

Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina

1:250.000

Hoja Geológica 2366-I / 2166-III **Mina Pirquitas**



Labores de mina Pirquitas. Al fondo, el volcán Granada

Provincia de Jujuy

B. Coira, P. Caffè, A. Ramírez, W. Chayle, A. Díaz, S. Rosas, A. Pérez, B. Pérez,
O. Orozco y M. Martínez

Recursos Minerales: A. Ramírez, A. Pérez y S. Rosas
Supervisión: O. González



**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 2366-I / 2166-III

Mina Pirquitas

Provincia de Jujuy

B. Coira, P. Caffè, A. Ramírez, W. Chayle, A. Díaz, S. Rosas, A. Pérez,
B. Pérez, O. Orozco y M. Martínez

Recursos Minerales: A. Ramírez, A. Pérez y S. Rosas

Supervisión: O. González

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

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

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

Presidente: Ing. Jorge Mayoral

Secretario Ejecutivo: Lic. Pedro Alcántara

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Director: Lic. Roberto F. Page

DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA REGIONAL

Director: Lic. José E. Mendía

SEGEMAR

Avenida Julio A. Roca 651 • 10º Piso • Telefax 4349-4450/3115
(C1067ABB) Buenos Aires • República Argentina
www.segemar.gov.ar / info@segemar.gov.ar

Referencia bibliográfica

COIRAB., P. CAFFE, A. RAMÍREZ, W. CHAYLE, A. DÍAZ, S. ROSAS, A. PÉREZ, B. PÉREZ, O. OROZCO y M. MARTÍNEZ, 2004. Hoja Geológica 2366-I / 2166-III, Mina Pirquitas. Provincia de Jujuy. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 269, 122 p. Buenos Aires.

CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	3
1. INTRODUCCIÓN	5
Ubicación de la Hoja y características geográficas	5
Naturaleza del trabajo	6
Investigaciones anteriores	6
2. ESTRATIGRAFÍA	7
Relaciones generales	7
2.1. Ordovícico	8
2.1.1. Arenigiano - Llanvirniano	8
Formación Acoite	8
Complejo magmático - sedimentario Cochinoca - Escaya (<i>nom. nov.</i>)	10
2.2. Cretácico inferior - Eoceno medio	15
Grupo Salta	15
Subgrupo Pirgua	17
Subgrupo Balbuena	17
Formación Yacoraite	17
2.3. Terciario	18
2.3.1. Eoceno superior - Oligoceno superior	18
Formación Peña Colorada	18
Miembro Villa María	18
Miembro San Isidro	19
2.3.2. Oligoceno superior - Mioceno inferior	21
Formación Moreta	21
Formación Cabrería	23
Miembro Vallecito	24
Miembro Eureka	24
Miembro Quebrada Grande	24
2.3.3. Mioceno inferior	27
Complejo volcánico cónico Casa Colorada - Minuyoc	27
2.3.4. Mioceno medio	29
Formación Tiomayo (<i>emend.</i>)	29
Complejo volcánico cónico Laguna de Pozuelos	33

	Sistema volcánico dómico Pan de Azúcar	34
	Sistema volcánico dómico Chinchillas	34
	Sistema volcánico dómico Cerro Redondo	36
	Pórfido de Poquis	37
	Consideraciones sobre el Complejo volcánico dómico Laguna de Pozuelos	38
2.3.5.	Mioceno superior	39
	Complejo volcánico Antiguo Toloma - Pampa Barreno	39
	Complejo volcánico Pairique.....	42
	Ignimbrita Orosmayo	44
	Complejo volcánico Coranzulí	46
	Formación Doncellas	46
	Formación Alto Laguna.....	47
	Formación VicuñaHuasi	47
	Ignimbrita Abra Grande	48
	Ignimbrita Potreros	48
	Ignimbrita Las Termas	50
	Dacita Coranzulí	50
	Complejo volcánico Panizos	51
	Dacita Limitayoc	51
	Ignimbrita Ciénago	52
	Ignimbrita Cerro Panizos	53
	Dacita Panizos	55
2.3.6.	Mioceno superior - Plioceno	56
	Complejo volcánico Vilama - Coruto	56
	Ignimbrita Granada	57
	Ignimbrita Vilama	59
	Ignimbrita Capaderos	59
	Ignimbrita Salle.....	60
	Ignimbrita Ceja Grande.....	61
	Lavas tempranas de los cerros Bayo, Brajma, Salle y Orosmayo .	61
	Ignimbrita Zapaleri	62
	Lavas del cerro Morado	63
	Ignimbrita Bonanza	64
	Lavas de los cerros Tinte, Caucani - Solterío, Granada, Campanario, San Pedro y Zapaleri	65
	Ignimbrita Pululus	67
	Ignimbrita Atana	68
	Formación Puertas de San Pedro	70
2.3.7.	Plioceno - Pleistoceno	71

	Depósitos aluviales - coluviales modernos	71
2.3.8.	Pleistoceno - Holoceno	71
	Depósitos lagunares y evaporíticos	71
2.3.9.	Holoceno	72
	Depósitos aluviales - coluviales recientes	72
3.	TECTÓNICA	73
3.1.	Tectónica regional	73
3.2.	Unidades estructurales	74
3.3.	Deformación del basamento ordovícico	78
3.4.	Deformación de la cubierta cretácico - cenozoica	79
3.5.	Ciclo Famatiniano (Fase Oclóyica)	81
3.6.	Ciclo Andino	81
	Fase Incaica	81
	Fase Pehuenche	82
	Fase Quechua	83
3.7.	Acortamientos y modelos tectónicos	85
4.	GEOMORFOLOGÍA	85
4.1.	Descripción fisiográfica	85
4.2.	Descripción geomorfológica	86
4.2.1.	Relieve montañoso morfoestructural	86
4.2.2.	Relieve depresivo	86
4.2.3.	Relieve volcánico	87
4.2.4.	Relieve mesetiforme	89
4.3.	Formaciones superficiales	90
4.4.	Evolución dinámica (historia geomorfológica)	90
4.5.	Morfodinámica actual y riesgos geológicos asociados	91
5.	HISTORIA GEOLÓGICA	91
6.	RECURSOS MINERALES	93
6.1.	Depósitos de minerales metalíferos	93
	Antimonio - Oro	93
	Antimonio - Plata - Estaño	94
	Estaño - Plata	94
	Estaño - Oro	95
	Estaño - Hierro	96
	Estaño - Manganeso	96

Molibdeno	97
Oro	97
Plomo - Cinc - Plata	99
6.2. Depósitos de minerales industriales	109
Azufre	109
Boratos	109
Ónix	109
7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	109
BIBLIOGRAFÍA	112

RESUMEN

La Hoja 2366-I/2166-III, Mina Pirquitas, está ubicada en el noroeste de la provincia de Jujuy, abarcando parte de los departamentos Santa Catalina, Rinconada y Cochinoca. Pertenece a la Subprovincia Geológica Puna Septentrional.

Se pueden distinguir en ella los cordones serranos de orientación aproximadamente N-S de Quichagua-Queta, Rinconada-Carahuasi, estribación norte de la sierra de Lina y la cadena volcánica Campanario-Coyambo. Las máximas elevaciones corresponden a un relieve volcánico de 4000 m de altura promedio que ocupa el sector occidental de la Hoja. Los principales bajos son los de Pozuelos (3600 m s.n.m.) y Vilama (4500 m s.n.m.).

El área forma parte de la subregión geográfica de la Puna seca. El régimen pluviométrico es estacional, de carácter torrencial, concentrado en el período noviembre-marzo, con 300 mm de precipitación media acumulada anual. La temperatura media anual es de 3° a 6° C.

Los primeros registros geológicos de la región se iniciaron con la depositación de una potente sucesión arenosa-pelítica de talud proximal-plataforma distal a intermedia, en el sector oriental, a la que se asoció un volcanismo sinsedimentario esencialmente no explosivo dacítico y básico subordinado durante el Arenigiano-Llanvirniano. Depósitos contemporáneos asignados a asociaciones turbidíticas tuvieron lugar en el sector occidental, con aportes de un arco magmático emplazado al oeste del mismo.

Los movimientos orogénicos de la Fase Oclóyica produjeron, durante el Ashgilliano, la deformación de las secuencias con desarrollo de un plegamiento de longitud de onda variable, con un único clivaje plano axial de vergencia no definida. Una faja de máxima deformación se desarrolló en gran medida afectando al Complejo magmático-sedimentario Cochinoca-Escaya. Dicha etapa compresional produjo el cierre de las cuencas, su deformación y el cese del volcanismo, así como la implantación de un plutonismo sincolisional hacia el oeste y sur del sector.

Durante el Paleozoico superior la región fue un área positiva. Hacia el Cretácico tuvo lugar el desarrollo de cuencas extensionales que se interconectaron formando la gran cuenca del Grupo Salta, correspondiendo los registros del área de estudio a facies marginales del depocentro de Tres Cruces.

Depósitos pre-maastrichtianos del Grupo Salta, correspondientes al Subgrupo Pircua (areniscas,

limoarcilitas y conglomerados oligomícticos rojizos, pardo morados y blanquecinos) representaron una etapa de *sinrift* en la evolución de la cuenca. Un volcanismo alcalino constituido por lavas traquiandesíticas tuvo lugar en concomitancia con dichos registros sedimentarios.

Episodios relacionados con la ingresión maastrichtiano-paleocena han estado vinculados con cambios eustáticos que controlaron el relleno de la cuenca, representados por las secuencias del Subgrupo Balbuena. La colmatación de dicha cuenca tuvo lugar durante el Maastrichtiano y Eoceno medio, cuando se produjo la depositación del Subgrupo Santa Bárbara (limolitas y arcilitas margosas rojizas y verdosas).

Como consecuencia de la fase tectónica Incaica, durante el Eoceno superior-Oligoceno inferior, se produjo la interrupción de la depositación del Grupo Salta y la erosión parcial del Subgrupo Santa Bárbara. Este evento compresivo llevó a la formación de amplias cuencas de antepaís, al este del frente deformacional. Así comenzó la depositación, en la región, de las secuencias clásticas de la Formación Peña Colorada (areniscas, limolitas y conglomerados rojizos, grises y amarillento-verdosos) en cuencas cuyos depocentros habrían estado al NO (cuenca de Uyuni) y S (cuenca de Olaroz).

Durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior, como consecuencia de la etapa compresiva de la Fase Pehuenche se formaron cuencas intermontanas como la de la Formación Moreta, con registros de un volcanismo reducido en volumen y de afinidades calcoalcalinas. También se asociaron a dicha fase de deformación depósitos pefíticos potentes (Formación Cabrería) en el sector occidental de la sierra de Rinconada. Un volcanismo ignimbrítico proveniente de centros ubicados inmediatamente al norte del Altiplano, registrado en dicha formación (17,5 Ma), junto al representado por complejos volcánicos dacíticos y al asociado a las secuencias clásticas de la Formación Moreta, marcan el inicio del volcanismo cenozoico en el sector.

Durante el Mioceno medio-superior tuvieron lugar los episodios más importantes de acortamiento y engrosamiento cortical en la Puna (Fase Quechua).

Luego de la deformación que se produjo al final de la Fase Pehuenche, en la cual las cuencas de antepaís fueron fuertemente compartimentadas, tuvo lugar la depositación (a partir de los 15,7 Ma) de secuencias clásticas y piroclásticas de la Formación Tiomayo.

Durante el Mioceno superior habrían tenido lugar los últimos episodios compresivos en esta región. Testimonio de ellos es la Superficie San Juan de Oro, de amplia distribución en la Puna Norte-Altiplano, labrada en esos tiempos.

Entre los 10-5 Ma se instauró en la región un voluminoso e intenso volcanismo caracterizado por erupciones predominantemente ignimbríticas, las que se habrían derramado sobre dicha superficie. Esfuerzos transcurrentes, con extensiones de rumbo NNE-SSO y ejes de acortamiento con direcciones ONO-ESE, que predominaron durante el Mioceno superior, facilitaron la localización de parte de los centros volcánicos megacaldéricos en condiciones transtensivas.

A partir de los 2 Ma tuvo lugar un alzamiento isostático acompañado de erosión como resultado del bajo corrimiento del cratón Brasiliano subductado por el este, produciéndose condiciones distensivas y transcurrentes con direcciones de estiramiento E-O y NO-SE, características de la deformación plio-cuaternaria en la región.

