, similar al de la sierra de Vilgo, que no alcanza más de 5 m de potencia. Este conglomerado es sucedido verticalmente por areniscas moradas, estratificadas en bancos lenticulares desde medianos a gruesos, con frecuente estratificación entrecruzada, plana y lineación por partición de corriente.

Petrográficamente, la mayor parte de las areniscas que componen la Formación Talampaya son areniscas feldespático-líticas y lítico-feldespáticas, dominadas por clastos de feldespatos (tanto plagioclasa como feldespato potásico) y líticos de origen volcánico (principalmente de rocas ácidas y mesosilícicas). El cemento es variable, en algunos casos se trata de material ferruginoso, pero también son comunes la sílice, los carbonatos y esporádicamente el cemento ceolítico. La existencia de pseudomatriz es frecuente en estas rocas, como así también la disolución parcial de fragmentos líticos.

### *Paleontología*

En los afloramientos correspondientes a la presente Hoja Geológica, la Formación Talampaya ha resultado estéril paleontológicamente. En el área del cañón de Talampaya, Bossi (véase Stipanovic y Bonaparte, 1972) reportó la presencia de huellas del tipo *Chirotherium*.

### *Paleoambientes sedimentarios*

No se han efectuado estudios detallados acerca de los paleoambientes sedimentarios de la Formación Talampaya. Sin embargo, en función de las observaciones efectuadas para la presente Hoja se destaca que la mayor parte de la unidad fue depositada por sistemas fluviales arenosos, probablemente del tipo multicanal de baja sinuosidad (entrelazados arenosos). En este contexto se produjo un importante desarrollo de depósitos de canal y en particular distintos tipos de barras donde se formaron la mayor parte de las areniscas con estratificación entrecruzada antes descriptas.

### *Edad, correlaciones y relaciones estratigráficas*

La Formación Talampaya cubre, mediante discordancia angular, a la Formación Patquía y es cubierta en discordancia erosiva (al norte del área estudiada) por la Formación Tarjados (Triásico inferior) y las unidades que integran el Grupo Agua de La Peña (Triásico medio).

Debido a que la unidad no proporcionó fósiles, su edad es atribuida al Triásico inferior de acuerdo con sus relaciones estratigráficas, aunque no se descarta que la parte basal pueda corresponder al Pérmico más alto.

### **Formación Baldecitos (23)**

*Basaltos, traquibasaltos y traquitas alcalinas*

#### *Antecedentes*

Mozetic (1975:60) propuso la denominación de Formación Baldecitos para incluir a un conjunto de coladas basálticas que se intercalan dentro del Grupo Agua de La Peña (Triásico de la Cuenca Ischigualasto). La primera mención acerca de estos basaltos se debe muy probablemente a Bodenbender (1911), quien los describió en el cerro Morado (ligemente al norte del área aquí estudiada). Con posterioridad, Heim (1949) aportó algunas precisiones

sobre la petrografía de estas rocas, además de discutir su posición estratigráfica.

Mirré (1976) reunió a las rocas tratadas en este capítulo dentro de su unidad Vulcanitas de la Asociación Continental no-orogénica, y destacó la existencia de dos conjuntos mayores: 1) Fonolitas y traquitas y 2) Traquibasaltos, basaltos alcalinos y basaltos olivínicos.

Azcuy y Morelli (1979) consideraron a las coladas basálticas junto con las sedimentitas triásicas y las ubicaron dentro de la Formación Río Chiflón (Bossi y Herbst, 1968).

En un estudio más reciente, Monetta *et al.* (1993) efectuaron consideraciones sobre la relación de los basaltos con las unidades sedimentarias en el área de Ischigualasto. Por otro lado, Page *et al.* (1997) se refirieron a los aspectos petrológicos de las volcanitas, destacaron el carácter alcalino de las mismas y reconocieron dos asociaciones magmáticas diferentes.

### *Litología y distribución*

Las rocas correspondientes a esta unidad muestran escasos y reducidos afloramientos en el ámbito de la presente Hoja, alcanzando mayor importancia hacia el noroeste. Las principales exposiciones se ubican en las inmediaciones de la localidad de San Agustín de Valle Fértil (sobre la ladera oriental de la sierra homónima), a lo largo del río del Potrero (en los alrededores de la estancia Los Bretes) y, en el curso superior del río de La Lata.

En las tres localidades citadas, los derrames cubren a los granitoides del Complejo San Agustín. Se trata de rocas de color gris morado, en ocasiones gris oscuro, por lo general afíricas a ojo desnudo, con estructura lajosa y vesicular. El examen al microscopio y el estudio petrológico efectuados por Page *et al.* (1997), directamente al norte del área que ocupa a la presente Hoja, permitió determinar que se trata de basaltos, traquibasaltos y traquitas alcalinas. Estas rocas poseen texturas microporfíricas, con muy variable proporción de fenocristales y pasta. Entre los primeros se observa plagioclasa, por lo general labradorita y en ocasiones andesina cálcica, olivina (invariablemente presente en todas las muestras) y clinopiroxeno (mayormente augita y augita titanada). Con menor frecuencia aparecen microfenocristales de anfíbol (kaersutita?), magnetita, apatita, ilmenita y feldespato alcalino. En muchos casos se encuentran en la pasta feldespatoideas de difícil clasificación.



Según Page *et al.* (1997), las características geoquímicas de estas rocas (basadas en elementos mayoritarios, minoritarios y trazas) demuestran que se trata de una asociación alcalina con un amplio rango composicional, que incluye traquibasaltos, tefritas, fonotefritas, traquiandesitas basálticas y en menor proporción basaltos, traquiandesitas y tefrifonolitas. Las evidencias geoquímicas indicarían que se originaron de una fuente común, pero con diferenciados producidos a partir de distintos grados de fusión. En este sentido, los autores de referencia reconocieron dos asociaciones magmáticas diferentes: 1) Definida por su composición pobre en Mg y Cr, con abundante Fe y litófilos, muy probablemente relacionada a una fuente rica en clinopiroxeno. Se la interpreta como primitiva y representando un muy bajo grado de fusión y 2) Con valores altos en Mg y Cr, también enriquecida en litófilos. Se la analiza como de naturaleza primitiva, en la que el grado de fusión ha sido bajo.

#### *Edad, relaciones estratigráficas y correlaciones*

No se cuenta con mayores precisiones acerca de la edad de estas rocas. Dos dataciones radimétricas efectuadas por Azcuy y Morelli (1979) dieron resultados contradictorios, muchas veces contrapuestos con las evidencias estratigráficas. En efecto, tal como lo señalaron los autores mencionados, las cifras de  $257 \pm 10$  Ma y  $307 \pm 50$  Ma son incongruentes con las evidencias estratigráficas y deben ser descartados.

Análisis realizados por González y Toselli (1971) para basaltos provenientes del área de los cerros Morado y Negro arrojaron valores de  $223 \pm 4$  Ma y  $225 \pm 5$  Ma. Una datación de roca basáltica extraída en el área de Loma Blanca (inmediatamente al norte de la presente Hoja) dio un valor de  $215 \pm 5$  Ma (González y Toselli, 1971). Mozetic (1975), para las mismas rocas, obtuvo una edad de  $220 \pm 10$  Ma.

Las evidencias de campo muestran que los basaltos aparecen o bien intercalados o en la parte superior de las secuencias referidas al Triásico medio y superior (al norte del área estudiada), siendo frecuente encontrar rodados de estas rocas en los conglomerados pertenecientes a la Formación Los Llanos.

De acuerdo con lo expuesto, los autores de esta Hoja asignaron tentativamente a los basaltos en cuestión al Triásico medio.

En lo que respecta a sus correlaciones estratigráficas, Mirré (1976) los homologó con los basaltos aflorantes en el cerro Guandacol descriptos por Andreis (1969).

## 2.5. Terciario

### 2.5.1. MIOCENO

#### **Basalto Divisaderos Negros (24) (*nom. nov.*)**

*Basaltos foidíferos*

#### *Antecedentes*

Se propone aquí la denominación de Basalto Divisaderos Negros para incluir a un pequeño afloramiento de basaltos foidíferos ubicado en el llano que separa a las sierras de Vilgo y Baja de Los Portezuelos.

No se cuenta con mayores antecedentes de volcanitas terciarias en el área analizada. Sin embargo, más al norte (áreas de cerro Rajado, cerro Bola, Talampaya) han sido descriptos volcanitas y diques de composición basáltica (Bodenbender, 1911; Mozetic, 1975).

Mozetic (1975) las incluyó en su unidad Rocas Hipabisales Básicas y las asignó al Cretácico por sus relaciones estratigráficas.

#### *Litología y distribución*

Emergiendo del llano emplazado al sur de Amaná, frente a la vertiente occidental de la sierra de Vilgo, en el extremor noroccidental de la Hoja, aparece un conjunto de rocas volcánicas, de color negro y textura porfírica que constituyen los únicos afloramientos de la unidad aquí tratada. Conforman pequeños promontorios y sus contactos están cubiertos por sedimentos cuaternarios.

Megascópicamente muestran numerosos ocelos (segregaciones claras) de tamaño variable entre varios milímetros y unos pocos centímetros. Al microscopio, la roca se define como un basalto foidífero, formado por fenocristales de olivina, clinopiroxeno y mica, inmersos en una pasta de grano fino.

La olivina constituye cristales euhedrales a subhedrales de hasta 0,5 mm, generalmente frescos, aunque en algunos casos están reemplazados por una asociación de minerales secundarios de color pardo rojizo (bowlingita-iddingsita). El clinopiroxeno, se presenta en cristales de gran tamaño, algunos superiores a 10 mm; son individuos subhedrales, cribados, de aspecto esponjoso. Aparecen también cristales euhedrales a subhedrales poiquilíticos, de un mineral micáceo muy pleocroico, probablemente flogopita.

La pasta es de grano fino y está compuesta por una densa trama de prismas de clinopiroxeno y minerales opacos, dispuestos en una mesostasis formada por feldespatoides reemplazados por ceolitas (principalmente analcima y chabasita). En algunos sectores, sin embargo, fue posible encontrar restos del foide primario (nefelina).

Finalmente, en lo que respecta a los ocelos, en general están constituidos por cristales euhedrales de feldespato y en menor proporción feldespatoides (nefelina?) reemplazados por ceolitas y asociados a cristales anhedrales de egirina de disposición intersticial.

#### *Edad, relaciones estratigráficas y correlaciones*

La antigüedad de estos basaltos pudo ser establecida a partir de una edad de  $20 \pm 10$  Ma obtenida para una feldespatoidita piroxénica de Divisaderos Negros (Azcuy y Morelli, 1979). Las relaciones estratigráficas no aportan mayores precisiones pues sus contactos se hallan cubiertos por sedimentos modernos.

### 2.5.2. MIOCENO SUPERIOR - PLIOCENO

Las secuencias terciarias aflorantes en la región que abarca la presente Hoja y en áreas vecinas han sido registradas con diferentes nombres estratigráficos, los que, a menudo, se emplearon para sucesiones equivalentes. Lo dicho ha llevado a la existencia de una abundante y compleja nomenclatura estratigráfica, que priorizó denominaciones locales no siempre justificadas por variaciones litológicas de importancia.

En esta Hoja Geológica y con el ánimo de simplificar la nomenclatura y brindar una síntesis de valor regional se han reconocido sólo dos unidades de sedimentitas terciarias: la Formación Los Llanos y la Formación San Roque, esta última aflorante sobre la ladera oriental de la sierra de Valle Fértil.

#### **Formación Los Llanos (25)**

*Areniscas, conglomerados, pelitas y tobas*

#### *Antecedentes*

Bodenbender (1911) introdujo nomenclatura estratigráfica el nombre de Estratos de Los Llanos para incluir a «areniscas cuarcíticas y calcáreas»

localizadas en los llanos de La Rioja, las que originalmente fueron ubicadas por el autor de referencia en “su” Terreno Cretáceo Superior (?) extraandino. Por otro lado, Bodenbender (1911) denominó Estratos Calchaqueños, a un conjunto de areniscas y arcillas areniscosas (con numerosas interposiciones de yeso y calcita) aflorantes en la sierra del Velazco (Colorados de Patquía) y en la región de Patquía Viejo, a las que ubicó en el Terciario superior y (?) Pleistoceno.

Los Estratos de Los Llanos fueron nuevamente objeto de análisis por Rusconi (1936), Pascual (1954) y Guiñazú (1960), especialmente en lo que se refiere a su edad y a la presencia de mamíferos. Sin embargo, debe aclararse que los afloramientos asignados a los estratos en cuestión se encuentran bastante al sur de los aquí considerados, dentro de la provincia de San Luis.

Varios años más tarde Zuzek (1978) empleó la denominación de Formación Los Llanos (Bodenbender, 1911; *nom. subst.* Zuzek, 1978) para las exposiciones del Terciario superior distribuidas en la sierra homónima, en las proximidades de Chamental. Por otro lado, el mismo autor identificó como Formación Calchaquí a un conjunto de areniscas finas con yeso y concreciones de sílice existentes en el área de Patquía Viejo y Bajo del Gallo.

Azcuy y Morelli (1979) propusieron el nombre de Formación Angosturas para describir a un conjunto de sedimentitas de color rojizo aflorantes en el área de Paganzo a las que situaron, con reservas, en el Plioceno. Los citados autores relacionaron a esta unidad con la Formación Calchaquí (de Zuzek, 1978) y no efectuaron mayores consideraciones en lo que respecta a la Formación Los Llanos.

De acuerdo con las observaciones realizadas para la presente Hoja Geológica no existen mayores criterios litológicos ni de relaciones estratigráficas para separar (al menos como dos formaciones independientes) a los dos conjuntos definidos por Bodenbender (1911) como Estratos de Los Llanos y Estratos Calchaqueños, especialmente si es tenido en cuenta que la diferencia de edad originalmente citada por el autor de referencia no parece ser correcta. En este sentido es necesario aclarar que ya Bodenbender (1911:162) aclaró que su terreno calchaquense cubre «*en transición y concordancia*» a los Estratos de Los Llanos.

Por lo expuesto, los autores de esta Hoja agruparon al conjunto en una única entidad denominada Formación Los Llanos, aunque como se verá más adelante distinguieron tres tipos de facies.

En lo que respecta a la Formación Angosturas de Azcuy y Morelli (1979) es enteramente equivalente a la Formación Los Llanos tal cual es definida en esta Hoja.

#### *Litología y distribución*

Esta unidad está compuesta por areniscas (desde muy finas a gruesas), conglomerados, tobas arenosas, pelitas y escasas tobas primarias. La secuencia muestra por lo general color rojo, más raramente gris, y alcanza un espesor de unos 150 m en la sierra de Paganzo.

Sus principales afloramientos se localizan sobre ambas laderas de la sierra de Los Llanos, en la sierra de Paganzo y al este de Aguango (en proximidades de la estancia El Chañar). Otros asomos menores se hallan al sur de El Portezuelo y próximos a la ladera oriental de la sierra de Malanzán.

Debido a su importante distribución regional y al hecho de que la unidad ha sido depositada en un ambiente continental intermontano, la Formación Los Llanos exhibe importantes variaciones de facies, por lo que para una descripción más ordenada, los autores de la presente Hoja prefirieron reconocer tres

facies principales. La primera, facies oriental, corresponde a los afloramientos ubicados sobre la ladera oriental de la sierra de Los Llanos y que se prolonga hacia el este, de forma aislada, hacia el caserío de Nepes. La segunda, facies central, abarca a las exposiciones de menor espesor que se extienden desde la vertiente occidental de la sierra de Los Llanos hacia el oeste en dirección del río Valdez y Bajo del Gallo. Finalmente, la facies occidental engloba a los afloramientos emplazados directamente al sur de la localidad de Paganzo, los que aparecen plegados.

Las mejores exposiciones de la facies oriental se disponen sobre la ruta que conduce desde la localidad de Olta a Olpas. Allí, más precisamente al oeste de El Cisco, pueden observarse a los estratos terciarios apoyados directamente sobre al basamento cristalino y cubiertos por acarreo actual y sedimentos recientes.

Sobre la ruta 79, unos 9 km al sur de la localidad de Olta, la unidad aflora en posición subhorizontal (con una inclinación de unos 4° al E), constituyendo mesadas y mesillas e integrada mayormente por areniscas gris blanquecinas hasta rosadas. En este lugar, la formación se inicia con



**Figura 8.** Megaentrecruzamientos de origen eólico en la parte basal de la Formación Los Llanos al sur de Olpas. A manera de escala, se observa una persona señalada por la flecha.

unos 4 m de areniscas muy gruesas, en parte guijarrosas, principalmente subarcólicas, estratificadas en bancos gruesos, en general lenticulares. Lateralmente, estas areniscas son reemplazadas por conglomerados intraformacionales con clastos de pelitas rosadas hasta blanquecinas, de unos 4 cm de diámetro máximo. Siguen unos 12 m de areniscas muy finas, en parte limosas, de color rosa pálido, que conforman un grueso nivel tabular de bancos amalgamados que como rasgo particular exhiben muy abundantes concreciones subsféricas y tubiformes, en general silíceas, en otros casos carbonáticas, con probabilidad vinculadas a niveles paleoedáficos (sobre todo las tubiformes). Entre estas psamitas aparecen bancos de areniscas muy finas, con estratificación entrecruzada tabular planar o asintótica de escala gigante, en paquetes (*sets*) de hasta 9 m de potencia (figura 8). Hacia arriba continúan unos 4 m de areniscas rosadas, de grano mediano a grueso, generalmente macizas y surcadas por venillas de sílice de hasta 3 milímetros. Este conjunto es sucedido por unos 30 m en los que alternan bancos lenticulares de areniscas gruesas (en ocasiones muy silicificadas), con areniscas conglomerádicas y conglomerados finos. Estos últimos son ortoconglomerados oligomícticos, dominados por clastos de cuarzo, bien redondeados, de hasta 7 cm de diámetro máximo (aunque el diámetro promedio es de 2 cm), que forman una fábrica matriz-sostenida, donde el material aglutinante es arena mediana y cemento silíceo.