Los recursos minerales de la región son de variada génesis, edad y significancia económica. Los depósitos vetiformes de Au alojados en secuencias marinas ordovícicas y placeres asociados de la sierra de Rinconada merecen particular atención, tanto

por su importancia histórica como por su potencial económico. Entre ellos se destacan: El Torno, Palca Ingenio, San Francisco, Los Azules, San José de Rinconada, Oratorio y Timón Cruz, entre otros.

Vinculados al magmatismo terciario se encuentran depósitos metalíferos asociados a: a) complejos caldéricos, los que corresponden a manifestaciones epitermales de baja sulfuración (Sb, As, Zn) portadoras de metales preciosos, como de alta sulfuración (Pb, Zn, Cu, Ag) y depósitos fumarólicos de Sn, Fe; b) complejos dómicos del Mioceno medio portadores de depósitos polimetálicos ricos en metales preciosos (Ag, Au), como Pan de Azúcar, Cerro Redondo y Chinchillas. También puede incluirse aquí al Grupo Minero Pirquitas, el yacimiento de mayor envergadura de la Hoja, con mineralización vetiforme polimetálica rica en Sn-Ag, de posible filiación con dicho magmatismo. Al mismo se asocian manifestaciones aluvionales de Sn.

Entre los minerales industriales se encuentran los depósitos de S relacionados a complejos caldéricos (Mina Amancay) o a volcanes compuestos como Zapalero o a cadenas volcánicas, como la de los cerros Campanario-Niño-Coyambo. Depósitos de boratos y ónix están relacionados a paleosistemas geotermales.

ABSTRACT

The 2366 Geological Sheet, Mina Pirquitas, is located in the northwest of the province of Jujuy, partly including Santa Catalina, Rinconada and Cochino departments.

It belongs to the northern region of the Puna Geological province.

The main orographic features are: Quichua, Queta, Rinconada-Carahuasi and the northern Lina ranges, as well as the Campanario-Coyambo volcanic chain.

The highest altitude belongs to a volcanic relief located in the western sector of the sheet, with a mean height of 4000 m a.s.l.

The main depressions of the region are represented by Pozuelos (3600 m a.s.l.) and Vilama lagoons.

The area belongs to the geography subregion of Dry Puna.

The rain regime, torrential and seasonal, is concentrated during November-March with a mean accumulated annual record of 300 mm. The annual temperature average is 3° to 6° C.

The first geological records began during Arenig-Llanvirn, with the deposition of a thick succession of proximal talud to distal/middle- platform sandstones and siltstones. These sediments are associated with syn-sedimentary dacitic and minor mafic volcanic rocks in the eastern sector. Partially contemporaneously, turbiditic sequences were deposited in the western sector; these units show distal records of a magmatic arc located even more to the west.

The orogenic episodes of the Ocluyic tectonic phase, during the Ashgill, deformed the sequences with development of a variable wave-length folding, with only one cleavage of axial plane, and indefinite vergence.

A belt of maximum deformation developed on the Cochino-Escaya magmatic-sedimentary Complex.

This compressional stage closed existing basins, causing the volcanism to cease and syncollisional plutonic bodies to emplace towards the western and southern borders of the sector.

During the Lower Paleozoic, the region was a positive area. In the Cretaceous period, the evolution of extensional basins that were interconnected with the frame of the main Salta Group basin took place.

In the study area, those records belong to the marginal facies of the Tres Cruces depocenter.

Pre-maastrichtian deposits of the Pirgua Subgroup (red to purple sandstones, siltstones-claystones, and oligomictic conglomerates), represent a synrift stage. During the latter episode, alkaline volcanism (trachyandesite lavas) erupted concomitantly with those sedimentary sequences.

Changes in the base level of lacustrine and/or marine depocenters controlled the basin infilling during the Maastrichtian-Paleocene which is recorded in the Balbuena Subgroup sequences.

The full-fill of that basin took place during Maastrichtian-middle Eocene, with the deposition of the Santa Barbara Subgroup (reddish and greenish siltstones and more claystones).

As result of the Incaic tectonic phase, during upper Eocene-lower Oligocene, the Salta Group deposition ceased, and the Sta. Barbara Group was partially eroded.

This compressive event gave rise to extended foreland basins to the east of the deformational front. Thus, the deposition of Peña Colorada Formation clastic sequences (reddish, grey and greenish-yellowish sandstones, siltstones and conglomerates) covered the erosional surface created by the Incaic movements, filling-up a basin whose depocenters have been located to the northwest (Uyuni Basin) and south (Olaroz Basin) of the study area.

Intermontane basins like Pozuelos developed later, during Upper Oligocene-Lower Miocene times, as result of the compressive Pehuenche phase. In these basins, were characterized by the deposition of clastic sequences with an associate calcalkaline volcanism (Moreta Formation).

Thick conglomeratic successions, like the Cabrera Formation, were also related to compressive Pehuenche Phase, and deposited to the west, in the San Juan de Oro Basin.

Distal ignimbrites, related to centers located to the northwest (Altiplano region), are integrated into the Cabrera Formation (17.4 Ma); together with contemporaneous volcanic dacitic dome complexes, and volcanic units of Moreta Formation, mark the beginning of the Cenozoic volcanism in the study area.

During Middle to Upper Miocene, it took place the most important episodes of crustal shortening and thickening in the Puna (Quechua phase).

After the deformation episodes that occurred at the end of Pehuenche phase, and which caused the breaking of Puna foreland basins, new sedimentation

of clastic and pyroclastic sequences of the Tiomayo Formation took place. (since 15.7 Ma)

Later, the last compressive episodes in the region occurred during the Upper Miocene .

Testimony of those episodes is de San Juan de Oro erosional surface, which is entirely distributed in the northern Puna-Altiplano.

At 10-5 Ma, a voluminous and intense volcanism was established. The latter was mainly characterized by ignimbritic eruptions that have spilt on that surface.

Transcurrent stress with NNE-SSW extension and WNW-ESE shortening axes prevailing during the Upper Miocene, controlled the localization of main megacaldera volcanic centers in transtensive conditions.

Since Pliocene up to Recent times, extensional and transcurrent conditions with E-W and NW-SE stretching directions have predominated. Isostatic uplift, accompanied by erosion, started 2 m.y. ago, process which is interpreted as result of a Brazilian craton underthrusting from the east.

Mineral resources of the region have diverse genesis, age and economic significance.

The gold vein deposits hosted in Ordovician marine sedimentary sequences, as well as the

associate gold placers of the Srra de Rinconada, deserve particular attention, considering their history and economic potential. Among them are: El Torno, Palca Ingenio, San Francisco, Los Azules, San José de Rinconada, Oratorio, Timón Cruz. Mineral deposits related to Tertiary magmatism are associated with:

caldera complexes, which correspond to precious metal-bearing, (Sb, As, Sn, Zn) low sulfidation epithermal systems , and high sulfidation (Pb, Zn, Cu, Ag), and Sn- Fe fumarolic deposits; b) Middle Miocene volcanic dome complexes, bearing Ag(Au)-rich, polymetallic mineralization; c) also can be included the Pirquitas Mine Group, the major mine in the sheet with Sn-Ag- rich polymetallic vein mineralization possibly related to upper Tertiary magmatism; also, Sn placer mineralization is associated to the mine.

Among non metalliferous resources are: S deposits related to caldera complexes or composite volcanoes like Zapaleri, or the Campanario- Niño-Coyambo volcanic chain.

Borates and onix deposits are related to paleogeothermal systems.

1. INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN DE LA HOJA Y CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS

La Hoja 2366-I/2166-III, Mina Pirquitas, está ubicada en el noroeste de la provincia de Jujuy, abarcando parte de los departamentos Santa Catalina, Rinconada y Cochino. Comprende el sector del territorio nacional entre los paralelos $21^{\circ} 43'$ y 23° de latitud sur y los meridianos 66° y $67^{\circ} 11'$ de longitud oeste de Greenwich, el que cubre una superficie aproximada de 9791 km^2 (figura 1).

La región pertenece en su totalidad a la Subprovincia Geológica Puna Septentrional (Alonso *et al.*, 1984). Se pueden distinguir en ella los siguientes cordones serranos: sierras de Quichagua-Queta y de Rinconada-Carahuasi, con rumbo casi N-S, la cadena volcánica Campanario-Niño-Coyambo sita en el extremo sur de la región central y la estribación norte de la sierra

de Lina al suroeste. Las máximas elevaciones corresponden a un relieve volcánico de 4000 m de altura promedio que se dispone en el extremo occidental de la Hoja, en la zona limítrofe con las repúblicas de Bolivia y Chile. Alcanza su cota máxima en el Nevado de San Pedro, con 5900 m sobre el nivel del mar.

La red hidrográfica cuenta con escasos recursos de agua, correspondiendo en su mayoría a cuencas endorreicas. La cuenca imbrífera del río Orosmayo-San Juan de Oro es el único exponente exorreico vinculado a la cuenca del río Pilcomayo. En el margen oriental de la Hoja se encuentra la depresión de la laguna de Pozuelos, mientras que en el noroccidental está la cuenca endorreica de las lagunas Vilama y Pululus.

La región corresponde a la provincia fitogeográfica Puneña, predominando en ella las estepas arbustivas con matorrales de churqui (*Prosopis ferox*) o bosquecillos abiertos de queñoa (*Polylepis tomentella*) localizados, ob-

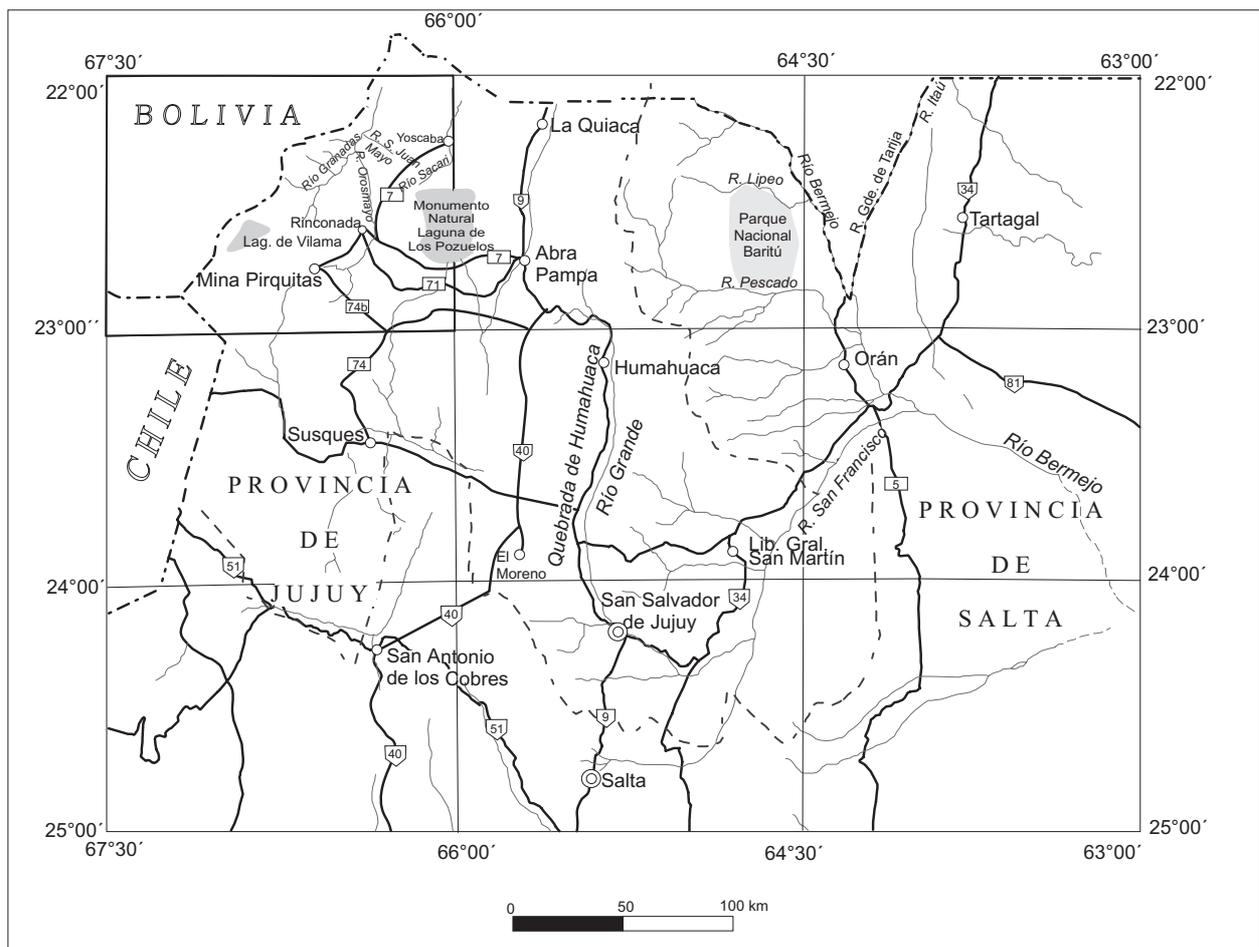


Figura 1. Mapa de ubicación.

servándose también la presencia de tola (*Parastrephia lepidophylla*), etc.

La comarca se caracteriza por un clima de tipo continental, de marcada amplitud térmica, con escasas precipitaciones (inferiores a 350 mm anuales), la mayor parte de ellas durante el verano. Las precipitaciones níveas también son reducidas, registrándose generalmente durante el invierno. Las temperaturas mínimas absolutas alcanzan los -33° C y las máximas no superan los 35° C.

Los caminos principales del área son ruta provincial 5 que une Santa Catalina con La Quiaca, ruta provincial 7 que conecta Abra Pampa con Rinconada, continuando por el norte hasta la localidad de Cieneguillas, ruta provincial 70 Ciénega Grande-Orosmayo y Pirquitas, continuando hacia el sur por las localidades de Doncellas y Coranzulí como ruta 74. Numerosos caminos secundarios vinculan el resto de las zonas pobladas dentro de la Hoja, algunos de ellos, como el que va desde el cerro Galán hacia el cerro Zapaleri pasando por la laguna Vilama, solo son transitables con vehículos de doble tracción.

Algunos de sus centros poblados son: Santa Catalina, Rinconada, Pirquitas, Cusi-Cusi y Orosmayo.

NATURALEZA DEL TRABAJO

La presente Hoja Geológica ha sido confeccionada siguiendo las normas del Programa Nacional de Cartas Geológicas del Instituto de Geología y Recursos Minerales, dependiente del Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR). Se contó, como base topográfica, con la Carta Topográfica 2366-I y 2166-III, del Instituto Geográfico Militar, así como con imágenes satélites Landsat a escala 1:250.000, georreferenciadas.

La información en ella volcada ha sido resultado del análisis, ponderación y control de la información previa existente y de la complementación de la misma a través de levantamientos geológicos adicionales de detalle tendientes a alcanzar la ajustada caracterización de las diferentes unidades litoestratigráficas, así como la comprensión de la evolución geológica del sector, desde sus distintos aspectos.

Ha sido motivo de particular atención:

a) El estudio del volcanismo submarino ordovícico y las secuencias clásticas asociadas del Arenigiano-Llanvirniano,

b) El estudio del volcanismo cenozoico superior (su cronoestratigrafía detallada, asociaciones clásticas, procesos formadores, caracterización de sus centros, quimismo y potencialidad minera),

c) Lograr nuevos aportes para el mejor conocimiento magmático-tectónico-sedimentario y metalogenético de la región.

Se realizaron estudios petrológicos de las rocas magmáticas, sedimentarias y metamórficas con el fin de caracterizar las distintas unidades litoestratigráficas. Ellos fueron complementados con análisis geoquímicos (elementos mayores y trazas) mediante FRX y estudios mineralógicos mediante difracción de RX realizados en el Laboratorio de Geoquímica del Instituto de Geología y Minería (UNJu), así como con determinaciones radimétricas K/Ar llevadas a cabo en el Laboratorio Sernageomin (Chile) y estudios paleomagnéticos de rocas volcánicas (magnetoestratigrafía y anisotropía de susceptibilidad magnética), en colaboración con el Laboratorio de Paleomagnetismo (UBA).

INVESTIGACIONES ANTERIORES

Los primeros investigadores que contribuyeron al conocimiento geológico del sector fueron Brackebusch (1883, 1891); Bondenbender (1902), Steimann *et al.* (1904), Steimann y Hoek (1912) y Hausen (1925), quienes reconocieron las rocas del basamento y la importancia en ellas, de vetas de cuarzo portadoras de oro, así como analizaron secuencias volcánicas y clásticas del Terciario.

Con posterioridad, Turner (1964b, 1978 y 1982) sentó las bases de la geología regional del sector, las que fueron consignadas esencialmente en las Hojas geológicas 2b La Quiaca, 1ab Santa Catalina, 2a San Juan de Oro y 3ab Mina Pirquitas y en sus pioneros trabajos de síntesis de la Puna (Turner, 1970, 1972 y 1979).

Las investigaciones geológico-mineras resultantes del programa de desarrollo llevado a cabo por la Dirección General de Fabricaciones Militares en la región y publicadas por Méndez *et al.* (1979), sintetizaron y actualizaron la información geológico-minera del sector.

El estudio y la caracterización del basamento ordovícico en la zona han sido contemplados en los trabajos de Coira (1973, 1975, 1979 y 1996), Coira *et al.* (1982 y 1999), Ramos (1986), Bahlburg (1990b), Coira y Koukharsky (1991 y 1994), Rapela *et al.* (1992), en los que se han sentado bases para interpretaciones geotectónicas de la Puna durante tiempos ordovícicos.

Aspectos tectónicos vinculados al análisis de la estructuración ordovícica fueron investigados por Ramos (1986) y Mon y Hongn (1987).

La evolución de la cuenca del Grupo Salta, particularmente de sus manifestaciones en la Hoja como zona distal de la Subcuenca Tres Cruces, fue considerada por Navarini *et al.* (1973) y Salfity (1982).

La caracterización del volcanismo cenozoico en la zona (estilos eruptivos y quimismo), así como la comprensión de sus variaciones espaciales y temporales, fueron el resultado de las investigaciones llevadas a cabo en distintos centros volcánicos del sector, así como del análisis conjunto de los registros volcánicos y clásticos realizados en la zona por Coira (1979), Coira y Mazzoni (1986), Ort *et al.* (1987), Seggiaro *et al.* (1987), Seggiaro y Aniel (1989), Ort (1993), Ort *et al.* (1987, 1996), Coira y Kay (1993), Coira *et al.* (1993a) y Seggiaro (1994).

La evolución tectónica, modelos tectomagmáticos y tipos de estructuras de la región durante el Ciclo Andino han sido analizados por Coira *et al.* (1982), Salfity *et al.* (1984), Allmendinger (1986), Bianucci *et al.* (1987), Isacks (1988), Allmendinger *et al.* (1989) y Cladouhos *et al.* (1994).

Los yacimientos minerales del sector han sido considerados dentro de estudios metalogenéticos de la región noroeste, como los de Sgrosso (1943), Angelelli (1941, 1950 y 1984), Angelelli y Fernández Lima (1980), Schalamuk *et al.* (1983) y Sureda *et al.* (1986). Contribuyeron al conocimiento de los yacimientos auríferos de la zona las investigaciones realizadas por Novarese (1893), Kittl (1925), Wippen (1970), Zappettini y Segal (1994) y Craig *et al.* (1995).

Los trabajos de Ahlfeld (1941, 1946, 1948, 1950) han caracterizado a los depósitos de estaño de la región, así como mostraron las semejanzas de los mismos con la Faja Estannífera Boliviana, particularmente con los depósitos del extremo sur de la misma. Sgrosso (1943), junto a Jenks (1914), Malvicini (1966) y Paar *et al.* (1996), se ocuparon también del estudio de los principales depósitos estanníferos de la zona. Depósitos minerales de metales básicos del Terciario superior, sus condiciones de emplazamiento, mineralogía de sus menas, alteración hidrotermal asociada y sistemas magmáticos asociados, han sido investigados por Brodtkorb (1969), Segal (1980), Coira *et al.* (1984, 1990 y 1993b), Brodtkorb y Coira (1986) y Brito y Sureda (1992).

2. ESTRATIGRAFÍA

RELACIONES GENERALES

En la Hoja 2366-I/2166-III, Mina Pirquitas, los primeros registros geológicos se inician con la

depositación, durante el Arenigiano-Llanvirniano, de potentes secuencias arenoso-pelíticas, que en el sector oriental muestran características asignables a un ambiente de talud proximal a plataforma externa a media y en el sector occidental han sido interpretadas por Balhburg (1990b) como sistemas turbidíticos desarrollados en una cuenca de retroarco con aporte de un arco magmático emplazado al oeste de la misma. En el sector oriental tuvo lugar, concomitante con la sedimentación, un volcanismo de carácter bimodal (dacítico-basáltico alcalino) esencialmente no explosivo, al que Coira *et al.* (1982) postularon asociado a un régimen extensional que podría haberse desarrollado en relación con un sistema de subducción oblicua.

Los movimientos orogénicos de la Fase Oclóyica produjeron, durante el Ashgilliano, la deformación de las secuencias, con desarrollo de un plegamiento de longitud de onda variable, de vergencia no definida y clivaje de plano axial. Una faja de intensa deformación se desarrolló en esos tiempos, coincidente en gran medida con el Complejo magmático-sedimentario Cochino-Escaya. Durante el Paleozoico superior la región se comportó como un área positiva.

Cuencas extensionales interconectadas del Grupo Salta se desarrollaron durante el Cretácico, con registros de facies marginales correspondientes al depocentro de Tres Cruces. Una etapa de *sinrift* ha estado asociada a la depositación, en tiempos pre-maastrichtianos, del Subgrupo Pirgua, vinculándose a la misma un volcanismo alcalino representado por lavas traquiandesíticas.

Cambios eustáticos produjeron la ingresión marina de la cuenca durante el Maastrichtiano-Paleoceno, con la depositación de las secuencias del Subgrupo Balbuena. La colmatación de dicha cuenca tuvo lugar durante el Maastrichtiano-Eoceno medio, cuando se depositó el Subgrupo Santa Bárbara.

La fase tectónica Incaica, durante el Eoceno superior-Oligoceno inferior, determinó la interrupción de la depositación del Grupo Salta y la erosión parcial del Subgrupo Santa Bárbara, formando amplias cuencas de antepaís al este del frente de deformación. En ellas comenzó la depositación de las secuencias clásticas de la Formación Peña Colorada con depocentros al NO (cuenca de Uyuni) y S (cuenca de Olaroz).

Como consecuencia de la etapa comprensiva de la Fase Pehuenche se formaron, durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior, cuencas

intermontanas en las que se depositaron las secuencias clásticas y registros volcánicos calcoalcalinos de la Formación Moreta. A dicha fase de deformación se asociaron también depósitos psefíticos de la Formación Cabrería.

Durante el Mioceno inferior, a los 17,4 Ma, se inicia el volcanismo cenozoico en la región, con manifestaciones reducidas, de afinidades calcoalcalinas, registradas en las formaciones Moreta, Cabrería y representado por Complejos volcánicos dómicos dacíticos (Casa Colorada-Minuyoc).

Durante el Mioceno medio a superior tuvieron lugar los episodios más importantes de acortamiento y engrosamiento cortical de la Puna (Fase Quechua). Entre los 12 y 10 Ma se labró la Superficie San Juan de Oro, discontinuidad regional reconocida en Puna Norte, Altiplano y Cordillera Oriental de Bolivia. A partir de estos tiempos la tectónica de la región se caracterizó por un estado distensivo y resolución de la compresión por deslizamientos de rumbo que acomodaron los esfuerzos imperantes, mientras que las cuencas fueron llenándose de sedimentos en forma pasiva.

Entre los 10-5 Ma se instauró un voluminoso volcanismo silíceo predominantemente ignimbrítico, el que se implantó sobre la Superficie de San Juan de Oro.

A partir de los 2 Ma, aproximadamente, imperaron condiciones distensivas y transcurrentes con direcciones de estiramiento E-O y NO-SE, como resultado del alzamiento isostático que acompañó al bajo corrimiento del cratón Brasiliano subductado por el este.

2.1. ORDOVÍCICO

Las rocas pertenecientes a este sistema tienen una amplia representación en la región estudiada. Se distribuyen preferentemente a lo largo de fajas alargadas en dirección norte-sur prolongándose a Hojas geológicas contiguas.