Hacia los niveles estratigráficos superiores (con unos 20 m de potencia) comienzan a ser más frecuentes los conglomerados, los que aparecen en bancos generalmente lenticulares de hasta 1,5 m de espesor. Estas psamitas, a diferencia de las previamente analizadas, son polimícticas. Predominan los clastos de cuarzo (70% aproximadamente) y le siguen en importancia los de metamorfitas de bajo grado (15%), de granitoides (10%) y de feldespatos (5%).

Por encima del nivel conglomerádico descripto, la formación está cubierta por sedimentos aterrazados recientes y sus características pueden ser sólo apreciadas en los cortes de algunos ríos. Se trata de areniscas limosas, areniscas medianas y esporádicos niveles de conglomerados finos, friables y estratificados en bancos lenticulares, todo el conjunto presenta coloración gris blanquecina y en ocasiones rosada. Es de destacar la existencia de algunas intercalaciones de yeso, ya sea formando láminas discontinuas o como niveles concrecionales.

La facies oriental de la Formación Los Llanos mantiene las características descriptas, desde los asomos más septentrionales ubicados en los alrededores de la estancia El Garabato, hasta las exposiciones más australes y sumamente cubiertas localizadas al norte del puesto Los Aguirres y al oeste de Agua Colorada.

A la facies central le corresponden cuatro áreas de afloramientos: Tama, cerro Horcobola, Bajo del Gallo y las exposiciones muy discontinuas y cubiertas que se encuentran entre El Portezuelo y Atilés. En el caso de Tama y aún más al norte, hasta las proximidades del paraje de El Alto, se ven asomos discontinuos de conglomerados y areniscas rosadas hasta blanquecinas, con frecuente estratificación entrecruzada y configurando bancos lenticulares directamente apoyados sobre el granito de la Formación Chepes. Estas particularidades no se mantienen hacia el oeste, ya que hacia el cerro Horcobola y Bajo del Gallo pierden importancia los conglomerados y predominan las areniscas limosas blanquecinas a rosadas con abundante participación de yeso y margas de color gris, estas últimas con abundante estratificación ondulíticas.

Más hacia el oeste, en el área de Paganzo, las sedimentitas terciarias conforman afloramientos cubiertos por sedimentos modernos, desde la culminación austral de la sierra de Paganzo hasta el cerro La Yesera, y aún más al sur, hasta la estancia El Chañar, aunque en este caso sólo se los observa en las barrancas de arroyos debajo de niveles aterrazados. Todo este grupo de exposiciones compone, la denominada facies occidental, que exhibe su mejor perfil sobre la ruta 150, directamente al sur del paraje de Casas Viejas. Allí, la formación tiene también color rojo ladrillo y está compuesta por areniscas con estratificación ondulítica, entrecruzada y probables antidunas, pelitas laminadas y al menos dos niveles de tobas. Toda la secuencia está fallada en su base y colocada en contacto tectónico con los bancos rojos de la Formación Patquía.

Una integración de los perfiles parciales que corresponden a la facies occidental revela que la misma está formada principalmente por limolitas y areniscas muy finas, areniscas medianas, ortoconglomerados polimícticos y por lo menos tres niveles de tobas primarias. Las limolitas se presentan en bancos desde delgados a medianos, tanto laminados como macizos, en ocasiones intercalando niveles milimétricos de yeso. Las areniscas son de color rosa hasta pardo, con alguna frecuencia tienen estratificación entrecruzada y en ocasiones, suelen



encontrarse colmadas por concreciones tubiformes de carbonatos. En lo que respecta a los conglomerados, son escasos y, como rasgo particular, suelen incluir clastos de volcanitas (principalmente basaltos) junto a cuarzo de vena, metamorfitas de mediano y alto grado y feldespatos de grano grueso.

Justamente, la existencia de esos conglomerados con clastos volcánicos fue tomado como criterio por Bodenbender (1911) y más tarde por Zuzek (1978) para separar a los Estratos de Los Llanos de los Estratos Calchaquenses (formaciones Los Llanos y Calchaquí de Zuzek, 1978). Los autores de esta Hoja no asignaron mayor significado estratigráfico a estos rodados, pues claramente indican la existencia de coladas de volcanitas triásicas inmediatamente al este del área estudiada.

#### *Paleoambiente sedimentario*

Aunque no se han efectuado estudios paleoambientales de detalle sobre la Formación Los Llanos, es evidente que ésta se ha depositado en un ambiente continental intermontano, con posterioridad al alzamiento de las sierras de Los Llanos y Sañogasta-Vilgo. Justamente, la distribución de facies planteada en esta Hoja refleja este contexto paleoambiental y paleogeográfico. Así, la facies oriental (depositada al este de la sierra de Los Llanos) muestra mayor participación de sedimentos fluviales de moderada a alta energía, sobre todo en adyacencias al pie de sierra y, hacia el este, se pasa rápidamente a sedimentos finos de origen fluvial (de baja energía) y lacustre de bolsón.

Este mismo esquema se repite en las facies central y occidental. Los sedimentos más gruesos se ubican contra la sierra de Los Llanos (área de Tama) y pasan rápidamente hacia el oeste a sedimentos fluviales de baja energía y depósitos de barreal que incluyen margas y algunos niveles de yeso.

Un aspecto destacable de la Formación Los Llanos es la existencia de depósitos eólicos caracterizados por la presencia de *sets* entrecruzados de gran escala en la facies oriental. Mediciones de paleocorrientes indican que las paleodunas migraron bajo un régimen de vientos proveniente desde el oeste.

#### *Edad, relaciones estratigráficas y correlación regional*

No ha sido reportada la existencia de restos fósiles en el área aquí estudiada, hecho que dificulta estimar con precisión la edad de estas rocas. Sin

embargo, en la provincia de San Luis se hallaron restos de mamíferos (Rusconi, 1936; Pascual, 1954; Guiñazú, 1960), atribuidos al Plioceno inferior (Pascual, 1965).

Posteriores trabajos efectuados más al sur por Caminos (1968) y Ramos (1968), este último en la sierra de Chepes próxima a la región aquí estudiada, aceptaron correlacionar las sedimentitas aflorantes en la provincia de San Luis con la Formación Los Llanos, por lo que ha habido tendencia general a admitir una edad pliocena inferior para el conjunto (Zuzek, 1978). En esta Hoja, se asigna a la Formación Los Llanos al intervalo mioceno superior - plioceno.

En lo que respecta a sus relaciones estratigráficas, la Formación Los Llanos en la sierra homónima se apoya en no concordancia sobre rocas del basamento correspondientes al Complejo Magmático Chepes o en discordancia sobre sedimentitas pérmicas de la Formación Patquía. Hacia el este, en el área de Paganzo, también lo hace en discordancia angular sobre las sedimentitas triásicas de la Formación Talampaya.

#### 2.5.3. PLIOCENO

##### **Formación San Roque (26)**

*Areniscas, pelitas y conglomerados*

Se utiliza aquí la denominación de Formación San Roque para identificar a pelitas, areniscas y bancos conglomerádicos de color rojo intenso que afloran sobre los faldeos sudorientales de la sierra de Valle Fértil. Estas sedimentitas fueron marcadas en el mapa de Bodenbender (1911) dentro de sus Estratos Calchaqueños y mucho más tarde descriptas por Mirré (1976) como Terciario, Calchaquense?. Paralelamente hacia el sur, Biondi (1937 en Flores, 1969) propuso el nombre de Formación San Roque para un conjunto similar, aflorante en el norte de la provincia de San Luis.

Aunque es muy probable que las rocas en cuestión sean correlacionables con la Formación Los Llanos, su carácter friable y disposición horizontal y subhorizontal, hizo que los autores de la presente Hoja la describieran, por el momento, como una unidad independiente hasta que futuras investigaciones establezcan su relación con los estratos de Los Llanos.

#### *Litología y distribución*

Las rocas que componen la Formación San Roque corresponden a areniscas rojas, arcilitas y

en menor proporción conglomerados, medianamente cementados, de color rojo intenso, y que muestran un bajo grado de diagénesis. Aparecen apoyadas directamente sobre los granitoides del Complejo Valle Fértil y están cubiertas por los abanicos pleistocenos de los Depósitos de fanglomerados disectados.

Esta unidad está muy escasamente representada en el ángulo sudoccidental de la Hoja, limitándose a pequeñas exposiciones sobre la ruta 510, entre la estancia Las Tumanas y la población de Astica. Allí, la secuencia alcanza un espesor aproximado de 45 m y está compuesta por areniscas finas de color rojo intenso, limolitas y arcilitas, junto a escasos conglomerados. Las pelitas son las rocas más abundantes, aparecen en bancos gruesos, frecuentemente laminados y con pequeñas interposiciones milimétricas de yeso y calcita. En lo que respecta a las areniscas son predominantemente de grano fino a muy fino, en ocasiones limosas pueden estar interstratificadas con las pelitas o mostrando delicada laminación horizontal. Los conglomerados son escasos, de grano fino y mediano y muestran clastos subangulosos del basamento local.

Mirré (1976) describió, además, al menos un nivel de toba blanca, caracterizándola como una toba vítrea con escasos cristaloclastos de cuarzo, hornblenda y biotita desferizada. Estrechamente asociadas a estas piroclastitas suelen hallarse areniscas tobáceas, macizas, de grano fino y color gris verdoso.

#### *Paleoambiente sedimentario*

Las rocas que componen la Formación San Roque fueron depositadas en un ambiente fluvial de baja energía, probablemente bajo condiciones climáticas áridas o semiáridas a juzgar por la presencia de evaporitas.

#### *Edad, relaciones estratigráficas y correlación regional*

Si bien no se han efectuado hallazgos fosilíferos, la formación ha sido atribuida al Plioceno sobre la base de sus características litológicas.

En lo que concierne a las relaciones estratigráficas, aunque la relación de base con el basamento del Complejo Valle Fértil no aparece claramente expuesta, es de suponer que descansa en no concordancia sobre las metamorfitas y granitos

del complejo y está cubierta por los fanglomerados de los Depósitos de fanglomerados disectados (o Formación Chamental, en el sentido de Zuzek, 1978). Finalmente, no puede descartarse que estas rocas sean un equivalente lateral de la Formación Los Llanos.

## 2.6. CUATERNARIO

### 2.6.1. PLEISTOCENO

#### **Formación Guayapas (27)**

*Areniscas, pelitas y conglomerados*

#### *Antecedentes*

Esta unidad fue propuesta por Zuzek (1978) para reunir a un conjunto de areniscas y conglomerados correlacionables con el “*primer o segundo nivel de agradación*” descrito por Fidalgo (1963) en las sierras de Sañogasta y Vilgo.

A diferencia del criterio empleado por Zuzek (1978), Azcuy y Morelli (1979) utilizaron la denominación de Formación Vichigasta, siguiendo a Fidalgo (1963) quien empleó este nombre para referirse al «*segundo nivel de agradación*» reconocido por el autor en el cuaternario de la sierra de Sañogasta. Por otro lado, Azcuy y Morelli (1979) incluyeron en la Formación Catinzaco (también siguiendo a Fidalgo, 1963) a un conjunto de sedimentitas de origen aluvial que infrayacen topográficamente a la Formación Vichigasta.

Las observaciones realizadas para esta Hoja Geológica permitieron efectuar las siguientes consideraciones: 1) Tal como lo señalaron Azcuy y Morelli (1979) puede ser reconocido más de un nivel de agradación en el relleno pleistoceno del área, 2) No existe certeza acerca de que los niveles de agradación registrados en la presente Hoja puedan ser correlacionados con el primero (Formación Vichigasta) y segundo nivel de agradación (Formación Catinzaco) observado más al norte por Fidalgo (1963), y 3) No parece aconsejable nominar a los diferentes niveles de agradación como formaciones independientes.

Conforme a lo expuesto, se considera aconsejable seguir el criterio de Zuzek (1978) en el sentido de agrupar estos niveles en una única unidad denominada Formación Guayapas.

Finalmente es importante destacar que la mayor parte de estas sedimentitas corresponden a la unidad de Acarreo diluvial (*Schotter*) definida por Bodenbender (1911).

### *Litología y distribución*

Se trata de areniscas, sabulitas, pelitas y conglomerados finos y medianos muy poco consolidados que forman barrancas de hasta 25 m de potencia y cubren en discordancia a las secuencias terciarias.

Las areniscas y sabulitas son de composición arcósica, frecuentemente muy cuarzosas, a veces poseen importante participación de material limo-arcilloso y están mayormente cementadas por carbonato de calcio. Estas rocas muestran con cierta frecuencia distintos tipos de estratificación entrecruzada, capas gradadas y desarrollo de paleocanales de considerable tamaño.

Las pelitas son en general limosas y de color gris blanquecino, se presentan conformando capas macizas y en ocasiones con concreciones carbonáticas.

En lo que respecta a los conglomerados, los hay desde finos hasta gruesos, aunque predominan los de textura mediana y fina. Se trata de ortoconglomerados polimícticos escasamente cementados, dominados por clastos de cuarzo, feldespato, granito, metamorfitas de mediano y alto grado y en algunos casos rodados de basaltos.

Regionalmente, estas rocas se distribuyen en el cuadrante NO de la Hoja, siendo sus exposiciones más orientales la extensa faja de afloramientos ubicados al oeste de la ruta 27, entre los parajes de los Mogotes Colorados (por el norte) y la estancia San Pedro (por el sur). En particular, en el área de Guayapas (La Datilera), estas sedimentitas están bien expuestas, como así también a lo largo de la ruta 150 al este de la localidad de Paganzo.

### *Ambiente de sedimentación*

Tal como lo señalara Zuzek (1978), las rocas de la Formación Guayapas corresponden a remanentes de una gran bajada aluvial proveniente de las sierras de Paganzo, Vilgo y El Molle. Por lo tanto, las sedimentitas en cuestión están relacionadas con la depositación en cursos fluviales entrelazados, proximales y de alta energía. El desarrollo de esporádicas planicies de inundación queda registrado en los niveles de pelitas limosas arriba descriptos.

### *Edad, correlaciones y relaciones estratigráficas*

Las rocas que componen esta unidad se encuentran en posición horizontal, formando un

frente de afloramientos de rumbo aproximadamente norte-sur, ocupando la parte central de la Hoja. Cubren en forma discordante a la Formación Los Llanos, como puede verse en las inmediaciones del cerro Horcobola, en el Bajo del Gallo y al oeste de Patquía Viejo; está cubierta por las eolianitas del Pleistoceno tardío-Holoceno temprano como puede inferirse de la posición topográfica relativa entre ambas unidades en la pampa del Plumerillo.

No se han encontrado fósiles que permitan precisar la edad de esta unidad, pero teniendo en cuenta sus relaciones estratigráficas y disposición estructural se la asigna al Pleistoceno temprano; existiendo la posibilidad de que la base podría llegar al Plioceno tardío. Es probablemente correlacionable, desde el punto de vista cronoestratigráfico, con el primero y segundo nivel de agradación descripto por Fidalgo (1963) y con la Formación Chamical (en el sentido de Zuzek, 1978). Por otro lado, es muy probable que la Formación Guayapas sea homologable con los depósitos de «rodados aterrizados» reseñados por Mirré (1976).

### **Depósitos de fanglomerados disectados (28)**

*Conglomerados, brechas y aglomerados*

#### *Antecedentes*

En esta Hoja Geológica se utiliza la denominación informal de Depósitos de fanglomerados disectados para incluir a los conglomerados gruesos, brechas y aglomerados formados en antiguos abanicos pleistocenos, hoy intensamente disectados, que se presentan sobre los faldeos de las sierras de Los Llanos, Malanzán, Valle Fértil y Paganzo. En el caso particular de la sierra de Los Llanos, Zuzek (1978) empleó el nombre de Formación Chamical para referirse a estas rocas.

### *Litología y distribución*

Esta unidad comprende a un conjunto de conglomerados gruesos, aglomerados y brechas, altamente inconsolidadas, que afloran sobre la vertiente oriental de la sierra de Los Llanos y en el extremo sudeste de la sierra de Malanzán.

Representan el remanente de antiguos fanglomerados, hoy parcialmente disectados, que forman extensos depósitos de escaso espesor en las inmediaciones de la localidad de Chamical. Allí,

y en especial a lo largo de la ruta que une esta localidad con Olta, se observan algunos cortes de camino en los que es posible caracterizar la unidad. Se trata de brechas gruesas y conglomerados polimícticos, dominados por clastos de granito, cuarzo, algunas sedimentitas y escasos esquistos, siendo la matriz predominantemente arenosa o arenolimsa. Los bancos son macizos y de formas lenticulares.

Hacia el oeste, en la sierra de Valle Fértil, vuelven a aparecer los depósitos fanglomerádicos, especialmente entre la estancia Las Tumanas y la localidad de Astica. Probablemente el cuerpo de mayor extensión se localiza en el primero de los sitios citados, allí predominan los aglomerados y brechas con clastos subredondeados hasta subangulosos de granitoides, metamorfitas de mediano y alto grado y feldespatos.

#### *Ambiente de sedimentación*

Los Depósitos de fanglomerados disectados (o Formación Chamental en el sentido de Zuzek, 1978) representan depósitos de abanicos aluviales, que incluyen desde verdaderos flujos de detritos, en sectores proximales de abanicos hasta flujos canalizados y de planicies de intercanal en sectores medios a distales.

#### *Edad, relaciones estratigráficas y correlaciones*

Los depósitos que caracterizan a los fanglomerados en la sierra de Los Llanos han sido asignados con reservas al Pleistoceno por Zuzek (1978) sobre la base de sus relaciones estratigráficas y disposición estructural. En esta zona se apoyan sobre rocas del Paleozoico inferior correspondientes a la Formación Olta y al Complejo Magmático Chepes o en discordancia angular sobre los bancos rojos de la Formación Patquía.