Los depósitos aflorantes constituyen remanentes de una amplia cuenca marina siliciclástica con participación de un importante volcanismo submarino contemporáneo con la sedimentación. Estos registros volcánicos no han sido reconocidos en sucesiones equiparables (Grupo Santa Victoria; Turner, 1964a) presentes en la Cordillera Oriental. En el resto de la Puna septentrional, incluyendo la región chilena, afloran unidades ordovícicas parcialmente equivalentes, las cuales reciben distintas denominaciones formales: Aguada de la Perdiz (García *et al.*, 1962); Chiqueros y Coquena (Schwab, 1973) y Grupo Cobres (Bahlburg, 1990a).

En el dominio de la Hoja Mina Pirquitas las sucesiones ordovícicas representan el “sustrato” sobre el cual se apoyan unidades sedimentarias mesozoicas y complejos volcánicos cenozoicos. Debido a las complicaciones estructurales las secciones estratigráficas son parciales y la posibilidad de correlacionarlas entre sí es limitada, dada la dificultad para reconocer superficies o bancos guía. No obstante, en tramos limitados por fallas y donde el clivaje pizarreño (*slaty cleavaje*) se presenta más espaciado, pueden visualizarse los rasgos sedimentarios primarios (laminación ondulítica, capas gradadas, calcos de flujo y de carga, truncamientos internos, etc.). Los registros fosilíferos (p.ej. graptofauna) son discontinuos y de validez cronológica relativa. De esta manera y dado el escaso número de estudios bioestratigráficos detallados, las similitudes litológicas con otras localidades vecinas con mayor información paleontológica, constituyen el único elemento de correlación y groseramente definen el rango temporal de las unidades ordovícicas aflorantes en la Hoja Mina Pirquitas.

2.1.1. ARENIGIANO - LLANVIRNIANO

Formación Acoite (1)

Areniscas, limolitas, lutitas

Antecedentes

La Formación Acoite fue originalmente descrita por Harrington (1957) en el sector septentrional de la Cordillera Oriental, siendo Santa Victoria la localidad tipo. Posteriormente, Turner (1964a) la incluyó junto a la Formación Santa Rosita en el Grupo Santa Victoria. En sucesivos relevamientos geológicos llevados a cabo por este último autor en el ámbito de la Puna, se siguió la misma nomenclatura erigida para la Cordillera Oriental, sustentada sobre bases litológicas y hallazgos fosilíferos puntuales.

Desde entonces, este esquema estratigráfico ha servido como marco de referencia a numerosos trabajos posteriores. Bahlburg (1990a) propuso para la Puna un nuevo esquema estratigráfico basado en estudios sedimentológicos y en colecciones de graptofauna. Este autor definió dos unidades de facies principales: 1) Sucesiones volcanosedimentarias de la Puna septentrional (Arenigiano medio y superior) y 2) Complejo Turbidítico de la Puna (Arenigiano tardío-Llandeiliano-Caradociano temprano?) el cual fue subdividido en un Sistema turbidítico inferior

(Arenigiano tardío-Llanvirniano) y otro superior (Llandeiliano-Caradociano temprano?) incluyendo en el primero las secuencias aquí consideradas.

No se cuenta hasta la fecha con nuevos trabajos de orientación paleoambiental en el área de la Hoja, que permitan ajustar los esquemas previos y la resolución bioestratigráfica (aproximadamente de 5 Ma, según Bahlburg *et al.*, 1990) impide realizar un tratamiento más detallado, por lo que se mantiene el original de Turner (1964a).

Distribución areal

Se incluye dentro de la Formación Acoite a los extendidos afloramientos de sedimentitas ordovícicas que conforman el cuerpo principal de las sierras de La Rinconada - Carahuasi, bloque de la mina Pirquitas-Rosario de Coyaguaima (foto 1) y reducidos asomos en la cuenca del río Grande de San Juan y en Tiomayo.

Relaciones estratigráficas

Constituye la unidad más antigua aflorante en la región, su base no ha sido observada y los contactos

con unidades como el Subgrupo Pirgua, formaciones Moreta, Tiomayo (*emend.*), Puertas de San Pedro, Peña Colorada y complejos volcánicos, son a través de discordancia angular, erosivos, y/o tectónicos.

Litología

Consiste en una potente sucesión arenosa-pelítica bien estratificada en bancos tabulares de espesores variables y con coloraciones gris verdosas a amarillentas (Turner 1959, 1964b). Los bancos arenosos son de granulometrías medias a finas, ricos en cuarzo (55 a 77%), con escasos fragmentos líticos y matriz sericítico-clorítica en porcentajes variables de 20 a 50% (Coira, 1979). En afloramiento son comunes las capas amalgamadas de areniscas conformando litosomas con potencias de hasta 20 m y extensión lateral de varios centenares de metros. Estos cuerpos son predominantes en aquellos sectores topográficamente más elevados, en contraposición a los intervalos pelíticos que ocupan partes deprimidas y en su mayor parte están cubiertos por depósitos modernos. La coloración de estos tramos de granulometría arcilla-limo varía entre gris y gris os-

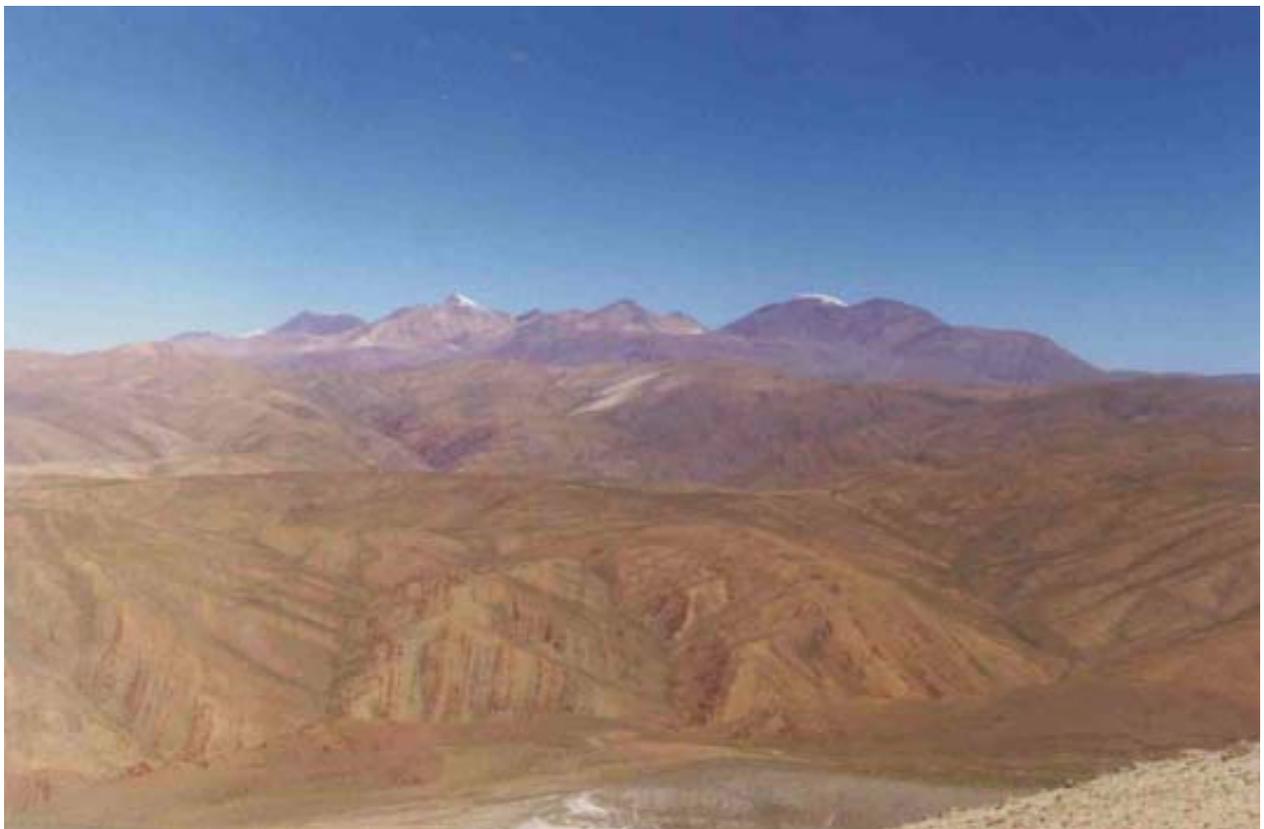


Foto 1. Vista desde Pululus, al fondo cerros Campanario, Niño y Coyambo.

curo. Las tonalidades más oscuras probablemente se vinculen con contenidos variables de materia carbonosa.

Es característico de esta unidad la presencia, dentro de los niveles arenosos y pelíticos, de abundantes cristales de pirita de hasta 1 cm o bien de oquedades limoníticas originadas de su lixiviación.

En la sierra de La Rinconada, la secuencia muestra patrones estratales grano y estrato decrecientes como grano y estrato crecientes (Bahlburg, 1990a). Mediciones efectuadas por dicho autor en secciones estratigráficas relativamente continuas de esta sierra, evidencian una potencia superior a los 2000 metros.

Un atributo remarcable es la presencia muy subordinada de litologías sabulíticas a microconglomeráticas, como así también la ausencia de niveles calcáreos.

Las sedimentitas ordovícicas de la sierra de La Rinconada contienen vetas de cuarzo con geometrías mantiformes y *saddle reefs* portadoras de oro, sulfuros de As, Fe, Cu, Pb, Zn, Sb y sulfosales de Ag (Craig *et al.*, 1995).

Ambiente

Bahlburg (1990a) interpretó a las sucesiones ordovícicas como depósitos de lóbulos turbidíticos y canales turbidíticos asociados (*Puna Turbidite complex*). Los patrones de paleocorrientes mostrados por dicho autor sugieren aportes múltiples alineados de norte a sur, mayoritariamente desde el oeste y en forma subordinada desde el este. En sectores axiales de la cuenca ordovícica la dispersión de los sedimentos habría variado en dirección al norte (coordinadas actuales) (Bahlburg, 1990b).

Con respecto a las vetas de cuarzo mineralizadas alojadas en las secuencias ordovícicas de las serranías de La Rinconada-Pabellón-Rosario de Coyaguaima, Coira (1983) propuso su vinculación con un volcanismo coetáneo registrado al este de dichas serranías, incluido en el presente trabajo dentro del Complejo magmático-sedimentario Cochinoca-Escaya. Craig *et al.* (1995) también postularon para las mismas una génesis sinsedimentaria exhalativa-hidrotermal.

Estructura

El rasgo sedimentario sobresaliente es la estratificación, la cual se presenta modificada por fallas y pliegues de distinto orden. A estas estructuras antiformales y sinformales comúnmente

se asocia un clivaje penetrativo de plano axial, el cual intercepta a la estratificación con ángulos variables y como respuesta a los cambios litológicos se ve más apretado en pelitas, mientras que en bancos predominantemente arenosos se refracta y se torna más espaciado (clivaje de fractura).

Cabe aclarar que el estilo de la deformación y sus características particulares están parcialmente descriptos en trabajos de carácter regional (Mon y Hongn, 1987; Hongn, 1995).

Edad

Turner (1964b) estableció una edad arenigiana y probablemente llanvirniana, sobre la base de una graptofauna compuesta por *Didymograptus v. deflexus* Harris; *Didymograptus* sp.; *Phyllograptus* sp. y *Tetragraptus* sp. También por estudio de graptolitos Bahlburg *et al.* (1990) sugirieron una probable edad llanvirniana para la sierra de La Rinconada y el bloque de la mina Pirquitas.

Complejo magmático-sedimentario Cochinoca-Escaya (*nom. nov.*) (2)

Antecedentes

A partir de la información disponible, en este trabajo se ha optado por diferenciar en el mapa geológico aquellas secuencias ordovícicas con términos litológicos no comprendidos en el estratotipo de la Formación Acoite. De esta manera se introduce una nueva unidad litoestratigráfica que reúne a secuencias sedimentarias y magmáticas, las que por sus características pueden ser incluidas dentro de un complejo, siguiendo el Código Argentino de Estratigrafía (1992).

El Complejo magmático-sedimentario Cochinoca-Escaya comprende las rocas sedimentarias y volcánicas ordovícicas aflorantes en las sierras de Queta-Quichagua, sector suroriental de la Hoja, las cuales constituyen la prolongación austral de la sierra de Escaya.

Se define esta entidad estratigráfica por registrarse en ella volcanitas y rocas subvolcánicas dacíticas y espilíticas sindepositacionales interestratificadas con potentes sucesiones arenopelíticas junto a sills y diques básicos alcalinos, a diferencia de las secuencias exclusivamente sedimentarias ordovícicas que conforman los bloques de la sierra de La Rinconada, Pirquitas y Rosario de

Coyaguaima. Cabe aclarar que la distribución areal de este complejo excede la zona abarcada por la Hoja Mina Pirquitas, reconociéndoselo en el cordón de Escaya-Cochinoca y a lo largo de la faja que se extiende hacia el sur en las serranías de Huancar, Cobres y Tanques en la Puna septentrional. Se establece como sección tipo de esta unidad al flanco occidental de la sierra de Quichagua y el flanco oriental de la sierra de Queta.

En anteriores relevamientos geológicos Turner (1959, 1964a) homologó las secuencias siliciclásticas de esta unidad con la Formación Acoite (Harrington, 1957), basado en similitudes litológicas y escasos registros paleontológicos; mientras que a las rocas ígneas las consideró separadamente, asignándolas al Carbonífero-Pérmico y al Silúrico. Coira (1979) reconoció la naturaleza sinsedimentaria de las secuencias magmáticas de referencia dentro de la Hoja Geológica 3c Abra Pampa, las que incluyó en la Formación Acoite.

Por otra parte, las rocas magmáticas del Complejo fueron consideradas dentro de la denominada Faja Eruptiva de la Puna Oriental (Méndez *et al.*, 1973), como parte de un extenso cinturón magmático extendido en dirección nor-nordeste/sur-suroeste desde los 17° S a lo largo del borde oriental de la Puna. Estas rocas han sido interpretadas alternativamente como pórfidos riódacíticos y granodioritas de edad silúrica, intrusivos en la secuencia clástica ordovícica (Turner, 1964b; Schwab, 1973; Méndez *et al.*, 1973; Omarini *et al.*, 1979; Bahlburg, 1990a) y como lavas espiliticas y lavas-ignimbritas y niveles piroclásticos dacítico-riolíticos submarinos contemporáneos con la sedimentación ordovícica (Coira, 1973, 1975; Koukharsky y Mirré, 1974; Coira *et al.*, 1982). En la Puna septentrional este magmatismo fue reanalizado e interpretado como una sucesión de lavas espiliticas en almohadillas y macizas, que pasa gradualmente a un complejo volcánico lávico-dómico silíceo sinsedimentario, con brechas autoclásticas, hialoclastitas y criptodomas asociados (Coira y Koukharsky, 1991 y 1994; Rapela *et al.*, 1992; Coira, 1996). Para precisar su distribución espacio-temporal y comprender las variaciones petrologico-estructurales a lo largo de la tradicionalmente denominada "Faja Eruptiva de la Puna Oriental" resulta imprescindible contar con una mayor cantidad de información de índole estratigráfica, volcanológica y estructural.

La Fase de deformación Oclóyica (Turner y Méndez, 1975), asignada para las rocas de la Puna al Asghilliano (Mon y Hongn, 1987), afectó con mayor intensidad a los sedimentos ordovícicos asocia-

dos a las magmatitas. Por lo tanto, este complejo forma parte de una faja de deformación regional denominada Frente Taconico Occidental u Oclóyico (Salfity *et al.*, 1976; Mon y Hongn, 1991).

Relaciones estratigráficas

La base del complejo es desconocida y el tope está caracterizado por un contacto discordante de magnitud regional con las unidades conglomerádicas mesozoicas del Subgrupo Pirgua. Las relaciones de contacto fueron modificadas por el tectonismo cenozoico conformando fallas de alto ángulo y corrimientos imbricados. Localmente se apoyan mediante truncamiento erosivo, sedimentitas clásticas y volcanoclásticas del Mioceno medio (Formación Tiomayo *emend.*) y tobas, brechas e ignimbritas terciarias del Complejo volcánico Coranzulí.

Litología

A continuación se describen en forma separada las facies magmáticas y sedimentarias.

1) Facies magmáticas (2 a).

Lavas espiliticas, brechas autoclásticas, domos y rocas volcanoclásticas dacíticas y riolíticas

Las magmatitas que conforman esta unidad incluyen lavas, hialoclastitas-brechas, sills, diques y cuerpos subvolcánicos, predominantemente de composiciones silíceas y básicas subordinadas. Dentro de la secuencia volcánica se reconoce una sucesión general que comienza con miembros máficos subordinados (mantos lávicos espiliticos), que pasan transicionalmente a un conspicuo volcanismo silíceo (Coira, 1973, 1975; Coira y Koukharsky, 1994). Se han diferenciado también diques y sills sinsedimentarios básicos alcalinos.

Las espilitas tienen su afloramiento más extendido en la sierra de Queta, constituyendo el flanco oriental de dicha serranía, la sección representativa de este magmatismo. Consisten en mantos concordantes de tonalidades grisáceo-verdosas de 6 a 18 m de espesor intercalados en las sedimentitas. Son rocas microporfíricas con fenocristales de plagioclasa (albita-oligoclasa), y en ocasiones de tremolita-actinolita±augita, inmersos en una matriz clorítica, o bien presentan texturas granulares finas. Estas últimas consisten esencialmente en agregados cloríticos finos en los que se distinguen mosaicos silíceos y agregados sericíticos. Es frecuente la existencia de carbonatos

asociados a la clorita, reemplazando a plagioclasa o como venillas, así como de abundante ilmenita parcialmente alterada a leucoxeno. Geoquímicamente se caracterizan por contenidos en SiO_2 : 48-51,6%; TiO_2 : 1,17-2 % y relaciones FeO^*/MgO : 1,3-2,29%.

Sills y diques sinvolcánicos representados por basaltos alcalinos y basanitas, se presentan con espesores de 1-3 metros. Son afíricos a pobremente porfíricos, y sus minerales máficos son augita, kersutita y biotita. Corresponden a rocas con contenidos de $\text{SiO}_2=42-45$ %, ricas en TiO_2 (2,8-4%) y con contenidos de K_2O de 0,6-2,1%, las que se encuadran en el campo subalcalino a alcalino sobre la base de sus elementos mayoritarios. Las características de sus elementos traza permiten por otra parte asignarlos, junto a las espilitas, a asociaciones alcalinas de intraplaca (Coira *et al.*, 1999).

El volcanismo silíceo, principalmente dacítico, es el de mayor representación en el complejo, conformando los núcleos de las sierras de Quichagua y Queta. La sección tipo del mismo se ubica en la quebrada Muñayoc, flanco occidental de la serranía de Quichagua. Se compone de facies lávicas macizas y autobrechadas, hialoclastitas, sills, domos extrusivos y criptodomas, cuyas características texturales indican efusiones submarinas esencialmente no explosivas con frecuentes fenómenos de fragmentación por enfriamiento en la interfase lava-agua (Coira y Koukharsky, 1994; Coira, 1996) y facies subvolcánicas asociadas a criptodomas. Las facies lávicas-dómicas son porfíricas (20-35 %) con fenocristales de feldespato alcalino ($\text{Ab}_{68-72}/\text{Or}_{32-38}$) de hasta 5 cm, plagioclasa (An_{15-20}), cuarzo y biotita, dentro de una matriz microcristalina desvitrificada y alterada (Coira y Koukharsky, 1994). Se ubican dentro del campo calcoalcalino rico en K, con contenidos en SiO_2 de 67-72% y $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ de 5,1-7,2 %, presentando signatura débil de arco-retroarco y fuerte componente cortical (Koukharsky *et al.*, 1988; Coira *et al.*, 1999) (fotos 2 y 3).

Ambiente

Los representantes magmáticos, tanto dacíticos como máficos alcalinos, presentan características composicionales, texturales-estructurales y de emplazamiento, que permiten asignarlos a un volcanismo bimodal, esencialmente no explosivo, cercano a su zona de emisión, concomitante con la depositación de secuencias sedimentarias de plataforma externa a talud proximal. Las características geoquímicas de las dacitas, composicionalmente homogéneas a lo largo de más de 200 km, con signatura de arco débil,

junto al carácter alcalino de intraplaca de los componentes máficos, apoyan la asociación a un régimen extensional postulada por Coira *et al.* (1999) para este magmatismo.

Estructura

La fase de deformación Oclóyica produjo en las volcanitas la formación de un clivaje irregular y espaciado de similar orientación al de las sedimentitas y en las rocas porfíricas especialmente, originó la alternancia de fajas foliadas hasta lentes protomiloníticas dentro de rocas con menor deformación (Hongn, 1995). En consecuencia, el tectonismo sobreimpuesto ha transformado en algunos casos las texturas originales de las rocas y esto ha dificultado el reconocimiento exacto de su génesis. Por otra parte, este evento modificó localmente los contactos entre las rocas ígneas y siliciclásticas debido a sus distintas competencias (Hongn, 1995).

Edad

Los datos radimétricos U/Pb en monacitas obtenidos de magmatitas del área de Cochino, correlacionables con las aflorantes en las sierras de Queta-Quichagua, dan una edad mínima de cristalización de 467 ± 1 Ma (Ordovícico medio, Lork y Bahlburg, 1993). Esta edad estaría en parte en coincidencia con la determinada por los fósiles de las sedimentitas interestratificadas (arenigiano-llanvirniana, Coira, 1979). Por otra parte, otras edades obtenidas también del área de Cochino pero por el método Rb/Sr, indican un evento devónico de 374 ± 7 Ma (Omarini *et al.*, 1979) y son interpretadas como edades del último cierre del sistema isotópico.

2) Facies sedimentarias (2 b)

Areniscas, limolitas, lutitas

Los tipos litológicos principales son areniscas cuarzo-feldespáticas de grano medio a fino y pelitas (arcilitas y limolitas) micáceas laminadas y macizas. La estratificación tiene un rumbo general nordeste.

Las areniscas presentan una coloración verde grisácea y blanquecina a gris clara en superficies frescas, mientras que debido a la alteración superficial las primeras se tornan amarillentas. Los bancos varían en espesor desde algunos milímetros hasta el metro y en muchos sectores se observan capas amalgamadas con espesores variables entre 5 y 15 metros. Suelen reconocerse en ellos estructuras sedimentarias

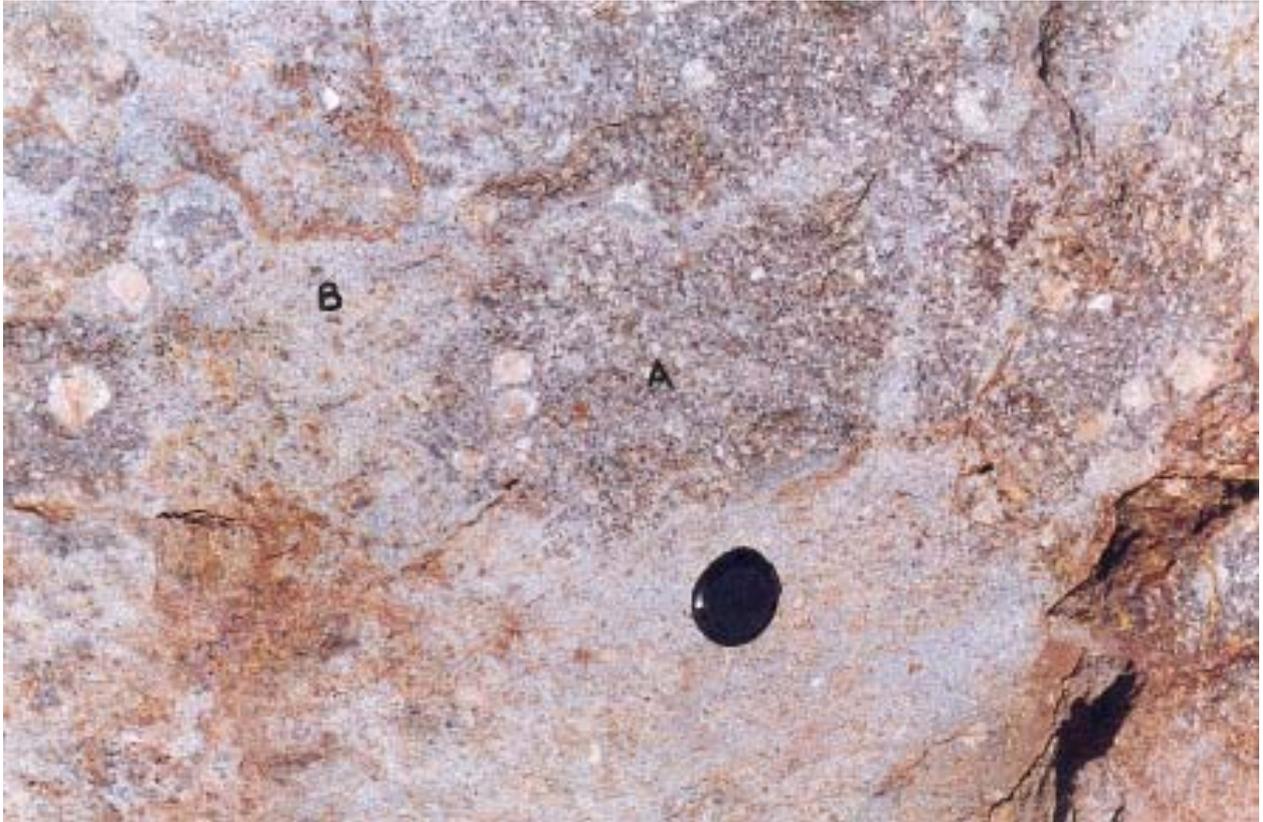


Foto 2. Facies magmáticas. Hialoclastitas en la quebrada de Muñayoc. A- Clastos de dacitas porfíricas, B- Matriz hialoclástica. Escala 4 cm de diámetro.