Más hacia el oeste cubren en discordancia angular a los depósitos neógenos de la Formación San Roque y en no concordancia al Complejo Valle Fértil en la sierra homónima. Es muy probable que cronoestratigráficamente los Depósitos de fanglomerados disectados sean un equivalente lateral (hacia el pie de sierras) de las formaciones Guayapas y Cruz del Eje, siendo también probablemente equivalentes al «primer nivel de agradación» descrito por Fidalgo (1963).

### **Formación Cruz del Eje (29)**

*Conglomerados y areniscas*

#### *Antecedentes*

Siguiendo a Carignano (1997) y de acuerdo con la nomenclatura utilizada en la colindante Hoja Geológica Cruz del Eje (véase Candiani *et al.*, 1997) se emplea este nombre para identificar a un conjunto de conglomerados, areniscas y niveles limosos muy pobremente consolidados que se distribuyen sobre el margen más oriental de la Hoja Geológica.

#### *Distribución y litología*

Esta unidad está formada por conglomerados finos a gruesos, areniscas guijarrosas y areniscas que se disponen configurando terrazas a lo largo de todo el borde oriental de la Hoja.

Pueden ser distinguidas tres áreas principales de exposiciones: 1) Las que flanquean el margen este de la salina La Antigua, 2) Las que conforman un nivel más o menos continuo desde los alrededores de Balde de Pacheco hasta el extremo SE de la Hoja y 3) Una serie de afloramientos muy erosionados que se extienden en dirección oeste hacia la sierra de Los Llanos. Estos últimos presentan gran importancia regional pues permiten suponer un engranaje lateral con los Depósitos de fanglomerados disectados previamente descritos. En este caso es necesario advertir que sólo han sido marcadas las exposiciones más importantes de la unidad, pues a medida que se llega al pie de la sierra de Los Llanos es mayor el grado de erosión que afecta a estas rocas, quedando muchas veces remanentes muy pequeños de la formación que no pueden ser representados en la escala de este trabajo.

Los conglomerados son preferentemente de grano mediano a grueso, con clastos bien redondeados de granitoides, cuarzo, milonitas, feldespatos y rocas metamórficas de bajo y mediano grado. La matriz es casi invariablemente arenosa o arenolimsa y los bancos muestran estratificación entrecruzada, capas gradadas y horizontes con imbricación de clastos. Las areniscas presentan variable tamaño de grano, en ocasiones son guijarrosas y suelen formar capas macizas. Finalmente, aparecen algunos niveles de limolitas gris blanquecinas que conforman estratos medianos, generalmente macizos, en ocasiones con concreciones carbonáticas.



### *Ambiente de sedimentación*

Por sus características litológicas, expresión morfológica y estructuras sedimentarias, la Formación Cruz del Eje fue depositada en un ambiente aluvial, muy probablemente caracterizado por la existencia de canales de naturaleza entrelazada. La distribución de sus afloramientos permite suponer que este sistema aluvial podría engranar lateralmente con los abanicos de los Depósitos de fanglomerados disectados (o Formación Chamical en el sentido de Zuzek, 1978) y representar un nivel de bajada de la sierra de Los Llanos.

### *Edad, correlaciones y relaciones estratigráficas*

La Formación Cruz del Eje no ha proporcionado restos fósiles por lo que su edad es aproximadamente establecida a partir de sus relaciones de campo en el Pleistoceno *l.s.*

En lo que respecta a sus relaciones estratigráficas aparece cubriendo a pequeñas exposiciones de la Formación Olta, al Granito Nepes y a las sedimentitas de la Formación Los Llanos.

Es muy probable que la Formación Cruz del Eje sea un equivalente cronoestratigráfico de los Depósitos de fanglomerados disectados (= Formación Chamical, en el sentido de Zuzek, 1978, en la sierra de Los Llanos) y pueda ser también correlacionada con la Formación Guayapas. Candiani *et al.* (1997) la han homologado con las formaciones Estancia Belgrano, Río Primero y Alpa Corral de la Sierra Chica de Córdoba y con la Formación Las Chacras de San Luis.

### 2.6.2. PLEISTOCENO - HOLOCENO TEMPRANO

#### **Depósitos de la faja eólica pleistocena tardía-holocena temprana (30)**

*Arenas finas y muy finas, bien seleccionadas*

La existencia de depósitos eólicos de edad pleistocena u holocena temprana en el área aquí analizada ha sido ya señalada por Azcuy y Morelli (1979). Estos autores identificaron una unidad denominada Paleomédanos, médanos y arenales, para describir a la mayor parte de las acumulaciones eólicas halladas en los alrededores de Paganzo y Aguango.

En esta Hoja Geológica se ha considerado conveniente separar de las arenas eólicas actuales y

subactuales (véase Depósitos eólicos) a un conjunto de arenas eólicas correspondiente a un extenso campo de dunas ya fosilizado y que, al presente, se encuentra sujeto a erosión fluvial y eólica.

Los principales afloramientos se sitúan rodeando a la salina La Antigua y en los llanos desarrollados entre las sierras de Vilgo y Paganzo con la de Valle Fértil.

Desde el punto de vista composicional esta unidad incluye un importante manto de psamitas de origen eólico, compuestas por arenas desde muy finas a medianas, excepcionalmente limosas y pobremente cementadas. Se trata de arenas de distribución granulométrica principalmente unimodal, con valores de media en el tamaño arena fina y muy fina, están moderadamente a bien seleccionadas y exhiben asimetría positiva. Los granos son desde bien redondeados a subangulosos mostrando en promedio formas subredondeadas; el cemento es carbonático y se presenta en proporciones variables, permitiendo, en casos excepcionales, una cementación suficientemente importante como para posibilitar el desarrollo de pequeños paredones de hasta 2 m de altura.

No se han encontrado restos orgánicos que faciliten datar con precisión a la unidad, sin embargo, teniendo en cuenta que se dispone por encima de las areniscas pleistocenas de la Formación Guayapas y que actualmente se encuentra erosionada por cursos fluviales y está cubierta por depósitos eólicos actuales, se adjudica a la entidad en cuestión al intervalo pleistoceno tardío - holoceno temprano. Por otro lado, es posible que sea correlativa de la Formación La Batea, definida en la provincia de Córdoba por Carignano (1997) para incluir a un conjunto de psamitas eólicas asignadas al Pleistoceno superior (Candiani *et al.*, 1997).

### 2.6.3. HOLOCENO

#### **Depósitos de playas y barreales (31)**

*Limos arcillosos hasta arenosos*

Este tipo de depósitos aparece representado en dos sectores del área analizada. Los de mayor extensión se presentan en el extremo norte de la Hoja conformando un extenso manto resultado de la depositación distal de una importante faja de conoides que descienden desde la vecina sierra de Los Colorados (Hoja La Rioja). Una segunda exposición aparece al NE de San Agustín de Valle Fértil (área de Aguango).

Se trata principalmente de limos arcillosos hasta arenosos, frecuentemente salinos, de color pardo a gris blanquecino que se han sido depositados por corrientes de baja energía luego de grandes avenidas fluviales.

### **Depósitos eólicos (32)**

*Arenas finas y muy finas*

Corresponden a arenas finas y muy finas ampliamente distribuidas en toda el área analizada pero que solo alcanzan exposiciones de importancia en la zona de la pampa del Plumerillo y en la parte austral de la Hoja. Se trata de depósitos de arenas mantiformes, de topografía suavemente ondulada, las que generan principalmente mesoformas eólicas estacionarias ancladas por la vegetación (mayormente zibars y sombras de arenas). En los sectores en los que se ha alcanzado un desarrollo importante de la cubierta arenosa se forman pequeños barjanes y dunas transversales barjanoideas.

### **Depósitos aluviales y coluviales (33)**

*Gravas, arenas y limos*

Se incluyen en esta unidad a todos aquellos depósitos correspondientes a bajadas aluviales actuales y subactuales junto a sedimentos arenosos y pelíticos (en algunos casos tamaño grava) depositados por los cursos fluviales efímeros que surcan al área.

### **Depósitos salinos (34)**

*Evaporitas fangosas y fangos salinos*

Los Depósitos salinos están compuestos por evaporitas (principalmente halita y yeso), evaporitas fangosas, limolitas y arcilitas cementadas por sales y en menor proporción pelitas arenosas. Las principales exposiciones se encuentran en el área de la salina La Antigua ubicada en el extremo nordeste de la Hoja.

## **3. ESTRUCTURA**

La estructura de la región es el resultado de la sobreimpresión de distintos eventos tectónicos, cuyas principales fases de deformación corresponden al: 1) Precámbrico-Cámbrico, 2) Ordovícico-Silúrico y 3) Terciario. El estilo de la deformación de cada una de las fases fue diferente y su superposición

originó una compleja trama de elementos estructurales, expuesta no solamente en el sector de sierras, sino también dentro de los valles donde la sedimentación exhibe control estructural con evidencias de actividad neotectónica.

El sector este de la Hoja, correspondiente a las sierras de Los Llanos, Malanzán y Luján muestra una típica estructura de bloques, volcados al poniente, limitados por fallas de rumbo aproximadamente norte-sur, en las que la falla oriental está mejor definida y tiene mayor rechazo que la occidental. En este sentido, Zuzek (1978) calculó un rechazo de 1000 m en la falla que limita la ladera este de la sierra de Los Llanos ligeramente al sur de la localidad de Chamental. En el interior de la sierra se produjeron una serie de fallas y fracturas menores, de similar orientación, que han permitido el acomodamiento de los distintos bloques a la estructura principal. Un tercer patrón estructural concierne a fallas y fracturas de orientación oblicua a las fallas que limitan la sierra. Estas estructuras que afectan mayormente al basamento del Paleozoico inferior tienen una orientación preferencial ONO-ESE y controlan la mayor parte de los valles que atraviesan la sierra de Los Llanos.

Hacia el este, en el sector de los bolsones y llanos, se encuentra una zona de sedimentos del Paleozoico superior y Terciario, plegados, que forman una serie de braquianticlinales, con ejes orientados aproximadamente norte-sur y buzantes, en la mayoría de los casos, hacia el sur. Similar estilo de plegamiento, desarrollado principalmente en sedimentitas terciarias (Formación Los Llanos), se halla al sur del río La Yesera.

En lo que respecta a la estructura de la sierra de Valle Fértil, y como ya lo señalara Mirré (1976), puede ser descripta como conformada por dos elementos fundamentales: 1) Un sistema complejo de plegamiento y fractura que afectó durante el Precámbrico y Paleozoico inferior a las rocas del basamento (Complejo Valle Fértil y Granito San Agustín) y 2) Un sistema de fracturación producido principalmente durante el Terciario (que incluyó la reactivación de las estructuras antiguas) y que es el responsable de la actual configuración de la sierra.

Hacia el norte, la sierra de Paganzo muestra una estructura de bloques inclinados al oeste similar a la de la sierra de Los Llanos. En este caso, la falla oriental tiene rumbo norte-sur y un rechazo superior a los 500 m, siendo mucho menor el rechazo de la falla occidental. Una situación semejante se plantea

en la sierra de Vilgo, aunque en este caso el volcamiento del bloque es hacia el sudeste.

Toda la estructuración descrita ha sido la resultante de cuatro eventos principales de deformación, asociados en algunos casos a metamorfismo y magmatismo.

### 3.1. ESTRUCTURACIÓN CORRESPONDIENTE AL CICLO PAMPEANO

Las estructuras originadas durante este ciclo están mejor expuestas en la sierra de Valle Fértil, pudiéndose realizar consideraciones complementarias en la sierra de Paganzo. Básicamente se produjo un intenso plegamiento y fracturación de las anfibolitas y gneises distinguiéndose, al menos, tres órdenes de plegamiento: 1) Centimétrico y decacentimétrico, 2) Métrico y 3) Plegamiento decamétrico a menudo de difícil observación. Paralelamente se desarrolló una importante foliación con orientación de planos preferentemente NNO (entre 320° y 350°) y formación de *boudinage*.

### 3.2. ESTRUCTURACIÓN CORRESPONDIENTE AL CICLO FAMATINIANO

Las rocas de la Formación Olta y del Complejo Pacatala fueron deformadas y metamorfizadas de manera no uniforme previo a la intrusión de los granitoides del Complejo Magmático Chepes. La intrusión de las magmatitas ordovícicas originó alto flujo de calor en las rocas de la Formación Olta y del Complejo Pacatala, las que fueron sometidas a metamorfismo de baja presión y alta temperatura generándose metamorfismo térmico.

Con posterioridad a este magmatismo y al metamorfismo, las rocas que integran el Complejo Magmático Chepes se deformaron por compresión no-coaxial, desarrollándose condiciones de metamorfismo en facies de esquistos verdes y la formación de estrechas fajas de milonización. Como puede observarse sobre la vertiente oriental de la sierra de Los Llanos, las fajas miloníticas (Milonitas El Cisco), de no más de 1 km de ancho, afectaron a las metamorfitas de la Formación Olta y a los granitoides del Complejo Magmático Chepes. Similar situación se advierte en las sierras de Paganzo (Milonitas Paganzo) y de Valle Fértil.

Según Pieters y Skirrow (1997) durante este episodio de deformación se produjo una lineación de

agregados de biotita, moscovita y cuarzo con inclinaciones al este (véase Hungeford y Pieters, 1996).

### 3.3. ESTRUCTURACIÓN CORRESPONDIENTE AL CICLO ACHALIANO

Aunque la información regional indica inequívocamente la existencia de magmatismo e importante deformación vinculada al Ciclo Achaliano en gran parte de las sierras Pampeanas, en el área aquí analizada esta estructuración no está claramente expuesta. Sin embargo, cabe la posibilidad de que el sistema de fracturas conjugadas de rumbo NO-NE y disposición subvertical que afecta tanto al Complejo Pacatala como al Complejo Magmático Chepes, en las sierras de Los Llanos y Malanzán, pueda estar vinculada a este ciclo.

### 3.4. ESTRUCTURACIÓN CORRESPONDIENTE AL CICLO ÁNDICO

Desde el Mioceno, la deformación ándica produjo el alzamiento de los principales cordones serranos (sierras de Los Llanos, Paganzo, Vilgo, etc.) separados por extensos valles intermontanos.

La estructuración principal durante esta etapa correspondió a bloques inclinados (generalmente hacia el oeste), limitados por fallas de orientación N-S, en los que la falla oriental muestra generalmente mayor rechazo que la occidental.

La naturaleza de este fallamiento fue explicada por Jordan y Allmendinger (1986) como lístrico de carácter inverso. Recientemente, Pieters y Skirrow (1997) brindaron una interpretación diferente, considerando la estructura como resultado de fallas directas.

A esta etapa de fracturación le siguió la generación de fajas de plegamiento irregular de las sedimentitas del Mioceno y Plioceno (Formación Los Llanos).

La deformación ándica continuó con menor intensidad durante el Pleistoceno existiendo en el área evidencias de actividad neotectónica.

## Neotectónica

Dentro del sector intermontano ubicado entre las sierras de Valle Fértil y de Los Llanos pueden ser reconocidas dos porciones principales, una relativamente elevada situada al oeste, la pampa del Plumerillo (con sistema de drenaje hacia el SE y E) y la otra, perteneciente a los llanos de La Rioja (donde la red fluvial presenta pendiente hacia el N y NNE). Entre

ambas unidades morfológicas el límite corresponde a un extenso lineamiento de traza curva de más de 60 km de extensión, el que supera el área aquí relevada, pasando al oeste del cerro Horcobola y prolongándose más allá de la latitud de Patquía Viejo.

El lineamiento de traza suavemente convexa hacia el este, ha sido considerado por Massabie *et al.* (1998) como la expresión superficial de una falla neotectónica que expone, en su bloque colgante (occidental), sedimentitas del Mioceno superior-Plioceno (Formación Los Llanos) y niveles aterrazados de la Formación Guayapas. Por el contrario, el bloque bajo muestra depósitos holocénicos en correspondencia con la depresión de los llanos de La Rioja-Campo de Huaja.

Si bien el resalto morfológico discernible es en la actualidad de poca magnitud topográfica, resultan significativas: 1) Las modificaciones en el control del patrón de drenaje a lo largo de la traza de falla, 2) La existencia de un abanico terminal originado a partir de la erosión de depósitos de la Formación Guayapas y de sedimentos recientes pertenecientes a los depósitos de extensas bajadas aluviales (véase Massabie *et al.*, 1998), 3) El hecho de que el ápice

del abanico arriba aludido se ubica exactamente en coincidencia con la traza del lineamiento aquí discutido y 4) La fuerte erosión retrocedente que exhiben los arroyos situados al oeste de la traza de falla. En imagen satelitaria esta onda de erosión retrocedente es claramente visible y se prolonga unos 10 km al oeste de la falla.

La edad del último movimiento general de esta estructura se considera aquí posterior a la depositación de los niveles aterrazados pleistocénicos y probablemente aún más moderna, teniendo en cuenta: 1) Que el abanico terminal cubre claramente a sedimentos aluviales provenientes de las vecinas sierras de Los Colorados y Velazco, 2) El fuerte control ejercido por la estructura sobre la red de avenamiento en la zona y 3) La erosión retrocedente desarrollada en la mayoría de los arroyos.

Se infiere una mecánica compresiva del fallamiento que se expresaría en un corrimiento andino de vergencia oriental independizado de la estructura del basamento paleozoico inferior. La continuidad de esta estructura se interrumpe hacia el sur, a la latitud del cerro Horcobola, por el lineamiento nordeste Valdez, de traza recta, el que sí



**Figura 9.** Vista panorámica tomada hacia el este desde el cierre del embalse de El Cisco. La quebrada se desarrolla sobre milonitas pertenecientes a la unidad El Cisco.



probablemente esté controlado por la estructura previa del basamento. En esta zona, tanto en el cerro Horcobola como en otros alrededores hacia el sur, se manifiestan dislocaciones intensas de las que participa el basamento, sobre el cual se ha desarrollado el plegamiento de vergencia oriental de las sedimentitas del Grupo Paganzo y de la Formación Los Llanos. Este plegamiento es evidentemente posterior a los movimientos del Mioceno que elevaron las sierras y modelaron la cuenca terciaria en la región y está afectado por transcurriencia oblicua (neotectónica ?) asociada al lineamiento Valdez.

#### 4. GEOMORFOLOGÍA

Desde el punto geomorfológico, en el área que abarca la Hoja Chamical se pueden reconocer dos regiones principales: 1) La de las sierras, que corresponde a bloques basculados y 2) La de los valles intermontanos que cubren la mayor parte del área.

La erosión fluvial y en menor medida la acción eólica son los principales agentes modeladores del paisaje.

Dentro de la zona de sierras, la de Los Llanos, Chepes, Malanzán y Paganzo, presenta un perfil asimétrico característico, derivado de la estructura de bloques basculados, consistente en una vertiente oriental más inclinada y una occidental tendida que desciende progresivamente hacia el llano.

Un esquema inverso muestran las sierras de Vilgo y Valle Fértil (aunque ésta última está localizada en su mayor parte al oeste de la Hoja), las que, aunque son asimétricas, exhiben la pendiente más pronunciada hacia occidente. Como consecuencia de la asimetría mencionada se forman valles profundos y gargantas en la pendiente abrupta (figura 9), así como también abanicos aluviales y localmente conos de deyección. Por el contrario, en la pendiente opuesta, los valles son comparativamente más amplios y tendidos, siendo menor la formación de depósitos gruesos de pie de monte.

Lo señalado es particularmente visible en las sierras de Los Llanos y Malanzán donde los depósitos de abanicos pleistocenos y el pie de monte actual están mejor desarrollados sobre la vertiente oriental. Además, la disección de esta vertiente por ríos y arroyos produce un diseño triangular a trapezoidal del frente de sierra en la ladera oriental.

Ninguno de estos rasgos son conspicuos en la vertiente occidental, donde además, las quebradas exponen un diseño angular fuertemente controlado

por la estructura. En este sentido existen dos tipos de lineamientos, los de orientación NO – SE, en las quebradas mayores, y los de rumbo N-S.

Dentro del área serrana es destacable la existencia de valles estructurales como los de Malanzán, Anzulón, Tasquín y Los Bretes, los tres primeros ubicados en la sierra de Los Llanos y el restante en la de Valle Fértil.

En el caso del valle de Malanzán su desarrollo está evidentemente controlado por un antiguo lineamiento estructural de orientación ENE-OSO, el que según los trabajos de Braccini (1948) y de Andreis *et al.* (1986) sería el responsable de la existencia de paleovalles a partir del Carbonífero. Morfológicamente se trata de un valle estrecho, limitado por laderas empinadas y tapizado por terrazas fluviales.

El valle de Tasquín es un buen ejemplo de valle monoclinal comprendido entre la escarpa de falla que levanta la sierra de Malanzán y el flanco tendido del bloque basculado correspondiente a la sierra de Los Llanos. Resulta un valle de diseño triangular, con su vértice ubicado hacia el valle de Malanzán, que se amplía progresivamente hacia el norte hasta confundirse con la región de los llanos. La ladera occidental es más empinada y muestra un pie de monte mejor desarrollado que la oriental.

Otro rasgo sobresaliente del área serrana es la presencia de una extensa peneplanicie que se visualiza en la sierra de Los Llanos, la que se extiende en forma continua al poniente de la línea de altas cumbres, desde pocos kilómetros al sur de Punta de Los Llanos hasta Pacatala. La peneplanicie en cuestión ha sido labrada sobre rocas graníticas de los complejos Chepes y Pacatala, exhibiendo las rocas un reducido perfil de meteorización. La superficie de erosión está bien representada en las inmediaciones del puesto Santa Cruz, allí en la parte alta de la sierra de Los Llanos se observa una suave topografía, asemejando a un paisaje maduro caracterizado por el escaso relieve, formación de suelos y la existencia de arroyos de diseño meandriforme. Hacia el oeste, la erosión fluvial ha disectado parcialmente la peneplanicie, aunque la misma puede ser deducida por la alineación de la cima de los cerros.

En lo que respecta al área intermontana encierra tres regiones morfológicas mayores: 1) La occidental que incluye un importante mega-abanico proveniente de las sierras de Valle Fértil y Sañogasta, 2) La central que comprende una vasta porción de los llanos riojanos y 3) La oriental ubicada al naciente de la sierra de Los Llanos.

La primera de las áreas citadas abarca la casi totalidad de la pampa del Plumerillo y se extiende hacia el este hasta la localidad de San Ramón y desde allí, coincidiendo su límite oriental aproximadamente con la traza de la ruta número 27. Presenta un relieve llano correspondiente a un extenso conoide aluvial pedemontano distal que ingresa al área de la Hoja desde el oeste. Los canales fluviales, de hábito entrelazado, muestran alta relación ancho/profundidad y frecuentes displays como por ejemplo puede observarse a lo largo del río de la Punta del Médano, al este de Pampa Redonda. Hacia el sur, particularmente en el área de la pampa del Plumerillo, aparecen mantos de arena eólica cubriendo la planicie aluvial. Se trata de pequeñas acumulaciones de mesoformas eólicas, principalmente sombras de arena, zibars y protodunas junto a acumulaciones mantiformes formadas al reparo de la escasa vegetación.

En la región situada al oeste de la serranía de baja altura, que parte del cerro La Yesera, los cursos fluviales efímeros (ríos Mollaco, Los Colorados, Garabatos, etc.) han disectado varios niveles de terrazas fluviales, correspondientes, las más antiguas, a depósitos areno-conglomerádicos de la Formación Guayapas. El paisaje resultante exhibe terrazas planas a suavemente convexas, cortadas por canales fluviales pandos, generándose una topografía de escaso relieve relativo.

Siempre dentro del área intermontana, una segunda unidad morfológica la componen los llanos de La Rioja. Se trata de una extensa planicie aluvial, de relieve muy suave, en ocasiones ligeramente ondulada, surcada por una compleja red de cursos efímeros y diseño entrelazado, que drenan hacia el noroeste. Por el norte, se visualizan depósitos de playas y barreales que representan facies distales de mega-abanicos vinculados a las sierras de Los Colorados y Velazco. Relacionado con este último tipo de depósito se encuentra un conspicuo abanico terminal formado en la desembocadura del río Patquía en las inmediaciones de Patquía Viejo. Finalmente, y distribuidos en forma irregular, aparecen depósitos mantiformes de arenas eólicas.

La comarca comprendida al este de la sierra de Los Llanos exhibe un extenso campo eólico en la parte más septentrional (área de la estancia Flamenca), con dunas de diseño transversal, parcialmente vegetadas y modificadas por deflación. Hacia el sur, los afloramientos de la Formación Los Llanos, muestran estratos ligeramente inclinados al naciente, arrasados por terrazas fluviales cuaternarias, originándose un relieve de cuevas.

## 5. HISTORIA GEOLÓGICA

El registro estratigráfico más antiguo de la región analizada corresponde a las metamorfitas de la Formación Olta. Muy probablemente estas rocas, que reconocen indudablemente un protolito arenopelítico, fueron depósitos marinos que en la interpretación de Pieters y Skirrow (1997) representan la sedimentación desarrollada sobre el margen occidental pasivo del Gondwana durante la separación de Laurentia y la apertura del océano de Iapetus ocurrida en el Cámbrico temprano (Dalziel *et al.*, 1994). Concomitantemente con la sedimentación, o más probablemente al finalizar este ciclo sedimentario, se produjo una importante actividad magmática en la región manifestada por las migmatitas y granitoides del Complejo Pacatala. Todo el conjunto parece haber estado sometido durante el Cámbrico temprano a intensa deformación y metamorfismo (Ciclo Pampeano), que no sólo causó el metamorfismo de las sedimentitas de la Formación Olta, sino también el desarrollo de una conspicua fábrica metamórfica-deformacional gnéissica bandeada en el Complejo Pacatala.

Durante el Ordovícico se formó un importante arco magmático y se emplazaron los granitoides calcoalcalinos asociados a diferenciados básicos del Complejo Magmático Chepes. Como resultado de este magmatismo, el alto flujo calórico habría afectado a las rocas de la Formación Olta y del Complejo Pacatala originando un segundo evento metamórfico, muy probablemente de baja presión y alta temperatura que produjo localmente migmatización. La antigüedad de éste ha sido considerada por Pieters y Skirrow (1997) como comprendida entre los 477 y 491 Ma (Ordovícico temprano) sobre la base de dataciones U/Pb efectuadas sobre circones provenientes de granitoides del Complejo Magmático Chepes.

Probablemente hacia fines del Ordovícico toda la zona estuvo sujeta a deformación compresiva no-coaxial de orientación E-O, la que habría generado, por un lado, la foliación de rumbo N-S que afecta tanto a las rocas de la Formación Olta como a los complejos Pacatala y Chepes y, por el otro, metamorfismo retrógrado. En áreas de máximo esfuerzo se formaron fajas de milonización, como la Milonita El Cisco en la sierra de Los Llanos y la Milonita Paganzo en la sierra homónima. Según datos de geofísica aérea (véase Pieters y Skirrow, 1997), estas zonas de deformación, de no más de 1 km de ancho, se extienden en rocas de basamento por debajo de la cubierta cenozoica.

Durante el Devónico se produjo, en buena parte de las Sierras Pampeanas, la intrusión de granitos peraluminosos a ligeramente peralcalinos, los que están expuestos únicamente en la región más occidental de la Hoja aquí descrita (Granito Nepes). Probablemente, también durante el Devónico, sucedió un nuevo episodio de deformación, que afectó a las rocas de basamento principalmente expuestas en la sierra de Los Llanos, ocasionando un sistema conjugado de fallas de rumbo NO y NE.

A inicios del Carbonífero superior y probablemente como resultado de los movimientos de la Fase Río Blanco (Fauqué y Limarino, 1989; Caminos *et al.*, 1990), se originó la Cuenca Paganzo. La porción correspondiente a la presente Hoja Geológica ocupa el margen oriental de la mencionada cuenca, iniciándose la sedimentación con secuencias lacustres y de abanicos aluviales incluidas en la Formación Malanzán; hacia el tope de esta unidad tuvo lugar la rápida progradación de secuencias deltaicas y la colmatación definitiva del sistema lacustre. Un rasgo destacable de este intervalo estratigráfico es la existencia de diamictitas y cadilitos que señalan una actividad glaciogénica en la región correspondiente al evento glacial gondwánico.

En la sierra de Los Llanos, las sedimentitas de la Formación Malanzán fueron sucedidas por secuencias areno-conglomerádicas de la Formación Loma Larga, depositadas en extensas planicies aluviales. Estas rocas contienen bancos de carbón y pelitas carbonosas con abundantes restos megafloresticos pertenecientes a la Zona NBG, los que atestiguan indubitablemente una edad carbonífera superior para este intervalo y el desarrollo de condiciones paleoclimáticas muy húmedas y probablemente templado frías (Fase paleoclimática C<sub>2</sub> de López Gamundi *et al.*, 1992 y Limarino *et al.*, 1996).

Hacia el área de la sierra de Paganzo, la constitución paleogeográfica de la cuenca determinó el acuñaamiento de las facies lacustres (= Formación Malanzán). El Carbonífero superior está representado en esta región por secuencias predominantemente fluviales, también con niveles de pelitas carbonosas, incluidas en la Formación Lagares.

Durante el Pérmico más temprano comenzó la depositación de extensos mantos de bancos rojos (Formación Patquía). Estas rocas muestran una sección inferior de claro origen fluvial, con abundantes restos de plantas, y una superior caracterizada por la aparición de secuencias lacustres efímeras asociadas a depósitos eólicos que señalan una impor-

tante aridización hacia el Pérmico medio o superior (Limarino y Spalletti, 1986). El contacto entre la Formación Patquía y las infrayacentes unidades carboníferas atestigua la presencia de movimientos tectónicos, probablemente pertenecientes a la Fase Atacama. La existencia de estos movimientos es especialmente visible en sectores de borde de cuenca (como el valle de Malanzán), donde la base del Pérmico exhibe potentes sistemas de abanicos aluviales erosionando a las unidades carboníferas o bien directamente traslapando sobre las rocas del basamento (Net y Limarino, 1998). Hacia zonas más profundas de la cuenca, la aludida discordancia se transforma en una relación paraconcordante.

La sedimentación triásica está escasamente representada en la Hoja. Sólo el Triásico inferior (Formación Talampaya) aflora en la sierra de Paganzo y en áreas adyacentes. Se trata de areniscas y conglomerados fluviales que señalan el desarrollo de extensas planicies aluviales surcadas por ríos de moderada sinuosidad, en ocasiones multicanalizados, con carga de lecho dominante. Muy probablemente como resultado de procesos de extensión cortical se derramaron, en la sierra de Valle Fértil, coladas de basaltos alcalinos (Formación Baldecitos).

Desde el Triásico superior y hasta el Neógeno no existe registro estratigráfico en la comarca, la que aparentemente estuvo sujeta a largos períodos de erosión durante el Mesozoico y Paleógeno. En este sentido es probable que los niveles de pedimentos ascendidos, observados en la parte alta de la sierra de Los Llanos, correspondan a alguno de estos períodos de denudación.

Posiblemente durante el Mioceno, y como respuesta a la Orogenia Andina, sobrevino la elevación de las principales cadenas orográficas de la comarca. La estructura resultante fue de bloques rotados controlados por fallas inversas, a menudo de rumbo aproximadamente coincidente con las fajas paleozoicas de milonitización (como ocurre sobre el margen oriental de la sierra de Los Llanos al sur de Olta). Aparentemente asociados a esta deformación se originaron muy localizados derrames de coladas de basaltos foidíferos (Basalto Divisaderos Negros).

La estructuración arriba aludida controló la formación de una extensa cuenca terciaria de naturaleza intermontana. En esta cuenca, constituida a partir del Mioceno más tardío o Plioceno temprano, se produjo la depositación de extendidas secuencias continentales, con muy frecuentes cambios de facies especialmente en sentido E-O, pertenecientes a la For-

mación Los Llanos. Así, en sectores próximos a las sierras, la sedimentación fue de grano grueso e incluyó secuencias fluviales arenosas-conglomerádicas de moderada a alta energía. Hacia el interior de los valles estas rocas pasan rápidamente a facies pelíticas y arenosas finas, que en muchos casos muestran intercalaciones evaporíticas (principalmente yeso), todo el conjunto se depositó en ambientes fluviales efímeros de baja energía, barreales e incluso pequeñas salinas.

Hacia fines del Plioceno habría tenido lugar otro importante evento de deformación en la comarca que ocasionó fallamiento y desarrollo de una conspicua faja de plegamiento en el área del cerro Horcobola y en las estribaciones del área del cerro La Yesera. En ambos lugares, las sedimentitas terciarias fueron plegadas junto con sedimentos del Paleozoico superior.

Con posterioridad a esta fase deformativa, y durante el Pleistoceno, se depositaron gravas, arenas y limos fluviales que conformaron extensas terrazas sobre el sector occidental de la Hoja (Formación Guayapas). Es factible que en forma casi sincrónica haya tenido lugar, en los márgenes de las sierras, la depositación de brechas, de conglomerados gruesos y de arenas pertenecientes a abanicos aluviales.

De acuerdo con las relaciones de campo, con posterioridad a la Formación Guayapas se generó, en la comarca, una extensa faja eólica (Pleistoceno tardío-Holoceno temprano) probablemente relacionada a un evento de aridización y caracterizada por el desarrollo de un importante campo de dunas transversales. Depósitos fluviales aterrazados recientes erosionaron las acumulaciones eólicas, evidenciando un mejoramiento climático.

En la actualidad, la sedimentación es principalmente fluvial, dominada por ríos efímeros junto a sedimentos de bajada aluviales, barreales, salinas y mantos eólicos formados a reparo de la vegetación.

Finalmente, evidencias de probable actividad neotectónica en la comarca fueron señaladas en el capítulo Estructura.

## 6. RECURSOS MINERALES

El sector comprendido por la Hoja Geológica Chamental incluye importantes manifestaciones minerales, en especial en las sierras de Los Llanos, Paganzo, Los Colorados y Vilgo, en la provincia de La Rioja. Estas manifestaciones corresponden a

minerales metalíferos (Fe y U), minerales industriales (yeso, arcillas, caolín y carbón) y rocas de aplicación (granito, material volcánico y piedra laja).

### 6.1. DEPÓSITOS DE MINERALES METALÍFEROS

#### Hierro

Existen manifestaciones de hierro en el extremo sur de la sierra de Paganzo, conocidas como Paganzo y Bum Bum (departamento Independencia, La Rioja), en el extremo NO de la Hoja. La primera se ubica próxima al puesto homónimo mientras que Bum Bum, a unos 15 km al NNO del mismo.

Mencionadas por primera vez por Brackebush (1886), corresponden a concreciones (con estructura laminada y en el centro rellenos de cuarzo) dentro de una arenisca ferruginosa (Formación Lagares), que se extiende a lo largo de una faja de 15 km y con una potencia variable (0,45 m en Bum Bum y 4 m en Paganzo). Los análisis químicos (Beder, 1918; Wässman, 1930; Angelelli, 1950) muestran a las concreciones compuestas por residuo insoluble (12,9-42,1%), hierro (37,7-39,1%) y manganeso (0,04-3,8%).

Aparentemente, el hierro se habría depositado en el estado de limonita coloidal, que luego se habría alterado como goethita y hematita.

#### Uranio

##### *La Chimenea y Loro de Piedra*

Estos depósitos se localizan entre las poblaciones de Solca y Malanzán (departamento Gral. Facundo Quiroga, La Rioja), en el extremo SE de la Hoja.

La mineralización se presenta en la Formación Malanzán, en niveles arcilloso-carbonosos con abundante materia orgánica diseminada y delgadas guías de arcilitas ferruginosas y, en las intercalaciones lenticulares de areniscas en conglomerados finos.

Los afloramientos son de escasa envergadura, el contenido promedio de  $U_3O_8$  es de 0,3%. El hábito de la mineralización es facoidal y la misma incluye carnotita asociada a material carbonoso y óxidos de hierro y manganeso.