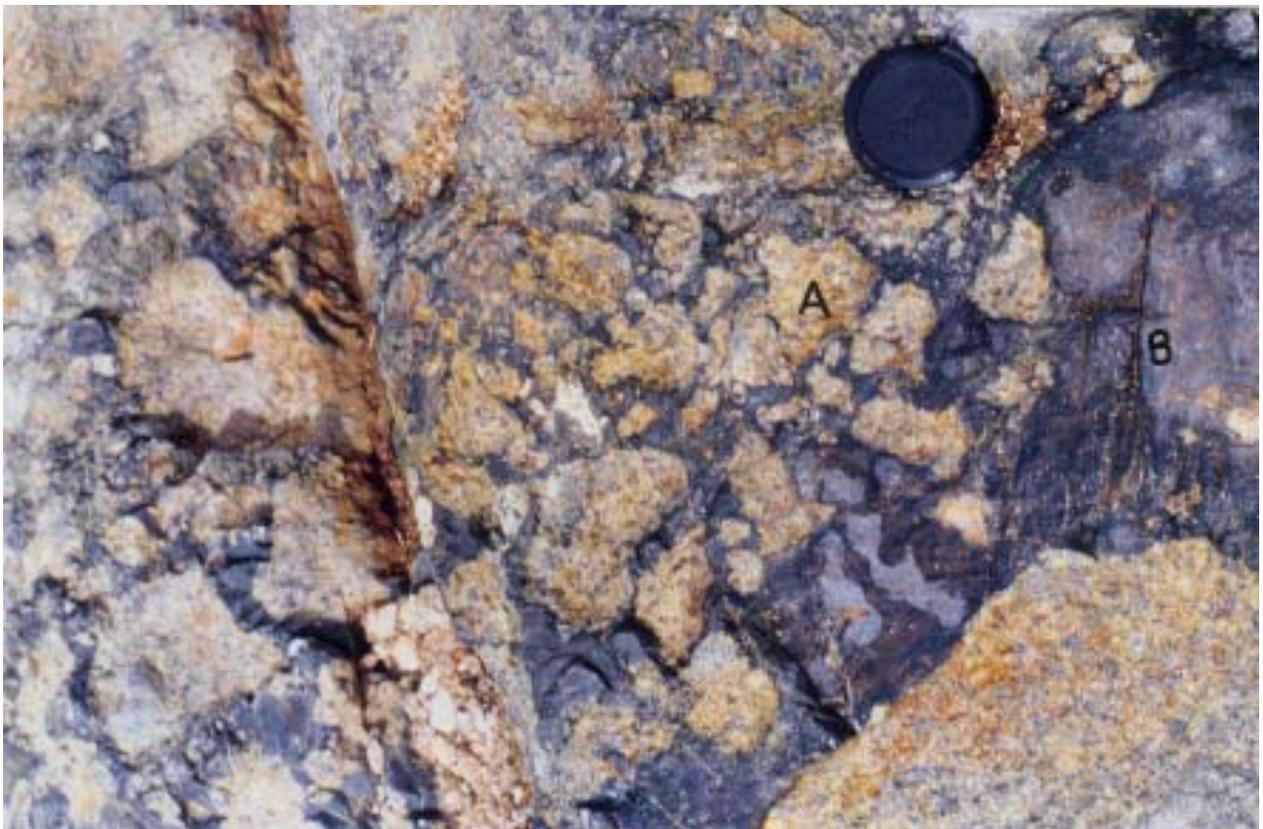


Foto 3. Facies magmáticas. Peperitas en la quebrada de Muñayoc, sierra de Quichagua. A- Dacitas, B- Pelita silicificada y desestructurada. Escala 4 cm de diámetro.

como laminación paralela, tangencial de bajo ángulo, laminación ondulada y ondulitas de crestas sinuosas. Los estratos arenosos más delgados conforman paquetes de escala métrica interestratificados con pelitas en proporciones variables, distinguiéndose mediante el tipo de relaciones arena/pelita, constituyendo intervalos arenosos y pelíticos los miembros extremos. Petrográficamente, Coira (1979) reconoció dos tipos principales: i) ortosubcuarcitas, donde la matriz es muy escasa (2-5%) y los granos detríticos son aproximadamente equigranulares, principalmente de cuarzo (60-70%) y feldespatos (10-30%), estos últimos comúnmente alterados, y ii) intermedias entre orto y parasubcuarcitas (son los bancos más abundantes), con matriz clorítico-sericítica (10-25%) y fracción detrítica constituida por cuarzo (55-70%), feldespatos (10-30%) y fragmentos líticos (2-5%).

Las facies pelíticas tienen colores gris oscuro y es común la decoloración y las pátinas pardo-amarillentas por meteorización de pirita diseminada. Presentan una repetición de pares bitemáticos (limo-arcilla) que en secciones delgadas presentan buena selección y son frecuentes las láminas microgradadas y con deformación sinsedimentaria. Los términos limolíticos muestran contactos basales netos y topes transicionales. En ocasiones se observan ondulitas aisladas de baja amplitud. En los intervalos lutíticos tienden a concentrarse los cristales de pirita con típicas formas euhédricas, a veces con desarrollo de sombras de presión rellenas con filosilicatos neoformados. Suelen contener abundantes concreciones carbonáticas subredondeadas a elipsoidales.

Ambiente

En el análisis de las características litológicas, estructuras sedimentarias y relaciones de facies de estas secuencias se ha reconocido la interacción de eventos turbidíticos de cuenca distal-talud y tempestíticos, bajo un régimen de plataforma externa a media, con acción de olas de tormenta y normales.

Estructura

Toda la sucesión sedimentaria se encuentra afectada por un plegamiento de longitud de onda variable (métrico hasta decamétrico) con un buen desarrollo de un clivaje de plano axial de rumbo general noreste y vergencia no definida (Mon y Hongn, 1987; Hongn, 1995). La tectónica Andina en general ha producido corrimientos y basculamiento hacia el este de los bloques ordovícicos (Mon y Hongn, 1987).

Edad

Para las sierras de Quichagua-Queta y Cochino-Escaya, Aceñolaza y Toselli (1984) establecieron una edad arenigiana, de acuerdo con el registro de graptolitos *Didymograptus nitidus*, *D. protobifidus* y *Tetragraptus fruticosus*. Bahlburg *et al.* (1990) reconocieron para el cordón de Escaya *Isograptus caduceus* cf. *nanus*, *Tetragraptus quadribrachiatus* s.l., "*Corymbograptus*" cf. *vacillans*, *Acrograptus filiformis*, asignando dicha secuencia al Arenigiano inferior, mientras que en la sierra de Cochino-cerro Queta, la presencia de *Dicellograptus* sp. indica una edad probablemente llandeiliana. Mientras tanto, en el sector septentrional del cordón de Escaya (cuesta del Toquero) la asociación de graptolitos recolectada recientemente por Gutiérrez Marco *et al.* (1996) fue referida a la Biozona *Undulograptus austrodentatus*, indicativa del límite Arenigiano-Llanvirniano. La ausencia de otros indicadores bioestratigráficos imposibilita ajustar con mayor precisión la edad de las sedimentitas ordovícicas (foto 4).



Foto 4. Facies sedimentarias. Afloramientos de la sucesión silicoclástica ordovícica en el flanco occidental de la sierra de Quichagua. En primer plano, dacitas que conforman el núcleo de esta serranía. Vista al norte.

2.2. CRETÁCICO INFERIOR – EOCENO MEDIO

GRUPO SALTA (5)

Areniscas, calizas, arcilitas

Antecedentes

Corresponde a la entidad que Brackebusch (1883) denominó primero Formación Petrolífera y posteriormente (1891) Sistema de Salta, nombre que fue sustituido por Turner (1959) por el de Grupo Salta.

Las sucesiones sedimentarias atribuidas al Grupo Salta, de origen continental y marino de aguas someras, poseen un carácter predominantemente clástico y en orden estratigráfico ascendente están constituidas por cuerpos conglomerádicos y arenosos de tonalidades rojizas, en sectores con intercalaciones volcánicas (Subgrupo Pirgua, Vilela, 1951; *nom. transl.* por Reyes y Salfity, 1973). A continuación siguen areniscas, calizas y pelitas correspondientes al Subgrupo Balbuena (Moreno, 1970). Por último, el intervalo superior está caracterizado por pelitas y margas pertenecientes al Subgrupo Santa Bárbara (Vilela, 1956; *nom. transl.* por Moreno, 1970).

Numerosos autores han analizado las características litoestratigráficas, distribución areal, edad y evolución tectosedimentaria de las unidades mesozoico-eoterciarias del noroeste argentino en función del potencial de hidrocarburos. Los antecedentes referidos a este grupo se encuentran reseñados en los trabajos de síntesis de Gómez Omil *et al.* (1989) y Salfity y Marquillas (1994).

Distribución areal

Dentro del área abarcada en la Hoja Mina Pirquitas los afloramientos correspondientes a este Grupo son muy reducidos y restringidos a tres sectores principales:

1) Anticlinal del cerro Chaupiorco y al nortenordeste de Eureka. Estas localidades se hallan ubicadas en el ámbito septentrional de la Hoja y las sedimentitas se extienden más allá del límite con Bolivia.

2) Fajas de afloramientos delimitadas tectónicamente en el extremo sureste de la Hoja, formando parte de las sierras de Quichagua-Queta (foto 5). También se incluyen en este ámbito los depósitos clásticos morados a grisáceos en contacto

por falla con sedimentitas ordovícicas aflorantes en las inmediaciones del cerro Pan de Azúcar (Coira, 1979).

3) Asomos aislados próximos a la ladera sur del cerro Tinte (integrante del Complejo Volcánico Vilama-Coruto) en cercanías del límite con Chile (foto 6).

Relaciones estratigráficas

Los afloramientos septentrionales (1) fueron cartografiados y descritos someramente como Formación Yacoraite y Subgrupo Santa Bárbara por Navarini *et al.* (1973). Según estos autores, la Formación Yacoraite se apoya en discordancia sobre sedimentitas ordovícicas y alcanza un espesor de 30 metros. Hacia arriba le suceden en concordancia depósitos pelíticos y carbonáticos correspondientes al Subgrupo Santa Bárbara. Para el sector sureste (2) el Grupo Salta se apoya en discordancia angular sobre unidades volcanosedimentarias ordovícicas y es común observar dicho contacto afectado por el fallamiento terciario. Por encima y mediante truncamiento erosivo se apoyan espesas secuencias ignimbríticas del Mioceno tardío provenientes del Complejo Coranzulí. Para el sector occidental (3) no se han podido reconocer claramente las relaciones de contacto dado el carácter relíctico de las sucesiones sedimentarias y a la ubicua cobertura piroclástico-lávica asociada a aparatos volcánicos terciarios (p.ej., cerro Tinte).