El origen de la mineralización es epigenético, donde la abundante materia orgánica diseminada en la Formación Malanzán habría participado, junto a los óxidos de hierro y manganeso, en el control de la



precipitación (generando un ambiente reductor) del ión uranilo que circulaba dentro de esta unidad (Belluco *et al.*, 1981).

## 6.2. DEPÓSITOS DE MINERALES INDUSTRIALES

### Yeso

La provincia de La Rioja cuenta con importantes yacimientos de yeso, la mayoría de ellos alojados en sedimentitas neógenas (Formación Los Llanos) que afloran, en el ámbito de esta Hoja Geológica, con reservas estimadas en 7.500.000 t de yeso de buena calidad, con leyes de entre 80% y 98% de  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  (véase Schalamuk *et al.*, 1983).

Los principales yacimientos corresponden a los distritos Pozo del Bordo (La Salvadora y Paz y Progreso), La Hediondita (Los Coloraditos) y Patquía Viejo.

#### *Distrito Pozo del Bordo*

Este distrito está localizado a ambos lados de la ruta nacional 38, entre los km 1004 y 1006, al SO de Chamical (departamento Gdor. Gordillo, La Rioja) e incluye los yacimientos La Salvadora y Paz y Progreso.

Su excelente ubicación y calidad del yeso ha favorecido su explotación, en forma irregular desde 1930, para proveer material crudo de buena calidad para la fabricación de cemento. El horizonte yesífero, emplazado en la Formación Los Llanos, muestra una potencia promedio de 2 m y unas reservas estimadas de 1.564.776 t (Aspilcueta, 1969).

De origen sedimentario, el yeso se habría originado por precipitación de soluciones salinas, intercalándose como bancos y nódulos dentro de las areniscas arcillosas. El yeso nodular se habría formado por removilización post depositacional del sulfato de calcio bajo condiciones de eodiagénesis muy somera, con circulación abierta de fluidos (Schalamuk *et al.*, 1983)

El yacimiento La Salvadora se halla a 11 km al SE de Chamical y tiene una superficie aproximada de 100 ha, donde el horizonte mineralizado (que cubre unos 640.000 m<sup>2</sup>) contendría una reserva mínima de 956.800 t (Angelelli, 1941; Angelelli y Ezcurra, 1963; Aspilcueta, 1969; Schalamuk *et al.*, 1983).

El horizonte que contiene la mineralización de yeso, corresponde a una arenisca gruesa con matriz arcillosa y teñida de rojo por óxidos de hierro (1-3,5

m de potencia) y presenta una sobrecarga variable (0,5-2,7 m). El yeso aparece en dos niveles casi horizontales. En el superior, como nódulos (0,1-0,6 m de diámetro) de material de grano fino a mediano, translúcido, del tipo alabastro y color blanco azulino; mientras que en el inferior se halla en bancos regulares (0,4-1,3 m de potencia) de yeso compacto, sacaroide y de color blanco, con tonalidades verdosas o amarillas. Los análisis químicos revelan un contenido de  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , que oscila entre 88,6 y 97,9% (Aspilcueta, 1969; Schalamuk *et al.*, 1983).

El yacimiento Paz y Progreso, a unos 13 km del SE de Chamical, cubre una superficie de 66 hectáreas. El horizonte mineralizado, que abarca unos 623.565 m<sup>2</sup>, se emplaza en una arenisca arcillosa rojiza (0,8-3,5 m de potencia) que exhibe abundantes nódulos de yeso densamente distribuidos y óxidos de hierro; con una sobrecarga variable entre 0,2 y 1 m (Angelelli, 1941; Angelelli y Ezcurra, 1963; Aspilcueta, 1969; Schalamuk *et al.*, 1983).

El yeso aparece en concreciones redondeadas de tamaño variable (0,1-0,7 m de diámetro), de color blanco azulado, de grano fino, sacaroide y translúcido (tipo alabastro), también se presentan las variedades granular y fibrosa. Son frecuentes las impregnaciones de óxido de hierro. Los espesores mineralizados fluctúan entre 0,5 y 2 m (1,5 m promedio), con un contenido de  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , que oscila entre 90 y 95,4% y reservas mínimas de 607.976 toneladas.

#### *Distrito La Hediondita*

Ubicado a unos 70 km al sur de Patquía (departamento Gral. J. Facundo Quiroga, La Rioja), este distrito comprende una serie de manifestaciones que se presentan en forma de lomadas distribuidas irregularmente en un área aproximada de 25 km<sup>2</sup>. El horizonte mineralizado corresponde a un banco de yeso de 1,2 m a más de 3 m de potencia, intercalado en la Formación Los Llanos.

El yacimiento Los Coloraditos es el más importante de este distrito y está integrado por varias canteras, entre ellas Selenita, El Molino, Reforma-Cielito y Yeso 1, Yeso 2 y Yeso 3. Sito en la estancia homónima, muestra los niveles yesíferos con una posición horizontal a subhorizontal (excepto en la cantera El Molino, donde es vertical) coronando pequeñas lomadas que afloran esporádicamente en una superficie triangular de 25 km<sup>2</sup>. Aparecen como yeso estratificado (en delgadas capas con intercalaciones de limolitas y arcilitas verdosas, de espesores del

orden del mm) y como yeso concrecional (nódulos o concreciones incluidos dentro de los niveles de limolitas pobremente consolidados). La mineralización se halla como agregados fibrosos, de hábito granular y tamaño de grano fino a grueso, traslúcido y de colores claros (blanco, gris y verde), y también laminar (selenita) (Combina y Márquez, 1974; Schalamuk *et al.*, 1983).

#### *Distrito Patquía Viejo*

Este distrito está localizado en una región de relieve suave (pequeñas lomadas que emergen de una zona deprimida). El yeso se manifiesta en bancos, dentro de la Formación Los Llanos, con espesores variables (0,7-1,4 m), varios centenares de metros de corrida y algunas decenas de ancho. Las reservas estimadas totales de mineral serían de unas 300.000 t (Schalamuk *et al.*, 1983).

El depósito principal (Patquía Viejo), incluye varias canteras, entre ellas Patquía Viejo I, II y III y se ubican a unos 3,5 km al OSO del poblado homónimo, en el departamento Independencia (La Rioja).

En Patquía Viejo I, el banco de yeso (0,7-1,4 m de espesor) aflora en una lomada de 1,5 km de largo y 90 m de ancho y cubre una superficie de 29,45 m<sup>2</sup>. Con un rumbo de N 20°-25° O e inclinación de 5° a 7° SO, el horizonte está en partes plegado y fracturado. El mineral se encuentra en capas alternantes de yeso fibroso (fibras de 1 a 2 cm de largo de color blanco) y granular (de grano mediano y color verde). Además forman concreciones de alabastro y venillas y guías de selenita. Las reservas son del orden de las 67.000 toneladas.

Por su parte, en la cantera Patquía Viejo III (1 km al OSO de la anterior), el banco de yeso, tiene una corrida de 40 a 80 m, rumbo de N 50°-55° O, inclinación de 6° a 7° al SO, un espesor medio de 1,1 m y unas reservas de 230.000 t (Hernández, 1975; Schalamuk *et al.*, 1983).

#### **Arcillas y caolines**

La provincia de La Rioja cuenta con importantes reservas en varios yacimientos de arcillas refractarias y caolines, alojados en niveles de sedimentitas continentales (lacustres y fluviales) de la sección inferior del Grupo Paganzo (formaciones Lagares y Malanzán; Carbonífero superior), en especial en el sector comprendido por esta Hoja Geológica, donde se ubican los distritos Patquía-

Amaná, Malanzán-Solca y cerro Horcobola. Estos distritos se emplazan en la Cuenca Paganzo (de carácter continental) y fueron objeto de numerosos trabajos que caracterizaron los diferentes yacimientos, tanto del punto de vista económico como geológico.

#### *Distrito Patquía-Amaná*

Está localizado entre Patquía y Amaná (departamento Independencia, La Rioja). Incluye los yacimientos El Gaucho, Las Kokas, Las Torres, Los Baldecitos, San Antonio, Los Mogotes, Don Paco, Margarita I-II, Las Mellizas, La Sonia-Clarisa y Faraón (Osiris). La mayoría de ellos, ubicados en el ámbito de esta Hoja Geológica, han sido estudiados por Amos y Zardini (1963), Mastandrea (1970), Rossi y González (1970), Iñíguez (1973), Schalamuk *et al.* (1983), Del Blanco *et al.* (1992), entre otros.

Los materiales arcillosos, caolínicos, exhiben una buena refractariedad y altos contenidos de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y se habrían originado por alteración del granito del basamento y luego depositados en períodos de calma junto a restos vegetales.

Los Mogotes, sito en las proximidades del paraje homónimo, comprende dos depósitos de arcillas carbonosas (intercaladas en la Formación Lagares), un yacimiento norte, ubicado en la zona de fuentes termales conocida como Antonios (30° S y 67°03'50" O = Mina Antonio) y otro sur, Albertos (30°00'20" S y 67°03'00" O = Mina Alberto, Saladillo).

La mina Alberto (sobre el faldeo oriental de la sierra de Los Colorados) ha sido mencionada en los estudios de Rossi y González (1970) y Rossi (1973) como Mogotes Colorados, por Mastrandrea (1970) como Los Colorados, Albertos o Saladillo y por Amos y Zardini (1963) y Schalamuk *et al.* (1893) como Los Mogotes o Mina A.P Green. El horizonte arcilloso presenta un espesor total de 2 a 5 m, un rumbo N 200° e inclinación de 10° SO, aflora en forma intermitente a lo largo de 1,2 km y está integrado por varias capas de arcillas de colores gris y negro, con intercalaciones lentiformes de areniscas gruesas.

En la parte meridional del horizonte se han identificado dos mantos arcillosos de 1,2 a 3 m de espesor y con un rumbo aproximado N-S (arcilla gris oscura, compacta de fractura concoide) y un tercer manto con un rumbo O-E y una potencia de 0,15 a 1 m (arcilla negra muy carbonosa, blanda y deleznable). Tanto éstos como un cuarto horizonte son de pobre valor comercial por su alto contenido en sílice y bajo punto de fusión. Un quinto manto (corrida de

CUADRO-RESUMEN DE INDICIOS Y OCURRENCIAS MINERALES, HOJA 3166-I, CHAMICAL.

Número	Longitud	Latitud	Sustancia	Mina o Cantera	Unidad geológica	Edad	Leyes	Minerales y rocas	Tipo de explotación
1	67° 25' 56"	30° 00' 23"	Arcilla	Don Paco	Fm. Lagares	Carbonífero		caolinita 65%, illita-montmo 15%, cuarzo 25%	Expl. a cielo abierto
2	67° 25' 24"	30° 00' 31"	Arcilla	La Sonia	Fm. Lagares	Carbonífero		caolinita	Expl. a cielo abierto
3	67° 25' 24"	30° 01' 01"	Arcilla	Clarisa-Vallecito	Fm. Lagares	Carbonífero		caolinita 65-85 %, illita-montmo 5-15 %, cuarzo 10-25%	Expl. a cielo abierto
4	67° 26' 53"	30° 02' 20"	Arcilla	Las Mellizas	Fm. Lagares	Carbonífero		caolinita 85%, illita 15 %	Expl. a cielo abierto
5	67° 17' 44"	30° 05' 24"	Hierro	Bum Bum	Fm. Lagares	Carbonífero			
6	67° 17' 11"	30° 12' 36"	Hierro	Paganzo	Fm. Lagares	Carbonífero	Fe 37-39 %; Mn 4 %	limonita alterado a goethita y hematita	Expl. a cielo abierto
7	67° 05' 18"	30° 00' 07"	Arcilla	Antonio	Fm. Lagares	Carbonífero			
8	67° 04' 46"	30° 00' 31"	Arcilla	Alberto	Fm. Lagares	Carbonífero		caolinita 35%, illita-montmo 15%	Expl. a cielo abierto
9	67° 14' 17"	30° 13' 05"	Tobas vitrocrystalinas	El Toba-El Diaguita	Fm. Los Llanos	Mioceno sup.-Plioceno		toba vitrocrystalina, vidrio 80%, cristales 20%	Expl. a cielo abierto
10	66° 57' 48"	30° 10' 40"	Yeso	Patquia Viejo	Fm. Los Llanos	Mioceno sup.-Plioceno		yeso fibroso, alabastro, selenita	Expl. a cielo abierto
11	66° 47' 58"	30° 34' 37"	Arcilla	Cerro Horcobola	Fm. Lagares	Carbonífero		cuarzo 40%, caolinita 35%, illita 15%	Expl. a cielo abierto
12	66° 55' 00"	30° 37' 13"	Yeso	Los Coloraditos	Fm. Los Llanos	Plioceno		yeso fibroso, traslucido	Expl. a cielo abierto
13	66° 31' 09"	30° 10' 35"	Granito negro	La Esperanza	Complejo Chepes	Ordovícico		diorita hornblendífera	Expl. a cielo abierto
14	66° 32' 45"	30° 16' 51"	Granito negro	Difunta Correa	Complejo Chepes	Ordovícico		diorita hornblendífera	Expl. a cielo abierto
15	66° 32' 16"	30° 18' 31"	Granito negro	La Torrecina	Complejo Chepes	Ordovícico		diorita y gabro	Expl. a cielo abierto
16	66° 32' 47"	30° 19' 42"	Granito negro	San Nicolás	Complejo Chepes	Ordovícico			
17	66° 30' 52"	30° 21' 47"	Granito negro	Alcázar	Complejo Chepes	Ordovícico		diorita y gabro	Expl. a cielo abierto
18	66° 34' 24"	30° 48' 59"	Arcilla	Malanzán	Fm. Malanzán	Carbonífero		illita 35%, cuarzo 35%, Fe 15 %	Expl. A cielo abierto
19	66° 22' 34"	30° 25' 18"	Arcilla	Aguadita	Fm. Patquia	Pérmico			Expl. a cielo abierto
20	66° 24' 13"	30° 42' 33"	Uranio	La Chimenea	Fm. Malanzán	Carbonífero	0,03% de U	carnotita, óxidos de Fe y Mn	Expl. a cielo abierto
21	66° 29' 03"	30° 46' 18"	Uranio	Loro de Piedra	Fm. Malanzán	Carbonífero			
22	66° 12' 00"	30° 24' 44"	Yeso	La Salvadora	Fm. Los Llanos	Mioceno sup.-Plioceno	88,6-97,9 % CaSO4.2 H2O	yeso	Expl. a cielo abierto
23	66° 12' 33"	30° 25' 22"	Yeso	Paz y Progreso	Fm. Los Llanos	Mioceno sup.-Plioceno	90-95,4 % CaSO4	yeso	Expl. a cielo abierto
24	66° 14' 59"	30° 38' 05"	Piedra Laja	La Candelaria	Fm. Patquia	Mioceno sup.-Plioceno		cuarcitas tobáceas, arenisca tobácea gris rosada	Expl. a cielo abierto
25	66° 14' 42"	30° 40' 20"	Piedra Laja	América	Fm. Patquia	Mioceno sup.-Plioceno		arenisca tobácea oolítica blanca y gris rosada	Expl. a cielo abierto

800 m, rumbo variable entre E-O y NO-SE e inclinación entre 6° y 14° hacia el SO) comprende tres horizontes arcillosos de geometría lenticular intercaladas entre las areniscas. Los dos horizontes inferiores fueron los explotados, en especial el basal (0,2-0,75 m de espesor) del que se extraía una arcilla negra a gris azulada, carbonosa, dura, compacta, lajosa, áspera al tacto, con óxido férrico y poca plasticidad. Del horizonte intermedio (0,15-0,55 m) se explotaba una arcilla gris oscura, lajosa, untuosa al tacto, blanda, carbonosa y plástica.

Las análisis químicos (Mastrandrea, 1970; Rossi y González, 1970; Iñíguez, 1973; Schalamuk *et al.*, 1983) revelaron que las arcillas negras están compuestas por caolinita (35%), cuarzo (15%), illita+montmorillonita? (15%), feldespato (5%) y limonita? (20%) y las grises por caolinita (35%), cuarzo (30%), illita (5%), feldespatos (5%) y limonita? (25%). Estas arcillas pobres en caolín y con una alta resistencia pirosópica fueron clasificadas como refractarias (Mastrandrea, 1970; Rossi y González, 1970) y utilizadas en la fabricación de ladrillos refractarios, en general de mala calidad y cerámicas rojas de buena calidad.

La mina Antonio, ubicada a unos 1,2 km al N de la mina Alberto, sobre el mismo límite de las Hojas La Rioja y Chamental, fue denominada por Rossi y González (1970) y Rossi (1973) como Mogotes Colorados y por Mastrandrea (1970) como Los Colorados o Antonios. El yacimiento posee dos mantos arcillosos. El primero (300 m de corrida, rumbo N 330°-335°, inclinación de 12°-17° O) muestra dos horizontes de arcillas (inferior, 0,4-1,0 m y superior 0,3-0,7 m); mientras que el segundo manto, situado en la margen izquierda del río Saladillo, tiene una forma lenticular, una corrida de 190 m, rumbo variable entre N 130°-300°, inclinación de 12°-30° N y una potencia irregular de 0,2 a 1,2 m; también con dos horizontes arcillosos.

En el yacimiento Don Paco, emplazado en el faldeo sudoriental de la sierra de Vilgo, próximo al paraje Los Ranchos, a unos 4 km al N de Las Torres, se han identificado tres niveles arcillosos intercalados entre las psamitas y psefitas de la Formación Lagares, el inferior, una lente de arcilla muy carbonosa; el medio, una arcilla carbonosa y una arcilla gris oscura, de 1,5 m de potencia y, el superior, con arcillas carbonosas parcialmente arenosas de color gris y amarillento con 2,3 m de espesor.