Litología

De acuerdo con las características sedimentarias y relaciones estratigráficas presentes en la Hoja Mina Pirquitas, el Grupo Salta se halla parcialmente representado por el Subgrupo Pirgua (Formación Los Blanquitos), caracterizado por areniscas pardo moradas a grisáceas y blanquecinas con niveles limoarcillosos, escasos conglomerados y por secuencias esencialmente carbonáticas (calizas y areniscas calcáreas) comparables con la Formación Yacoraite (Subgrupo Balbuena), la cual posee una amplia distribución en el noroeste argentino (Marquillas y Del Papa, 1993). Cabe mencionar que los principales afloramientos del Grupo Salta fueron mapeados en el sector oriental de la Hoja Abra Pampa (Coira, 1979), comarca donde se registran perfiles completos de las respectivas unidades que conforman el Grupo.



Foto 5. Subgrupo Pirgua en el flanco occidental de la sierra de Queta, cabalgando la secuencia volcánico-sedimentaria ordovícica. Vista al este - noreste.



Foto 6. Grupo Salta indiferenciado y secuencias ignimbríticas del Cenozoico, en el área de la mina Bonanza.

SUBGRUPO PIRGUA (3)*Arenisca, limoarcilitas, escasos conglomerados*

Esta unidad representa el estadio *sinrift* de la cuenca cretácica del noroeste (Bianucci y Homocv, 1982; Gómez Omil *et al.*, 1989). Para el ámbito de la Puna, Salfity y Marquillas (1994) reconocieron dos depocentros, denominados Tres Cruces y Sey, los cuales se hallan separados por el Alto de San Pablo. Los afloramientos de esta unidad en la Hoja Mina Pirquitas corresponden al sector sur-suroeste del depocentro Tres Cruces y a la parte septentrional de la subcuenca de Sey. El Subgrupo Pigua constituye el relleno sedimentario basal de estos depocentros, con espesores locales de hasta 400 metros. En general, el arreglo vertical se caracteriza por presentar una clara tendencia granodecreciente, con conglomerados oligomícticos morados basales que gradualmente son remplazados por areniscas sabulíticas a medianas y limoarcilitas pardo-rojizas, moradas a grisáceas y blanquecinas constituyendo los dos tercios de la sucesión. Fuera del ámbito de la Hoja, en afloramientos ubicados al sur de Abra Pampa (cerro Ramada) se reconocieron mantos lávicos traquiandesíticos intercalados entre las sedimentitas del Subgrupo Pigua (Coira, 1979).

SUBGRUPO BALBUENA (4)**Formación Yacoraite***Areniscas calcáreas, calizas, margas, lutitas*

Esta unidad forma parte del Subgrupo Balbuena. Consiste en una sucesión mixta clástica-carbonática, en parte dolomítica, con importante participación de calizas intraclásticas, oolíticas y estromatolíticas (Coira, 1979). Siguiendo la clasificación de Dunham (1962), los depósitos corresponderían a *packstones*, *grainstones* o intrabioclásticos, *mudstones*, *wackestones* y *boundstones*.

Gómez Omil *et al.* (1989) reconocieron para esta formación tres miembros (inferior, medio y Las Avispas o superior). Los dos primeros fueron definidos en secciones aflorantes en la subcuenca Tres Cruces (cf. Coira, 1979) mientras que el miembro Las Avispas se halla restringido al subsuelo de la subcuenca Lomas de Olmedo (provincia de Salta).

Para el ámbito de la Puna, Marquillas y Del Papa (1993) caracterizaron a los bancos estromatolíticos de esta unidad como *boundstones* estromatolíticos

laminares, cuyos componentes esenciales están representados por proporciones variables de calcita, ankerita-dolomita, cuarzo, feldespatos alcalinos (albita), intraclastos y valvas de ostrácodos y moluscos. Asimismo, dichos autores señalaron que el arreglo depositacional mostrado por estos cuerpos estromatolíticos denotarían ciclos sucesivos de distinta jerarquía y en general de carácter somerizante, con evidencias de exposición subaérea y diagénesis temprana.

Ambiente

Las secuencias mesozoico-eocenas correspondientes al Grupo Salta se desarrollaron durante un régimen tectónico distensivo cuyo relleno inicial corresponde a depósitos de abanicos aluviales interdigitados con sistemas fluviales entrelazados y en ocasiones con eolianitas. Por otra parte, la sedimentación correspondiente al estadio tectónico de *postrift* comienza con los ciclos carbonáticos de la Formación Yacoraite, desarrollados en cuerpos lacustres someros con variable influencia marina.

Desde un punto de vista paleogeográfico, el carácter netamente marino de la cuenca se desarrolla en depósitos correlacionables situados en la parte andina de Bolivia (Formación El Molino, Maastrichtiano-Daniano, Sempere, 1995) lo cual es consistente con episodios transgresivos procedentes del norte-noroeste (Gayet *et al.*, 1993). Una interpretación alternativa fue recientemente efectuada por Camoin *et al.* (1997) sobre la base de datos sedimentológicos, geoquímicos, mineralógicos y paleontológicos. Según estos autores, en el Cretácico tardío-Terciario temprano las condiciones lacustres alcanzaron una extensión máxima de 300.000 km² abarcando Perú, norte de Chile y el noroeste argentino. Los fenómenos recurrentes de expansión y contracción de los cuerpos lacustres estuvieron esencialmente controlados por cambios hidrológicos debido a fluctuaciones climáticas (Camoin *et al.*, 1997).

Cabe destacar que aun permanecen en discusión ciertos aspectos paleoambientales y evolutivos del modelo sedimentario de la Formación Yacoraite en el noroeste argentino (cf. Palma, 1985).

Edad del Grupo Salta

Sobre la base de dataciones radimétricas en volcanitas y numerosos registros paleontológicos,

el rango temporal del Grupo Salta comprende desde el Cretácico temprano hasta el Eoceno medio (Salfity y Marquillas, 1994). El Subgrupo Pirgua abarca el intervalo Valanginiano-Campaniano y según su posición relativa dentro de la cuenca tiende a hacerse más joven hacia los sectores marginales, tal como se verificaría en los afloramientos incluidos en la Hoja Mina Pirquitas. Los depósitos clástico-carbonáticos que caracterizan a la Formación Yacoraite son portadores de una abundante fauna de invertebrados, además de restos de dinosaurios y microflora, que en conjunto señalan una edad maastrichtiana-eocena.

Los afloramientos aislados que aparecen entre las secuencias piroclásticas y volcánicas del Complejo Vilama-Coruto son tentativamente correlacionados con sucesiones similares pertenecientes a la Formación Estratos de Quebrada Blanca de Poquis (Cretácico tardío, Gardeweg y Ramírez, 1985), que se reconoce en el extremo nororiental de la Hoja Río Zapaleri, en Chile (II Región de Antofagasta) y comprende reducidas exposiciones de cuerpos conglomerádicos y arenosos sucedidos por calizas y areniscas tobáceas con restos de vertebrados, gastrópodos y foraminíferos.

2.3. Terciario

2.3.1. EOCENO SUPERIOR-OLIGOCENO SUPERIOR

Formación Peña Colorada (6)

Areniscas, conglomerados y fangolitas

Antecedentes

Bellmann y Chomnales (1960) utilizaron el nombre de Estratos de Peña Colorada para denominar a un reducido grupo de estratos areniscosos rosados (en parte calcáreos), morados y pardos que afloran en la quebrada Peña Colorada, distante 5 km al sur de Santa Catalina. Turner (1966, 1978, 1982) extendió esta nominación -con el nombre formal de Formación Peña Colorada- a todos los depósitos sedimentarios rojizos que rellenan la amplia cuenca del río Grande de San Juan (oeste de la sierra de La Rinconada), proponiendo una edad pliocena para ellos. Viera (1984) reconoció dos miembros dentro de la formación, cuyos nombres son mantenidos en este trabajo, el basal (Miembro Villa María) y el superior (Miembro San Isidro).

Distribución areal

La Formación Peña Colorada es la unidad sedimentaria terciaria clástica de mayor extensión en el ámbito de la Hoja. Aflora con mayor desarrollo hacia la mitad septentrional del área, desde el borde occidental de la sierra de La Rinconada hacia el oeste. La sierra de La Rinconada ha actuado como un límite importante para esta unidad, ya que hacia el este de la misma no se reconocen sus registros. En la mitad austral del área, los sedimentos rojos de esta unidad sedimentaria son más escasos, desapareciendo desde la latitud de Orosmayo hasta Coyaguaima, pero más al sur (fuera de la Hoja, en cercanías a Coranzulí) van cobrando progresivamente importancia en espesor y distribución areal.

Relaciones estratigráficas

Esta secuencia sedimentaria yace en discordancia angular sobre los niveles de la Formación Acoite (foto 7). En el extremo septentrional de la zona de estudio (cerro Chaupiorco, Santa Catalina) la Formación Peña Colorada se apoya en paraconcordancia o en discordancia erosiva sobre las sedimentitas del Grupo Salta (Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara). Contactos de tipo tectónico con rocas subyacentes son usuales a lo largo de toda la zona abarcada por la Hoja. En el borde occidental de la sierra de La Rinconada, la Formación Peña Colorada está cubierta en concordancia por los conglomerados y areniscas de la Formación Cabrería, mientras que en el resto de los afloramientos sus contactos con otras series sedimentarias o magmáticas más modernas son de tipo discordante o paraconcordante (fotos 8 y 9).

Litología

La Formación Peña Colorada está compuesta por una sucesión de cuerpos tabulares o lenticulares de psefitas, más frecuentes hacia sus niveles basales, que se intercalan con areniscas y limolitas en los sectores cuspidales de la misma. Basándose en lo propuesto por Viera (1984) se distinguen dos miembros dentro de la formación: Villa María y San Isidro.

Miembro Villa María

Constituye la base de la formación y está compuesto principalmente por conglomerados, areniscas conglomerádicas y areniscas medianas o gruesas de tonalidades grises, amarillentas y rojizas.

La base de este miembro está integrada por capas de conglomerados rojos y grises, con variables proporciones de clastos de pelitas, areniscas y cuarzo provenientes de la Formación Acoite, y matriz areniscosa fina de color rojo, intercaladas con areniscas conglomerádicas verdosas, rojizas o grises. El espesor de este conglomerado basal varía entre pocos metros y 50 m de potencia. Por encima se depositan areniscas rojas y amarillentas de grano fino a medio, micáceas, sin estructura interna, en bancos de 1 a 0,3 m de espesor, intercaladas con conglomerados y areniscas conglomerádicas grises y amarillentas. Se suceden areniscas medianas, de tonalidades claras, finamente laminadas en bancos de 0,3 m de espesor, junto a conglomerados cada vez más delgados y escasos hacia el techo. Hacia el norte (Mina Eureka) este miembro culmina con niveles paraconglomerádicos en bancos de hasta 3 m, compuestos por clastos de rocas ordovícicas en una abundante matriz areniscosa gruesa. En el resto de la zona mapeada este conjunto cuspidal está integrado por areniscas macizas rojizas y blancas, de hasta 2 m de espesor. La potencia total del Miembro Villa María es mayor en el sector norte y oes-

te, donde varía entre 170 m (Mina Eureka) y 70 m (Cusi Cusi-Paicone), siendo en gran parte el único miembro aflorante. Hacia el sur y este, en cambio, raras veces supera los 35 m de espesor (Casa Colorada).

Miembro San Isidro

Se caracteriza por su mayor potencia, escasez de conglomerados, aspecto litológicamente homogéneo y colores dominantes rosado y blanco-amarillento. En el sector del río Grande de San Juan este miembro está ausente.

Está compuesto por una sucesión espesa y alternante de areniscas medianas a gruesas, a veces carbonáticas o ferruginosas, blanco-amarillentas o verdosas, y fangolitas o limo-arcilitas rojizas sin estructuras internas, con frecuentes venillas y nódulos de yeso-calcita-aragonita y removilización de óxidos de hierro. Los bancos presentan espesores variables (entre 3 m y 12 m).

El espesor del conjunto alcanza los 1.000 m en el extremo norte de la Hoja (El Angosto) disminuyendo considerablemente hacia el sur (210 m en Casa Colorada).



Foto 7. Ventana de San Pedro. Formación Peña Colorada integrada por conglomerados, areniscas y fangolitas rojizas y amarillento-verdosas, en discordancia sobre la Formación Acoite, formada por lutitas y areniscas pardas plegadas, visibles en primer plano. La inclinación de la Formación Peña Colorada es hacia el este. Al fondo se ve la sierra de Rinconada y los antiguos conos aluviales de la Formación Puertas de San Pedro.