De los dos últimos horizontes, ambos con interés económico, el medio es el más importante y está constituido por bancos superpuestos de arcillas. Posee una corrida de 60 m e inclinación promedio de

13° hacia el este; el techo y la base están compuestos por areniscas. El nivel superior es de naturaleza terrosa y presenta pátinas de óxido de hierro.

El mineral corresponde a una arcilla caolinítica (caolinita, 65%, cuarzo, 25%, illita y/o montmorillonita, 15%), apta para la fabricación de material refractario en general y productos arcillosos pesados.

El yacimiento La Sonia se localiza sobre el flanco occidental de la sierra de Vilgo. El horizonte mineralizado es una arcilla blanca a gris verdosa y violácea (0,3 a 0,5 m de potencia y 500 m de corrida), en parte ferruginosa, intercalada en areniscas y posee una sobrecarga de 4 metros. Se trata de una arcilla caolinítica de grano fino (al tacto áspero, con fractura irregular) a muy fino (suave al tacto y con fractura subconcooidal), de gran compacidad y con alto contenido de alúmina.

Sobre el mismo faldeo de la sierra de Vilgo se ubica el depósito Clarisa-Vallecito, próximo al paraje Las Torres. Allí, la mineralización también en la Formación Lagares, aparece en dos horizontes, el inferior (1,2-1,6 m de espesor y 300 m de corrida) se ubica a unos 17 m de la base y corresponde a una arcilla verde (verde grisácea clara, gris y negra), laminada, de aspecto compacto, fractura concoide y algunas pigmentaciones de óxidos de hierro superficiales (hasta 1,5 m de profundidad). Por su parte, el horizonte superior (1 m) contiene una arcilla carbonosa negra laminada con intercalaciones de arcillas negras compactas fosilíferas. Ambos horizontes tienen un rumbo general de N 12°-15° O y un buzamiento de 13°-15° hacia el este. Se trata de una arcilla caolinítica (caolín, 65-85%, cuarzo, 10-25% e illita+montmorillonita+hematita, 5-10%) apta para la fabricación de material refractario.

El yacimiento Faraón, localizado en la estancia homónima, sobre el mismo faldeo de la sierra de Vilgo, también exhibe horizontes arcillosos emplazados en la Formación Lagares, que afloran en forma irregular e intermitente en un área amplia.

En la mina Osiris se advierten, de base a techo, cuatro niveles de arcilla: negra carbonosa y compacta con poca plasticidad (1,2 m); gris clara, dura y áspera al tacto (1,8 m); negra carbonosa, muy deleznable (0,4 m) y, gris blanquecina, blanda (0,25 m).

El depósito Las Mellizas está ubicado sobre el flanco sudoccidental de la sierra de Vilgo, a unos 12 km al E de Amaná y 86 km al O de Patquía. Se explotaban arcillas, una negra carbonosa y otra gris (esta última con menor tenor de materia orgánica), provenientes de dos horizontes principales. El primero (con hasta 3,5 m de potencia) de arcilla negra, laminada,



con restos de plantas y niveles grafitosos de 1-2 cm de grosor, se localiza en el sector SSO del yacimiento. El segundo horizonte (1-1,5 m de espesor), corresponde a una arcilla gris, dura y compacta y que se halla en extremo NNO del yacimiento. Estos niveles, con una inclinación de entre 11°-15° SE, presentan una extensión variable entre 800 y 1000 metros.

La arcilla que se extraía era caolinítica de grano muy fino y suave, donde la variedad negra era más liviana y con una fractura subplana, mientras que la gris con un mayor peso específico, era compacta y con fractura concoide. La composición mineralógica incluye, para la variedad gris, caolinita bien cristalizada (85%) y posibles impurezas de illita (15%); mientras que para la arcilla negra, caolinita (65%), cuarzo (25%) y montmorillonita+illita (5%).

Los análisis químicos de Las Mellizas dieron una ley de 21,9-34 % de  $Al_2O_3$  (para la arcilla negra) y 30,8-36,2% (para la gris), con unas reservas probables estimadas de entre 285.862 t y 331.932 t para las dos variedades principales de arcillas. Esta arcilla refractaria es apta para elaborador materiales refractarios y cerámicos (ladrillos refractarios, crisoles, cajas, conductos, revestimientos, etc.).

El yacimiento Margarita enclavado a unos 2 km al NNO de Las Mellizas, también presenta niveles arcillosos en la Formación Lagares, con dos horizontes de arcillas con delgadas intercalaciones de limolitas y psamitas. Del primero (2,5 m de espesor) se obtenía una arcilla gris oscura y compacta; mientras que del segundo (1-1,5 m) una arcilla gris clara compacta y laminada ("Gris Silvia"). Esta última arcilla refractaria, es apta para la fabricación de cerámicas.

#### *Distrito Malanzán-Solca*

En este distrito se observan grandes espesores de sedimentitas continentales (formaciones Malanzán y Loma Larga) depositadas en ambientes lacustres y fluviales que registran niveles arcillosos impuros con una amplia distribución (Di Paola, 1972; López, 1980; Schalamuk *et al.*, 1983; Andreis *et al.*, 1986).

Se destaca el yacimiento Malanzán, ubicado sobre la ruta que une a Malanzán con Solca (a 3 km al SE de la primera y a 19 km de la segunda población), en el departamento Gral. J. F. Quiroga (La Rioja). La mineralización está contenida en la Formación Malanzán. Se trata de un yacimiento muy extenso (más de 5 km de largo, ancho visible de 600 m y 4 m de espesor) compuesto por una serie sucesiva de niveles de arcillas de color verde pardusco, lajosas, ás-

peras al tacto y con intercalaciones arenosas, con un rumbo de N 103° e inclinación de 7° N. Estas arcillas están integradas por cuarzo (35%), illita (35%), clorita? rica en hierro (15%), feldespatos (5%) y limonita? (10%) y fueron clasificadas como arcillas illíticas con elevado porcentaje de óxido férrico.

Por su ubicación, dimensiones y calidad de arcillas, el depósito Malanzán presenta un importante potencial económico. Es una arcilla refractaria de bajo punto de fusión apta para la industria del cemento y cerámica roja (fabricación de ladrillos huecos, tejas y alfarería en general) (Rossi y González, 1973; Rossi, 1973; López, 1980). Sin embargo, según Schalamuk *et al.* (1983), esta manifestación es de escasa importancia porque corresponde a arcillas impurificadas con arenas y micas.

#### *Distrito Cerro Horcobola*

En este distrito, localizado al oeste del cerro homónimo dentro de la estancia de la Represa del Monte, a unos 15 km al NO del pueblo Carrizal y a 12 km de Tama, se diferenciaron dos horizontes arcillosos intercalados entre conglomerados y areniscas de la Formación Patquía.

Estos horizontes presentan una corrida de 1,5 km, un rumbo de N 13° e inclinación de 8° O. El inferior (1,5 m de potencia) comprende una arcilla verde laminada y el horizonte superior (3 m), una arcilla morada con intercalaciones de niveles arenosos. Estas arcillas tienen un muy bajo grado de pureza y están integradas por cuarzo (40%), caolinita (35%), illita (15%) y feldespatos (10%).

Pobrementemente caoliníticas, constituyen arcillas refractarias de bajo punto de fusión, aptas para la fabricación de cemento, cerámica roja, ladrillos huecos, tejas y alfarería en general (Rossi y González, 1970; Iñiguez, 1973; López, 1980; Schalamuk *et al.*, 1983).

### **6.3. ROCAS DE APLICACIÓN**

#### **Granito**

Los afloramientos de granito localizados en el ámbito de la Hoja Geológica Chamical, en especial en la ladera sudoccidental de la sierra de Los Llanos (distritos Alcázar y Punta de Los Llanos, Anzulón-Malanzán-Chepes y Patquía), han abastecido en forma casi permanente, desde hace más de 50 años, al mercado nacional e internacional de este tipo de roca de aplicación, en especial de la variedad conocida como "granito negro" (gabros y dioritas

hornblendíferas). También se producen las variedades granito riojano, nublado, rojo imperial y rojo caracol (Secretaría de Minería, 1993).

Por sus características físicas y estéticas son utilizados como material de revestimiento y ornamentación. Las reservas determinadas oscilan entre 100.000 y 1.000.000 de toneladas (Secretaría de Minería, 1993).

#### *Distrito Alcázar y Punta de Los Llanos*

Este distrito abarca varios yacimientos (Punta de Los Llanos IV, San Nicolás, La Esperanza, Agua Negra, San Luis, La Torrecina, Santo Domingo, Alcázar, La René, Tuizón, El Indio Muerto, Tama III y Difunta Correa) distribuidos en la ladera occidental de la sierra de Los Llanos y en su interior, desde el norte de la población de Alcázar hasta el sur de Tama, a lo largo de unos 30 kilómetros.

Las rocas objeto de explotación, denominadas localmente "granito negro". forman parte del basamento cristalino y constituyen pequeños cuerpos ovoides (50-100 m de largo) de dioritas y gabros hornblendíferos de grano mediano a grueso de color gris oscuro.

En la cantera La Esperanza, localizada en el flanco occidental del cordón Punta de Los Llanos, en un área con relieve suave, aflora el basamento cristalino (Complejo Magmático Chepes y Formación Olta) compuesto por filitas, tonalitas, granodioritas migmatíticas y un cuerpo básico que es el explotado. El cuerpo trabajado presenta una forma ovoide (100 m de largo por 18 m ancho mínimo). La roca es una diorita hornbléndica, de color gris oscuro, de grano mediano a grueso. Megascópicamente presenta plagioclasa, hornblenda, biotita y finas venillas de cuarzo. Los 3 metros superiores de los afloramientos están alterados, fisurados y manchados. El resto es fresco y aparece diaclasado con dos juegos principales (N 60°-70° O, inclinación 70° N; N-S, inclinación, 75°-80° E) (Schalamuk *et al.*, 1983). La escasa alteración de la roca, su grano uniforme y ausencia de microfisuras, la convierten en una roca apta para ser usada en revestimiento.

El material explotado en La Esperanza se habría formado por diferenciación de un magma tonalítico-granodiorítico o por asimilación y reacción recíproca entre dicho magma y rocas básicas (Zuzek, 1978).

En la cantera Tuizón, situada al SE de la localidad Punta de Los Llanos, en un relieve formado por suaves elevaciones de rocas magmáticas y

metamórficas (Complejo Magmático Chepes), se explota una diorita-tonalita, de color gris y grano fino a mediano y de unos 15 m de largo (eje mayor orientado E-O) que se acuña hacia el O (Castaño, 1969; Schalamuk *et al.*, 1983).

En la cantera Difunta Correa, distante unos 3 km al SE de la cantera Tuizón, se comercializan cuerpos dioríticos incluidos en el basamento cristalino, con buenos desniveles para su explotación, cuyas reservas positivas se han estimado en 263.188 toneladas. Corresponden a reventones irregulares de una diorita hornblendífera, fresca y homogénea, de color gris oscuro a negro, holocristalina de grano mediano. Megascópicamente presenta granos de feldespato, anfíbol y biotita. En la parte central del cuerpo se aprecian tres juegos principales de diaclasas (NE-SO con inclinación de 70°-80° NO; N-S con inclinación de 70° O y E-O, subvertical), que aparecen rellenas con feldespatos (Passarello, 1979; Schalamuk *et al.*, 1983).

#### *Distrito Anzulón, Malanzán y Chepes*

Este distrito está ubicado en las sierras de Los Llanos, Malanzán, Chepes y Ulapes. Fue estudiado por geólogos del Servicio Geológico Nacional a través del Plan La Rioja por solicitud de la empresa Yacimientos Metalíferos Riojanos (YA.ME.RI.), quienes identificaron importantes cuerpos en el área del dique de Anzulón, ladera este de la sierra de Los Llanos.

Estos afloramientos (Anzulón I y II), de unos 500 m de largo por 20 a 60 m de ancho, son de rocas de composición tonalítico-diorítica, de textura mediana a fina y color gris oscuro.

Otro cuerpo (corrida de más de 500 m, desniveles de entre 30 y 60 m y un ancho que varía entre los 20 y 60 m) está localizado sobre la ruta 79 a la altura del km 11,5. La roca es de textura granosa, color gris rosado a pardo, con ojos de color gris oscuro por la abundancia localizada de biotita.

#### *Distrito Patquía*

Este distrito está localizado a unos 60 km al SO de Patquía, sobre la vertiente sudoccidental de la sierra de Paganzo. Corresponde al basamento granítico, de color gris claro, grano mediano a fino y escasos poros.

Los sistemas de diaclasas permiten obtener bochones de tamaño mediano (Schalamuk *et al.*, 1983).

## Materiales volcánicos

Cuerpos de tobas vitrocrystalinas emplazadas en la Formación Los Llanos, que aflora en las proximidades de la localidad Paganzo (departamento Independencia, La Rioja), fueron explotadas para abastecer la fabricación de cemento puzolánico. Se trata de los yacimientos El Toba y El Diaguita.

### *El Toba y El Diaguita*

Este yacimiento está localizado a 8 km de Paganzo sobre la ruta provincial 26, próximo al km 27 (la cantera El Toba se ubica sobre la izquierda de la ruta, mientras que El Diaguita, sobre la derecha). El relieve del área es suave con escasas lomadas y el yacimiento corresponde a niveles tobáceos intercalados en areniscas rojas, arcilitas y limolitas de la Formación Los Llanos.

Se trata de depósitos cineríticos arcillosos, de geometría lenticular que se dispone a lo largo de varios cientos de metros y 50 a 80 m de ancho, a modo de lomadas alargadas con dirección NNO-SSE, sobre ambos lados de la ruta 26. Los cuerpos explotados (rumbo N-S, inclinaciones de entre 60°-70° al E y espesores que oscilan entre 0,4 y 1 m), corresponden a un material áspero al tacto, poco friable, de color blanquecino a gris pardusco, alterado en parte a arcillas. También muestra intercalaciones lenticulares de bancos arcillosos y delgadas capas de yeso fibroso o laminar.

Se trata de una toba vitrocrystalina compuesta por vidrio incoloro a castaño (80%) y fragmentos cristalinos (20%), que se habría originado a partir de las lluvias de cenizas provenientes de los centros eruptivos terciarios ubicados al oeste y luego depositadas en pequeñas cuencas locales.

Para la cantera El Toba fue estimada una reserva positiva del orden de las 600.000 toneladas. Para El Diaguita, 1.400.000 t (Álvarez y Hernández, 1975; Schalamuk *et al.*, 1983),

### **Piedra laja**

La explotación de las areniscas tobáceas y tobas de la Formación Patquía (Pérmico), que afloran en una extensa área al sur de la localidad de Olta, sobre la vertiente oriental de la sierra de Los Llanos (departamento Gral. Belgrano, La Rioja), han dado origen a una de las principales canteras del noroeste argentino de este tipo de roca de aplicación. Allí se ubica el principal distrito denominado Olta-Olva.

### *Distrito Olta-Talva*

Abarca un área de 150 km<sup>2</sup> con un relieve caracterizado por planicies con suaves lomadas. El material que se explota corresponde a tobas y areniscas tobáceas, de colores blanco grisáceo hasta rosado y morado y de textura oolítica a nodular, que se disponen en una posición horizontal a subhorizontal con un espesor que varía entre 1 y 4 metros.

Las lajas tienen espesores que van de 2 a 10 cm; aquéllas con espesores menores a 4 cm (de primera calidad) representan entre el 50-60% de la producción, las que oscilan entre los 4 y 7 cm (de segunda), entre el 20-30%. Las superiores a los 7 cm (10-30% de la producción) son empleadas para obtener listones, escalones y muchetas. Por tonelada de material se estima un rendimiento de 12 y 22 m<sup>2</sup> entre laja de primera y segunda calidad (Schalamuk *et al.*, 1983).

La explotación es a cielo abierto y son varias las canteras trabajadas, aún con intermitencias, desde hace más de 35 años, como por ejemplo Don Nino, Nuestra Señora de La Candelaria, El Rodeo, Talva, La Negra y América. Otras están abandonadas (Nicolás de Bari, Santa Rita y Cortés).

La cantera Nuestra Señora de La Candelaria, a unos 6 km al SE de Olta en el paraje Lomas Blancas, presenta una superficie de 1,5 hectáreas. Los bancos de piedra laja incluyen tres niveles y muestran una posición subhorizontal (rumbo NO-SE e inclinación 2-5° NE), un espesor promedio de 2-3 m y escasa deformación. Se extraen lajas de “*cuarcitas tobáceas*” (con espesores mayores a los 10 cm), de arenisca tobácea gris rosada (espesores entre 3 y 5 cm) y de areniscas (5 a 12 cm). La sobrecarga promedio es de unos 3 m (Schalamuk *et al.*, 1983).

La cantera El Rodeo, localizada a 7 km al SE de Olta, inmediatamente al sur de la cantera Nuestra Señora de La Candelaria, cubre un área de 6 hectáreas. Se explota una arenisca tobácea (1,5-1,6 m de espesor) de textura oolítica, color blanco grisáceo y pardo en algunos sectores, con una posición subhorizontal. Se obtienen lajas de espesores entre 2,5-4 cm y 4-8 cm y se ha considerado una reserva total de unos 146.000 t (Castaño y Aceñolaza, 1968; Schalamuk *et al.*, 1983).

Por su parte, la cantera Don Nino, al sur de la cantera El Rodeo, ocupa una superficie de 3 ha y muestra características similares a las canteras anteriores. El horizonte explotable, una arenisca tobácea lajosa (3,5 m) bien estratificada, permite extraer lajas de espesores entre 1 y 8 centímetros.

Se ha estimado una reserva total aprovechable de 111.753 t (Schalamuk *et al.*, 1983).

En la cantera La Negra, ubicada al sur de la cantera Don Nino, se explota un banco de arenisca oolítica, blanco-grisácea (1,5-2 m de potencia), del que se obtienen lajas de primera y segunda calidad (mayores a 7 cm), en proporciones similares. La presencia de numerosas fracturas provoca que las lajas tengan dimensiones menores a las que se producen en el resto del distrito (Schalamuk *et al.*, 1983).

Por otro lado, en la cantera América, situada 8 km al S de Olta, se explota una arenisca tobácea con estructura oolítica y de color blanco a gris rosado. Con una sobrecarga de 2 a 5 m, se extraen lajas con espesores que van de 2-4 cm, 4-7 cm y 4-10 centímetros. Se ha calculado una reserva de 87.780 t para las lajas de primera y 82.764 t para las de segunda calidad (Combina y Hernández, 1972; Schalamuk *et al.*, 1983).

Por último la cantera Talva, localizada en el paraje homónimo (a unos 15 km al S de Olta), al E de la sierra de Los Quinteros, cubre una superficie de 15 ha, allí el horizonte en explotación corresponde a una arenisca tobácea, algo limolítica con estructura oolítica a nodular (1,5-2 m de potencia), que presenta una posición subhorizontal con rumbo casi N-S e inclinaciones de 3° a 5° E, de la que se extraen lajas de 2,5 a 7 cm de espesor (Schalamuk *et al.*, 1983).

#### 6.4. COMBUSTIBLES SÓLIDOS

##### Carbón

###### Paganzo

Este yacimiento está ubicado próximo al poblado homónimo (a 48 km al OSO de Patquía), en el extremo sur de la sierra de Paganzo. Comprende bancos de carbón arcilloso y esquistos carbonosos de espesores variables intercalados en la Formación Lagares. Con un rumbo de N 5° E e inclinación de 65° hacia el NO, contiene varios horizontes (0,05-0,25 m de potencia) de carbón, intercalados en el esquisto carbonoso (1-6 m de potencia). En general son capas laminadas donde se destacan delgados horizontes (hasta 1mm de espesor) de carbón brillante. La parte superficial de las capas carbonosas están alteradas, mientras que en profundidad el material es bueno y aumenta su espesor. Existe un nivel (0,5-1 m) de óxido de hierro (hematita pura) (Brackebush, 1886; Bodenbender, 1911; Álvarez,

1920; Ramaccioni, 1943; Gareca, 1948; Wässman, 1930; Borrello, 1956).

Este carbón muestra variaciones laterales en el tipo de mineral, debido al porcentaje de arcilla que interviene en su composición y fue considerado como un yacimiento de escasa importancia por su bajo valor calórico. Además, las capas presentan inclinaciones considerables por lo que debería explotarse a profundidad.

###### Bum Bum

Bum Bum es una manifestación que está localizada a unos 15 km al NNO de Paganzo, comprende pelitas carbonosas de 0,2-0,25 m de potencia con una inclinación de 10-20° hacia el OSO, con delgadas láminas de carbón brillante de la Formación Lagares. Ha sido considerada de escaso valor económico por el elevado contenido de cenizas (Borrello, 1956).

###### Chamical

Ubicado al SO de la localidad de Chamical, este depósito fue estudiado por Freyberg (1927), Franceschi (1945) y Borrello (1956). Las manifestaciones han sido identificadas en las quebradas Silva, del Chorro y Grande y conforman una faja de afloramientos en la sierra de Los Llanos, a una altura de 700 m s.n.m.; con un espesor de 100-150 m, rumbo NO-SE e inclinación de 30-40° hacia el este.

Separados por un conglomerado de 30 m de potencia aparecen dos horizontes carbonosos, con un espesor máximo de 2 m (quebrada Grande), donde se observan esquistos carbonosos y lentes de carbón, en parte impuros hasta brillante, que carecen de valor económico.

##### Otros depósitos

Existen otros yacimientos (como los de Amaná=Amanao, Los Ranchos y Puesto del Medio, entre otros) emplazados en la Formación Lagares, que fueron estudiados por diversos autores (véase Borrello, 1956) y que por sus características carecen de valor económico.

En las localidades de Río Olta y Malanzán se han identificado esquistos carbonosos de pobre valor económico (Bodenbender, 1911; Freyberg, 1927; Borrello, 1956), mientras que en Anzulón se hallan acumulaciones de arcillas oscuras endurecidas, ligeramente carbonosas y de poca importancia económica.



## 7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

En el ámbito de la Hoja existen dos áreas que revisten interés particular por la información geológica que ellas brindan: los valles de Malanzán y Olta y la comarca que incluye a la represa de El Cisco.

### Valles de Olta y Malanzán

Los valles de Malanzán y Olta representan excelentes ejemplos de paleovalles glaciales carboníferos, exhumados durante la tectónica terciaria. En esta región están bien expuestos diferentes tipos de diamictitas carboníferas, en su mayor parte originadas por resedimentación de acumulaciones glaciarias, asociadas a depósitos de abanicos aluviales y taludes. Estas rocas aparecen cubiertas por pelitas marinas que atestiguan un importante evento transgresivo post glacial, de edad namuriana, que inundó gran parte de las cuencas neopaleozoicas de Argentina. Con respecto a este último nivel marino, es justamente en el valle de Olta donde ha sido recolectada una significativa asociación palinológica que incluye restos de acrytarcas y elementos

palinológicos del Carbonífero superior temprano.

Otros rasgo importante de esta región es la existencia de depósitos originados en deltas tipo Gilbert, que atestiguan la progradación de deltas altamente constructivos dentro de sistemas fiórdicos.

Por otro lado, el valle de Malanzán resulta un área clásica para el conocimiento paleobotánico del Paleozoico superior de la Argentina, pues en él han sido halladas asociaciones megaflóricas características del Carbonífero y Pérmico (formaciones Malanzán, Loma Larga y Solca).

### Embalse El Cisco

Las milonitas aflorantes en el área del embalse El Cisco (Milonitas El Cisco) son un excelente ejemplo de una faja de deformación por compresión no-coaxial de edad famatiniana, desarrollada sobre rocas de basamento pertenecientes a las formaciones Olta y Chepes, en las cuales la estructuración ha desarrollado planos de clivaje. Este tipo de deformación se manifiesta como fajas angostas y elongadas, que en observación más detallada muestra lineación en micas y cuarzo.

## BIBLIOGRAFÍA

- Aceñolaza, F.G. y L.A. Buatois, 1991. Trazas fósiles del Paleozoico superior continental argentino. *Ameghiniana*, 28(1-2):89-108. Buenos Aires.
- Álvarez, H.H., 1920. Combustibles sólidos de la República Argentina, Serie Sedimentaria. Actas y trabajo del Primer Congreso Nacional de Química, 4:44-66.
- Álvarez, L.A., F. Fernández Seveso y M.A. Pérez, 1987. Nueva paleogeografía del ámbito oriental de la Cuenca de Paganzo. YPF, trabajo inédito. Buenos Aires.
- Álvarez, P. y C. Hernández, 1975. Yacimientos de tobas volcánicas en el depto. Independencia, pedanía Iglesia: canteras El Toba y El Diaguita. La Rioja. Dirección Provincial de Minería de La Rioja, Informes 252 y 1285, inéditos. La Rioja.
- Amos, A.J. y R.A. Zardini, 1963. Geología de algunos depósitos de arcillas de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* (1962), 17(1-2):47-82. Buenos Aires.
- Andreis, R.R., 1969. Los basaltos olivínicos del cerro Guandacol (sierra de Maz, provincia de La Rioja) y su posición estratigráfica. *Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas*, 1:15-34. Buenos Aires.
- Andreis, R.R. y G.E. Bossi, 1981. Algunos ciclos lacustres de la Formación Malanzán (Carbonífero superior) en la región de Malanzán, Sierra de Los Llanos, provincia de La Rioja. 7° Congreso Geológico Argentino, 4: 639-655. Buenos Aires.
- Andreis, R.R., R. Cúneo y A. Rolón, 1984. Definición formal de los «Estratos del Arroyo Totoral» (Pérmico inferior), Sierra de Los Llanos, La Rioja, República Argentina. 9° Congreso Geológico Argentino, 5:209-229. Buenos Aires.
- Andreis, R.R., R. Leguizamón y S. Archangelsky, 1986. El paleovalle de Malanzán: nuevos criterios para la estratigrafía del neopaleozoico de la sierra de Los Llanos, La Rioja, República Argentina. *Anales de la Academia Nacional de Ciencias*, 57, 122 pp.. Córdoba.
- Andreis, R.R., C.A. Bense, S. Archangelsky, S. Siano, P. Pazos y A. Luna, 1991. Stratigraphy, paleoenvironment and paleogeography of the Late Paleozoic sequences at the Sierra de Los Llanos, intramountain basin and westward areas, Eastern Paganzo Basin, La Rioja Province, Argentine. 12 Congreso Internacional de los sistemas Carbonífero y Pérmico, Abstract: 14. Buenos Aires.
- Angelelli, V., 1941. Los yacimientos minerales y las rocas de aplicación de la República Argentina. Su geología y relaciones genéticas. Dirección General de Minas y Geología. Boletín 50. Buenos Aires.
- Angelelli, V., 1950. Recursos minerales de la República Argentina. I Yacimientos Metalíferos. Instituto Nacional de Investigación de las Ciencias Naturales, Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia". *Revista Serie Ciencias Geológicas II*:1-543. Buenos Aires.
- Angelelli, V. y T. Ecurra, 1963. Evaluación de los recursos naturales de la Argentina. Recursos Minerales. Consejo Federal de Inversiones, Tomo 6. Buenos Aires.
- Archangelsky, S. y O.G. Arrondo, 1973. *Palaeophytología Kurtziana III*, 10. La taoflora pérmica de la Sierra de los Llanos, Provincia de La Rioja. *Ameghiniana*, 10(3):201-228. Buenos Aires.
- Archangelsky, S. y R.R. Leguizamón, 1971. *Vojnovskia argentina n. sp.*, nueva gimnosperma del Carbónico Superior de la Sierra de Los Llanos, provincia de La Rioja. *Ameghiniana*, 8 (2): 65-72. Buenos Aires.
- Archangelsky, S., C.L. Azcuy y R.H. Wagner, 1981. Three dwarf lycophytes from the Carboniferous of Argentina. *Scripta Geologica* 64: 1-35.
- Archangelsky, S., C.L. Azcuy, C.R. González y N. Sabattini, 1986. Edad de las Biozonas. En: Archangelsky, S. (Ed.), *El Sistema Carbonífero en la República Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 293-300.
- Archangelsky, S., C.L. Azcuy, S. Césari, C.R. González, M. Hünicken, N. Sabattini y A. Masón, 1996. Correlación y edad de las biozonas. En: Archangelsky, S. (Ed.), *El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay*. Academia Nacional de Ciencias: 203-223.
- Aspilcueta, J., 1969. Estudio geológico económico. Yeso zona Chamental. Yacimiento "Paz y Progreso" y "La Salvadora". Departamento Gobernador Gordillo. Provincia de La Rioja. Dirección Nacional de Geología y Minería, Informe 1322, 53 pp., inédito. Buenos Aires.
- Azcuy, C.L., 1975 a. Miosporas del Namuriano y Westfaliano de la Comarca Malanzán-Loma Larga, Provincia de La Rioja, Argentina. Parte I, Localización geográfica y geológica de la comarca y descripciones sistemáticas. *Ameghiniana*, 12(1):1-69. Buenos Aires.
- Azcuy, C.L., 1975 b. Miosporas del Namuriano y Westfaliano de la Comarca Malanzán-Loma Larga, Provincia de La Rioja, Argentina. Parte II, Descripciones sistemáticas y significado estratigráfico de las microfloras. *Ameghiniana*, 12(2):113-163. Buenos Aires.
- Azcuy, C.L. y P.R. Gutiérrez, 1984. Miosporas seleccionadas de algunas secuencias carbónicas de Argentina. Tercer Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 1:47-52. Corrientes.

- 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: 405-459. Buenos Aires.
- Azcuy, C.L. y J.R. Morelli, 1979. Descripción geológica de la Hoja 18e, Paganzo. Servicio Geológico Nacional, 99 pp., informe inédito. Buenos Aires.
- Azcuy, C.L., J.R. Morelli, D. Valencio y J. Vilas, 1979. Estratigrafía de la comarca Amaná-Talampaya. 7° Congreso Geológico Argentino, 1: 243-256. Buenos Aires.
- Azcuy, C.L., N. Sabattini y A.C. Taboada, 1990. Advances in the Lower Carboniferous zonation of Argentina. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 130:207-210. Frankfurt.
- Beder, R., 1918. Informe sobre un yacimiento de mineral de hierro en la sierra de Paganzo, provincia de La Rioja. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Publicación N° 12, 10 pp.. Buenos Aires.
- Belluco, A., J. Diez y C. Antonietti, 1981. Los depósitos uraníferos. 5° Congreso Geológico Argentino, 2:9-33. Buenos Aires.
- Bodenbender, G., 1897. Devónico y Gondwana en la República Argentina. Las formaciones sedimentarias de la parte noroeste. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 15: 201-252. Córdoba.
- Bodenbender, G., 1911. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes. República Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 19: 2-211. Córdoba.
- Borrello, A.V., 1956. Recursos Minerales de la República Argentina. Tomo III, Combustibles Sólidos Minerales. Instituto Nacional de Investigación de las Ciencias Naturales, Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", Revista, Serie Ciencias Geológicas V:1-665. Buenos Aires.
- Bossi, G., 1971. Análisis de la cuenca de Ischigualasto-Ischichuca. 1<sup>er</sup> Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica, 2(1): 611-626. Buenos Aires.
- Bossi, G.E. y R. Herbst, 1968. Noticias sobre la geología de la zona de La Torre. Provincia de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23: 45-54. Buenos Aires.
- Braccacini, I.O., 1946. Los Estratos de Paganzo y sus niveles plantíferos en la sierra de Los Llanos (provincia de La Rioja). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 1: 19-61. Buenos Aires.
- Braccacini, I.O., 1948. Sobre la presencia de Carbonífero inferior en la sierra de Los Llanos. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 25: 63-94.
- Brackebush, L., 1886. Descripción de los terrenos carboníferos de Paganzo, provincia de La Rioja. Dirección de Minas y Geología. Trabajo inédito. Buenos Aires.
- Caminos, R., 1968. Descripción geológica de la Hoja 21f, Sierra de Las Minas y Ulapes, provincias de La Rioja y San Luis. Dirección Nacional de Geología y Minería, informe inédito. Buenos Aires.
- Caminos, R., 1969. Descripción geológica de la Hoja 19f, Malanzán, provincia de La Rioja. Dirección Nacional de Geología y Minería, informe inédito. Buenos Aires.
- Caminos, R., 1972. Sierras Pampeanas de Catamarca, Tucumán, La Rioja y San Juan. En: Leanza, A.F. (Ed.), *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias: 41-79. Córdoba.
- Caminos, R., 1976. Descripción geológica de la Hoja 19f Olta, provincia de La Rioja (mapa). Servicio Geológico Nacional, inédito. Buenos Aires.
- Caminos, R., 1979. Descripción geológica de las Hojas 21f, Sierra de Las Minas y 21 g, Ulapes. Servicio Geológico Nacional, Boletín 172. Buenos Aires.
- Caminos, R., L. Fauqué y C. Limarino, 1990. Las fases diastóricas intracarboníferas de la Precordillera y su correlación regional. Reunión Final Proyecto 211 (Paleozoico superior de Sud América, IUGS-UNESCO): 132-146. Buenos Aires.
- Candiani, J.C., C. Carignano, P. Stuart-Smith, P. Lyons, R. Miró y H. López, 1997. Hoja Geológica 3166-II, Cruz del Eje, provincias de Córdoba, La Rioja y Catamarca. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales. Informe inédito. Buenos Aires.
- Carignano, C., 1997. Caracterización y evolución de los ambientes geomorfológicos extraserranos del noroeste de la provincia de Córdoba, durante el Cuaternario superior. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, inédita. Córdoba.
- Caselli, A.T. y C.O. Limarino, 1994. Las relaciones estratigráficas del Grupo Paganzo en los alrededores del cerro Noqués, Sierra de Maz, provincia de La Rioja. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 49-56. Mendoza.
- Castaño, O., 1969. Estudio geológico-económico de la cantera Tuizón. Dirección Provincial de Minería de La Rioja. Informe 110, inédito. La Rioja.
- Castaño, O. y F. Aceñolaza, 1968. Estudio geológico de la cantera Piedra Laja "El Rodeo". Dirección Provincial de Minería de La Rioja. Informe inédito. La Rioja.

- Castro de Machuca, B., 1990. Caracterización petrológica del basamento cristalino del extremo sur de la sierra de La Huerta, San Juan, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, 1: 157-161. San Juan.
- Castro de Machuca, B., C. Sumay, S. Pontoriero, A. Conte-Grand y E. Meissel, 1995. Aspectos petrológicos de las rocas máficas-ultramáficas de la sierra de La Huerta, San Juan, Argentina. 6° Simposio Sul-Brasileiro de Geología y Primer Encuentro de Geología do Cono Sul, Boletín de Resumos Expandidos: 162-167. Porto Alegre.
- Césari, S.N., 1986. Zonación palinológica del Carbonífero tardío de Argentina. 4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía 1: 227-230.
- Césari, S.N. y P.R. Gutiérrez, 1984. Microflora de la localidad de los Mogotes Colorados (Paleozoico superior), provincia de La Rioja, República Argentina. Instituto Geociencias Universidad Sao Paulo, Boletín 15: 20-31. San Pablo.
- Césari, S., O. Arrondo, O. y H. Van Ameron, 1988. Eusphenopteris Novik a new component of the Gondwana floras. Meded. Rijks Dienst Geol., 42: 1-19. Amsterdam.
- Cingolani, C. Trabajo inédito. En: Varela, R., M. López de Lucchi, C. Cingolani y L. Dalla Salda, 1997. Geocronología de gneises y granitoides de la sierra de Umango, La Rioja. Implicancias tectónicas. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3: 519-527. Buenos Aires.
- Cisterna, C. y A.J., Toselli, 1996. Granitoides Cerro Blanco, San Agustín y sus rocas básicas. En: Aceñolaza F.G., H. Miller y A. Toselli (Eds.), Geología del Sistema del Famatina. Editado por Herausgegeben, Münchner Geologische Hefte A 19: 187-198. Munich.
- Combina, M. y A. Hernández, 1972. Cantera América, dpto Gral. Belgrano. Dirección Provincial de Minería de La Rioja. Informe inédito. La Rioja.
- Combina, M. y M. Márquez, 1974. Prospección por yeso en la zona de San Ramón-El Portezuelo, La Rioja. Dirección Provincial de Minería de La Rioja. Informe inédito. La Rioja.
- Cuerda, A., 1965. Estratigrafía de los depósitos neopaleozoicos de la sierra de Maz (provincia de La Rioja). Segundas Jornadas Geológica Argentinas, 3: 79-94. Buenos Aires.
- Cuerda, A.J., C.A. Cingolani, R. Varela y O.C. Schauer, 1984. Descripción geológica de la Hoja 19d, Mogna, provincia de San Juan. Servicio Geológico Nacional, Boletín 192, 86 pp.. Buenos Aires.
- Dahlquist, J.A. y E.G. Baldo, 1996. Metamorfismo y deformación famatinianos en la sierra de Chepes, La Rioja, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 5: 393-409. Buenos Aires.
- Dalziel I.W.D., L.H. Dalla Salda y L.M. Gahagan, 1994. Paleozoic Laurentia-Gondwana interaction and the origin of the Appalachian-Andean mountain system. Geological Society of America, Bulletin 106: 243-252.
- Del Blanco, M., S. Romero, R. Pla, I.B. Schalamuk, R. Fernández y H. Echeveste, 1992. Concentraciones de elementos del grupo de las Tierras Raras y otros minoritarios en materiales arcillosos del Yacimiento Las Mellizas, Amaná. La Rioja. 4ª Reunión Argentina de Sedimentología, 2: 175-182.
- Di Paola, E., 1972. Litología de la sección media del Grupo Paganzo en las comarcas de Paganzo-Amaná y Olta-Malanzán, provincia de La Rioja, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 27: 179-187. Buenos Aires.
- Fauqué, L. y C. Limarino, 1989. 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.
- Fidalgo, F., 1963. Algunos rasgos tectónicos y geomorfológicos de la sierra de Sañogasta-Vilgo, provincia de La Rioja. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 18: 139-153. Buenos Aires.
- Fidalgo, F., 1968. Descripción geológica de la Hoja 17d, Catinzaco, provincia de La Rioja. Instituto Nacional de Geología y Minería. Informe inédito. Buenos Aires.
- Flores, M.A., 1969. El Bolsón de Las Salinas en la provincia de san Luis. Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas, 1: 311-327. Buenos Aires.
- Franceschi, V., 1945. Reconocimiento zona de Cahmical, La Rioja. Combustibles Sólidos, trabajo inédito.
- Frenguelli, T., 1946. El Carbonífero argentino según sus floras fósiles. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 1: 107-115. Buenos Aires.
- Freyberg, B., 1927. Resultados de un viaje de estudios geológicos a las sierras de Los Llanos (provincia de La Rioja). Comunicación preliminar. Boletín Academia Nacional de Ciencias, 30: 123-127. Córdoba.
- Furque, G., 1968. Bosquejo geológico de la sierra de Malanzán, La Rioja. Terceras Jornadas Geológicas Argentinas, 1: 111-120. Buenos Aires.
- Gareca, P.G., 1948. Contribución al conocimiento geológico de los yacimientos con carbón en la provincia de La Rioja. Museo de La Plata. Tesis inédita. La Plata.



- González, R. y A. Toselli, 1971. La efusividad del Mesozoico argentino y su relación con áreas sud-americanas. Congreso Brasileiro de Geología, Anais: 259-272.
- Guiñazú, J.R., 1960. Los llamados "Estratos de Los Llanos" en la provincia de San Luis y su contenido en rodados de rocas andesíticas y restos de mamíferos fósiles. Primeras Jornadas Geológicas Argentinas, 2:87-95. Buenos Aires.
- Gutiérrez, R. y S. Césari, 1988. Nuevas microfloras de la Formación Lagares (Carbonífero) provincia de La Rioja, República Argentina. *Ameghiniana*, 25(1):85-96. Buenos Aires.
- Heim, A., 1949. Estudio del carbón "Rético" y del valle de la Peña, provincias de San Juan y La Rioja. Dirección General Ind. Minera. Boletín 69. Buenos Aires.
- Hernández, C.A., 1975. Estudio geológico-económico de los yacimientos de yeso de Patquía Viejo. Dirección Provincial de Minería de La Rioja. Informes 1600 y 1601, inéditos. La Rioja.
- Hungerford, N. y P. Pieters, 1996. Magnetic interpretation - Sierras de Chepes y Las Minas. Geoscientific Mapping of the Sierras Pampeanas Argentine-Australian Cooperative Project, Australian Geological Survey Organization, unpublished report 29. Buenos Aires.
- Íñiguez, A.M., 1973. Perspectiva del mercado y disponibilidad en materia prima para productos cerámicos refractarios y arcillas en la provincia de La Rioja. Convenio LEMIT-CFI. Informe inédito.
- 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: 737-764.
- Leguizamón, R.R. y S. Archangelsky, 1981. Dos nuevas Primofilices carbónicas de las provincias de La Rioja y San Juan. *Ameghiniana*, 18: 103-112. Buenos Aires.
- Limarino, C.O. 1984. Areniscas eólicas en la Formación La Colina (Paleozoico superior), provincia de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39(1-29):58-97. Buenos Aires.
- Limarino, C., 1985. Estratigrafía y paleoambientes sedimentarios del Grupo Paganzo en el Sistema del Famatina, provincia de La Rioja. Universidad de Buenos Aires. Tesis doctoral, inédita. Buenos Aires.
- Limarino, C.O., 1987. Paleoambientes sedimentarios y paleogeografía de la sección inferior del Grupo Paganzo en el Sistema del Famatina. *Anales de la Academia de Ciencias Exactas Físicas y Naturales*, 39: 149-178. Buenos Aires.
- Limarino, C.O. y S.N. Césari, 1985. Primer registro paleoflorístico de la Formación La Colina (Paleozoico superior), República Argentina. Instituto de Geociencias, Universidad de San Pablo, 15: 32-37. 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. 6° Congreso Latinoamericano de Paleontología, Memorias 1: 315-330. Santa Cruz de La Sierra, Bolivia.
- Limarino, C.O. y L.A. Spalletti, 1986. Eolian Permian deposits in west and northwest Argentina. *Sedimentary Geology*, 49: 109-127.
- Limarino, C.O., L.A. Spalletti y C. Siano, 1993. A Permian arid paleoclimatic phase in west and northwest Argentina. 12° Congreso Internacional de los Sistemas Carbonífero y Pérmico, *Comptes Rendus* 2: 453-468. Buenos Aires.
- Limarino, C., S. Césari y O. López Gamundi, 1996. Las fases climáticas del Paleozoico superior del noroeste argentino: su expresión estratigráfica y valor como herramienta de correlación. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1: 495-510. Buenos Aires.
- Lister, G.S. y A.W. Snoke, 1984. S-C mylonites. *Journal Structural Geology*, 6: 617-618.
- López, R., 1980. Reseña geológica minera de las arcillas del noroeste argentino. *Revista Minera*, 18(206). Buenos Aires.
- López Gamundi, O., C. Limarino y S. Césari, 1992. Late Paleozoic paleoclimatology of central west Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 91:305-329. Amsterdam.
- Massabie, A., C.O. Limarino y S. Page, 1998. Estructura y Actividad Neotectónica en Los Llanos de La Rioja, Sierras Pampeanas Noroccidentales, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, 2:11-16. Buenos Aires.
- Mastrandrea, O., 1970. Informe expeditivo de los yacimientos de arcillas refractarias carbonosas de Los Mogotes. Dpto. Independencia - Prov. de La Rioja. Dirección Nacional de Geología y Minería, Informe 504, 21 pp., inédito. Buenos Aires.
- Mc Bride, S., 1972. A potassium-argon age investigation of igneous and metamorphic rocks from Catamarca and La Rioja provinces, Argentina. Tesis inédita. Queens University. Canadá.
- Menéndez, C.A. y C.L. Azcuy, 1969. Microflora Carbónica de la localidad de Paganzo, provincia de La Rioja. Parte I. *Ameghiniana*, 6: 77-97. Buenos Aires.

- Menéndez, C.A. y C.L. Azcuy, 1973. Microflora Carbónica de la localidad de Paganzo, provincia de La Rioja. Parte III. Ameghiniana, 10: 51-71. Buenos Aires.
- Minera TEA, 1968. Geología de las sierras Pampeanas de San Juan. Su prospección y áreas con posibilidades mineras. Departamento de Minería, 257 pp., trabajo inédito. San Juan
- Mirré, J.C., 1971. Caracterización de una comarca de metamorfismo regional epizonal de alto grado: la sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 36: 113-127. Buenos Aires.
- Mirré, J.C., 1976. Descripción geológica de la Hoja 19c, Valle Fértil, provincias de San Juan y La Rioja. Servicio Geológico Nacional, Boletín 147, 70 pp.. Buenos Aires.
- Monetta, A., J.A. Baraldo, M.L. Lanzilotta y H. Cisneros, 1993. Los basaltos del borde oriental de la Cuenca de Ischigualasto y su posición estratigráfica. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2:71-77. Mendoza.
- Morelli, J.R., C.L. Azcuy, M. Hünicken, C.O. Limarino y M.V. Pensa, 1984 a. El Grupo Paganzo en Los Colorados de Patquía (prov. de La Rioja). Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 15: 67-80. Buenos Aires.
- Morelli, J., C. Limarino, S. Césari y C. Azcuy, 1984 b. Características litoestratigráficas y paleontológicas de la Formación Lagares en los alrededores de Mina Margarita, prov. de La Rioja. 9° Congreso Geológico Argentino, 4: 337-347. Buenos Aires.
- Mozetic, M.A., 1975. El Triásico de los alrededores al Valle del Río Bermejo, Provincias de La Rioja y San Juan. Universidad de Buenos Aires, Tesis doctoral inédita, 175 pp.. Buenos Aires.
- Net, L. y C.O. Limarino, 1998. Paleogeografía y correlación estratigráfica del Paleozoico Tardío de la Sierra de Los Llanos, provincia de La Rioja, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 54 (3): 229-239. Buenos Aires.
- Page, S., O. Limarino y A. Caselli, 1997. Basaltos Alcalinos en el Triásico de la Cuenca Paganzo, Provincias de La Rioja y San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 52 (2): 202-208. Buenos Aires.
- Parker, G., 1974. Contactos discordantes entre los pisos I y II de los estratos de Paganzo. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 29(1):23-29. Buenos Aires.
- Pascual, R., 1954. Adiciones a la fauna de la Formación Los Llanos de San Luis y su edad. Revista del Museo Municipal de Ciencias Naturales y de la Tradición de Mar del Plata, 1(2):113-121. Mar del Plata.
- Pascual, R., 1965. Los toxodontidae (Toxodonta, Notoungulata) de la Formación Chasicó (Plioceno inferior) de la provincia de Buenos Aires. Ameghiniana, 4(4):101-132. Buenos Aires.
- Passarello, J.C., 1979. Evaluación geológica y cálculo de reservas de la cantera Difunta Correa. Dirección Provincial de Minería de La Rioja. Informe 1114, inédito. La Rioja.
- Pezzutti, N.E., 1966. Estudio de las rocas de las sierras de Los Llanos-Malanzán, provincia de La Rioja. Servicio Geológico Nacional, 6 pp., informe inédito. Buenos Aires.
- Pieters, P. y R.G. Skirrow, 1997. Report on Santa Rita de Catuna 1:100.000 scale geological and metallogenic maps. Mapeo Geocientífico de las sierras Pampeanas Proyecto Argentino-Australiano de Cooperación, 51 pp., informe inédito. Buenos Aires.
- Polansky, J., 1970. Carbónico y Pérmico de la Argentina. EUDEBA, 216 pp. Buenos Aires.
- Ramaccioni, D., 1943. Reconocimiento manifestaciones de carbón en Paganzo. Combustibles Sólidos, 1942. Buenos Aires.
- Ramos, V., 1968. Descripción geológica de la Hoja 20f, Chepes, provincia de La Rioja. Instituto Nacional de Geología y Minería. Trabajo inédito. Buenos Aires.
- Ramos, V.A., 1982. Descripción geológica de la Hoja 20f, Chepes, provincias de La Rioja. Servicio Geológico Nacional, Boletín 188, 52 pp.. Buenos Aires.
- Rieck, E.F. y J. Kukulova-Peck, 1984. A new interpretation of dragonfly wing venation based upon Early Upper Carboniferous fossils from Argentina (insecta Odonotoidea) and basic character states in pterygote wings. Canadian Journal of Zoology, 62: 1150-1166.
- Romer, A.S. y J.A. Jensen, 1966. The Chañares (Argentina) Triassic Reptile Fauna, II. Sketch of the geology of the Río Chañares-Río Gualo region. Breviora, Museum of Comparative Zoology, Harvard, 252:1-20. Cambridge, Mass.
- Rossi, N.I., 1973. Compilación de yacimientos de caolín de la República Argentina. Ubicación, génesis, edad y datos estadísticos. Servicio Geológico Nacional, 52 pp., informe inédito. Buenos Aires.
- Rossi, N.I. y O. González, 1970. Arcillas de La Rioja. Servicio Geológico Nacional, Informe 788, 172 pp., inédito. Buenos Aires.
- Rusconi, C., 1936. Restos de mamíferos terciarios de San Luis. Museo de Historia Natural de Buenos Aires, Anales 25. Buenos Aires.
- Saal, A.E., 1988. Los granitoides de la sierra de Paganzo, La Rioja, Argentina. 5° Congreso Geológico Chileno, 3: I-1-I 15.

- Saal, A.E., 1993. El basamento cristalino de la sierra de Paganzo, provincia de La Rioja, Argentina. Tesis Doctoral, inédita. Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales. Universidad de Córdoba.
- Saal, A.E., A.J. Toselli y J.N. Rossi de Toselli, 1996. Granitoides y rocas básicas de la sierra de Paganzo. En: Aceñolaza F.G., H. Miller y A. Toselli (Eds.), Geología del Sistema del Famatina. Editado por Herausgegeben, v, Münchner Geologische Hefte A 19: 199-210. Munich.
- Schalamuk, I., R. Fernández y R. Echeverry, 1983. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región NOA. Ministerio de Economía, Subsecretaría de Minería. Anales 20, 196 pp.. Buenos Aires.
- Secretaría de Minería, 1993. Directorio de oportunidades de inversión en minería en la República Argentina: 198. Buenos Aires.
- Siano, C., 1990. Últimos eventos depositacionales de la Formación La Colina (Patquía). Sierra de Los Llanos, La Rioja, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino: 187-194. San Miguel del Tucumán.
- Stelzner, A., 1873. Observaciones mineralógicas en el territorio de la República Argentina. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 45: 151-195. Córdoba.
- Sterren, A.F. y M. Martínez, 1996. El paleovalle de Olta (Carbonífero): paleoambiente y paleogeografía. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 89-104. Buenos Aires.
- Stipanovic, P.N. y J.F. Bonaparte, 1972. Cuenca triásica de Ischigualasto-Villa Unión. En: Leanza, A.F. (Ed.), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias: 507-536. Córdoba.
- Thompson, R. y J. Mitchell, 1972. Palaeomagnetic 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.
- Toselli, G.A., 1978. Edad de la Formación Negro Peinado, Sierra de Famatina, La Rioja. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 33: 86-89. Buenos Aires.
- Toselli, G.A., E. Pellitero, J. Saavedra, J.N. Rossi de Toselli y C. Murath, 1996. Granito Ñuñorco-Sañogasta. En: Aceñolaza, F.G., H. Miller y A. Toselli (Eds.), Geología del Sistema del Famatina. Editado por Herausgegeben, v, Münchner Geologische Hefte A 19: 211-220. Munich.
- Toubes Spinelli, R.O., 1984. Edades potasio-argón de algunas rocas de la sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 38: 405-411. Buenos Aires.
- Turner, J.C.M., 1962. Estratigrafía del tramo medio de la sierra de Velazco y región al oeste (La Rioja). Academia Nacional de Ciencias, Boletín 43: 5-54. Córdoba.
- Turner, J.C.M., 1964. Descripción geológica de la Hoja 15c, Vinchina, provincia de La Rioja. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 100. Buenos Aires.
- Villar Fabre, J.F., 1961. Textura en anillos de una norita de Valle Fértil, provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 16: 43-52. Buenos Aires.
- Vujovich, G.I., 1987. La facies metamórfica Pan de Azúcar, Sierra de La Huerta, provincia de San Juan. Dirección Nacional de Minería y Geología, 7 pp., informe inédito. Buenos Aires.
- Vujovich, G.I., 1992a. Estudio petrológico y tectónico del metamorfismo de la sierra de La Huerta, provincia de San Juan. Universidad Nacional de La Plata. Tesis Doctoral, 300 pp., inédita. La Plata.
- Vujovich, G.I., 1992b. Anfibolitas y metabasitas de la loma de Las Chacras, Sierra de La Huerta, provincia de San Juan. En: Brodtkorb, M.K. de e I. Schalamuk (Eds.), Primeras Jornadas de Mineralogía, Petrología y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas. Universidad Nacional de La Plata, 2: 491-500. La Plata.
- Vujovich, G.I., 1995. Geología del basamento ígneo-metamórfico de la Loma de Las Chacras, Sierra de La Huerta, provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 49: 321-336. Buenos Aires.
- Wässman, S., 1930. Algunos yacimientos de hierro y carbón en la provincia de La Rioja y su valor industrial. Dirección de Minas y Geología, 28 pp., informe inédito. Buenos Aires.
- Zuzek, A.B., 1978. Descripción geológica de la Hoja 18f, Chamical, provincia de La Rioja. Servicio Geológico Nacional. Boletín 161, 34 pp.. Buenos Aires.

Entregado en agosto de 1998.

Validado en abril 1999.