Foto 8. Aspecto de la Formación Peña Colorada en la quebrada Granada.



Foto 9. Formación Peña Colorada en la quebrada Granada, en discordancia angular con la secuencia ignimbrítica del cerro Colorado.

Ambiente

La Formación Peña Colorada se depositó dentro de una amplia cuenca continental de retroarco, representante de las primeras cuencas andinas de antepaís.

Los aspectos de las facies del miembro basal indican ambiente fluvial, del tipo de ríos entrelazados. El Miembro San Isidro, en cambio, sugiere mayor equilibrio del sistema, con ríos discurriendo por canales encauzados sobre planicies aluviales amplias, con episodios de derrames sucesivos o bien interactuando con sistemas lacustres efímeros, incluso con episodios evaporíticos indicativos de condiciones semiáridas o áridas.

La distribución de espesores de los sedimentos que integran esta unidad indica un depocentro situado hacia el noroeste, fuera de la zona estudiada (provincia de Sud Lípez, Bolivia). Los límites de esta cuenca (Cuenca de Uyuni, Salfity *et al.*, 1984) habrían estado representados por la sierra de La Rinconada al este y por el lineamiento de Coyaguaima-Lípez (Pirquitas) hacia el sur. Los afloramientos situados aún más al sur de esa latitud pertenecerían, según Salfity *et al.* (1984), a una cuenca similar y aledaña extendida N - S (cuenca de Olaroz).

Estructura

En el ámbito de la Hoja, la Formación Peña Colorada se dispone principalmente en forma de extensos homoclinales que buzcan con ángulos variables y generalmente bajos, hacia el oeste o hacia el este, mientras que al norte de los 22°20' S y en cercanías al borde de la sierra de La Rinconada, comienzan a ser frecuentes los plegamientos abiertos de gran longitud de onda (superior a 6 km). En zonas cercanas a El Angosto o Mina Eureka la unidad exhibe plegamiento anticlinal y sinclinal muchas veces asimétrico (Viera, 1984), determinando planos axiales vergentes al oeste. En cambio, en Casa Colorada los pliegues son aún más abiertos (longitud de onda >10 km) y prácticamente simétricos. No se observa, asociado al plegamiento, desarrollo de clivaje o engrosamiento de charnelas.

Con respecto al fallamiento, lo más significativo es que muy frecuentemente la Formación Acoite, de edad ordovícica, está sobrecorrida por encima de la Formación Peña Colorada, pero -al menos hasta los 23° S de latitud- nunca se observa que esta última se disponga por encima de secuencias más modernas.

Contenido fosilífero o paleontológico

Algunos autores reconocieron restos fosilíferos mal conservados, que en ningún caso pudieron ser utilizados para ubicar temporalmente a esta Formación. Bellmann y Chomnales (1960) y Turner (1978) citaron la presencia de restos carbonosos vegetales indeterminados en la zona de la quebrada Peña Colorada, mientras que Viera (1984) los reconoció en la comarca de La Ciénega. Al este de El Angosto, este mismo autor encontró restos óseos fragmentarios y mal conservados, igualmente indeterminables.

Edad y correlaciones

La edad de la Formación Peña Colorada no está suficientemente acotada hasta el momento. Viera (1984) considero que tiene una edad comprendida entre Eoceno y Oligoceno inferior, por cuanto se sobrepone estratigráficamente al Subgrupo Santa Bárbara (Paleoceno-Eoceno) y podría ser correlacionable con la Formación Potoco (Kusssmaul *et al.*, 1975; Sempere *et al.*, 1997) aflorante en el Altiplano boliviano. Caffé (1997) obtuvo una edad de $17,4 \pm 0,8$ Ma, para una ignimbrita de la Formación Cabrería, suprayacente a la Formación Peña Colorada en el área de Casa Colorada (foto 10), por lo cual la edad mínima de esta unidad podría ser extendida hasta el Oligoceno superior - Mioceno inferior temprano. La correlación con la Formación Potoco no se descarta, pero cabe la posibilidad de que la Formación Peña Colorada sea equiparable con la Formación Quechua inferior (Kusssmaul *et al.*, 1975) de edad oligocena superior. Otras secuencias probablemente correlacionables son la Formación Arituza (Gorustovich *et al.*, 1989) y la Formación Log Log (Schwab, 1973), aflorantes en las cercanías de Coranzulí y en la sierra de Olaroz, respectivamente. La Formación Peña Colorada podría ser también comparada con la Formación Gestes del Grupo Pastos Grandes (Turner, 1960) de edad eocena media-oligocena superior (Alonso *et al.*, 1982; Pascual, 1983; Vandervoort *et al.*, 1995).

2.3.2 OLIGOCENO SUPERIOR - MIOCENO INFERIOR

Formación Moreta (7)

Areniscas, conglomerados, limolitas

Antecedentes

Coira (1979) denominó Formación Moreta a las secuencias clástico-piroclásticas aflorantes en el abra



Foto 10. Casa Colorada. En primer plano, niveles de areniscas y arcilitas rojizas y blanquecinas por decoloración, inclinando con ángulo bajo al oeste, de la Formación Peña Colorada. Al fondo se observa parte del Complejo Dómico Casa Colorada - Minuyoc, representado por lavas dómicas dacíticas pardas correspondientes al centro volcánico Casa Colorada.

de Moreta, río Chipaite, dentro de la Hoja Geológica 3c Abra Pampa, a las que asignó al Terciario (pre Mioceno medio), separándolas en tres miembros: inferior (areniscas medianas a finas, lutitas y limolitas calcáreas pardo grisáceas), intermedio (areniscas gruesas sabulíticas y conglomerados gris a gris verdosos con participación volcánica y tobas andesíticas) y superior (conglomerados polimícticos y areniscas moradas a pardo moradas). Las secuencias citadas fueron consideradas por Turner (1964b) como pertenecientes a la Formación Pírgua en la Hoja Geológica 2b La Quiaca.

Soler (1996) estudió detalladamente el miembro intermedio de la Formación Moreta, el que en la sierra de Pirurayo registra la instauración de un sistema volcánico compuesto, a cuyos productos (lavas, flujos de bloques y cenizas, ignimbritas, niveles de *surge* y tobas de caída) reunió en el Complejo volcánico Pirurayo.

Distribución areal

Esta entidad aflora marginando por el ONO y S al cerro dacítico Pan de Azúcar, conformando un sinclinal de orientación NE-SO, cortado en su flanco oriental por una fractura buzante al este. Otros

afloramientos reducidos rellenan la depresión tectónica que bordea por el este la sierra de La Rinconada, inmediatamente al sur del pueblo homónimo y al norte del mismo.

Relaciones estratigráficas

Esta formación se encuentra en relación de fractura con el basamento ordovícico (Complejo magmático-sedimentario Cochino-Escaya) sin aflorar su base (foto 11). Está cubierta en discordancia angular por la Formación Tiomayo en el flanco oriental del sinclinal del cerro Pan de Azúcar.

Litología

Se trata de una secuencia de areniscas medianas a finas de colores rojizos, dispuestas en bancos de 0,5 a 2 m de espesor, con frecuente estratificación entrecruzada, las que suelen presentar hacia los niveles basales la intercalación de bancos conglomerádicos de 1-2 m de espesor. Estos últimos, de coloración también rojiza, suelen ser clasto o matriz sostenidos y presentan clastos redondeados a subredondeados de cuarzo, pelitas y areniscas del Ordovícico.

Podrían corresponder, aunque sin mayor certeza, al miembro inferior de esta formación descripto por Coira (1979) en su localidad tipo, en el que no se observa participación volcánica en contraposición con los otros dos.

Alcanzan un espesor máximo de 540 m en el cerro Pan de Azúcar, donde configuran una estructura sinclinal.

En las secuencias fuertemente erosionadas y discontinuas aflorantes en la depresión del faldeo oriental de la sierra de La Rinconada dominan las areniscas finas y limolitas margosas estratificadas en bancos de 10-0,50 cm, con solo reducidas intercalaciones de camadas conglomerádicas (0,8-1 m de espesor).

Ambiente

Estas secuencias, típicamente continentales, corresponden a cuencas intermontanas de régimen fluvial, tanto de canales como de planicie aluvial, con el registro por sectores, en los dominios más pelíticos, de posibles cuerpos de agua poco profundos.

El área de aporte fue esencialmente el basamento ordovícico.

Estructura

En el cerro Pan de Azúcar se encuentra plegada conformando una estructura sinclinal de dirección NE-SO, fracturada en su flanco este.

Está limitada por fracturación casi N - S, en una cuña tectónica en el flanco oriental de la sierra de La Rinconada.

Edad

Dataciones K/Ar realizadas sobre volcanitas del miembro intermedio o Complejo Pirurayo arrojaron edades de 28 ± 3 Ma y 20 ± 2 Ma (Méndez *et al.*, 1979; Linares y González, 1990) lo que señala una edad oligocena superior-miocena inferior para las mismas.

Sobre la base de sus características litológicas, cronoestratigráficas y espaciales es correlacionable con la Formación Tupiza de Bolivia.

Formación Cabrería (8)

Conglomerados, areniscas, limolitas, ignimbritas andesíticas, depósitos volcanoclásticos

Antecedentes

Se denomina Formación Cabrería a los depósitos conglomerádicos que, aflorando hacia la margen occidental de la sierra de La Rinconada, se apoyan sobre la Formación Peña Colorada. El nombre fue propuesto por Viera (1984) para denominar a los espesos estratos conglomerádicos verdosos que afloran entre las comarcas de Eureka y Casa Colorada.



Foto 11. Depósitos de la Formación Moreta en el abra homónima.

Distribución areal

La Formación Cabrería se extiende en forma ininterrumpida a lo largo de gran parte del margen occidental de la sierra de La Rinconada, aflorando desde la mina Eureka al norte hasta la zona de Puertas de San Pedro al sur.

Relaciones estratigráficas

Según Viera (1984), el pasaje de la Formación Peña Colorada a la Formación Cabrería es gradual, evidenciándose un aumento de la granulometría de los miembros superiores de la primera hasta que francamente se pasa a la última. Esto, si bien es válido en las columnas más septentrionales de la región, no lo es más al sur, puesto que existe un pasaje pseudoconcordante pero abrupto de una a otra formación. El pasaje de la Formación Cabrería a los depósitos sedimentarios que la sobreponen (Formación Puertas de San Pedro) es en neta discordancia angular. Esta relación es muy clara en Casa Colorada.

Litología

La Formación Cabrería está integrada por tres miembros: Vallecito, Eureka y Quebrada Grande.

Miembro Vallecito

Representa la parte inferior de la formación, visible principalmente hacia el norte (Mina Eureka), mientras que hacia el sur (Cabrería) desaparece acuñándose por falla. Está compuesto por un conjunto de limolitas, areniscas y conglomerados rosados muy parecidos a los niveles cuspidales de la Formación Peña Colorada. Los conglomerados van haciéndose más frecuentes hacia el techo, donde su predominio marca el comienzo del Miembro Vallecito. Las areniscas de grano medio a fino son bastante inmaduras, con cementos calcáreos o ferruginosos, sin estructuras importantes más que algunos débiles entrecruzamientos. Los conglomerados son de grano medio a fino, poco seleccionados y ricos en matriz arenosa, con clastos subredondeados a angulosos de areniscas, lutitas y cuarzo provenientes de la Formación Acoite. Viera (1984) citó, además, la presencia en ellos de rodados de pórfiros dacíticos y riódacíticos petrográficamente similares a las volcanitas ordovícicas del Complejo magmático-sedimentario Cochinoca-Escaya. El espesor de este miembro es variable entre 50 a 60 metros.

Miembro Eureka

Este miembro está constituido por una secuencia conglomerádica verdosa muy extendida arealmente, infaltable en esta unidad. Litológicamente está compuesto por un conglomerado gris verdoso, a veces rojizo amarillento si predomina matriz o cemento y menos frecuentemente blanquecino por alteración hidrotermal (Eureka). Hacia el techo (Casa Colorada), o bien intercalados (Eureka), aparecen pequeños lentes macizos de areniscas conglomerádicas amarillentas, verdosas y rosadas, inferiores a 2 m de espesor. Los clastos del conglomerado, de 3-7 cm y esporádicamente de hasta 40 cm de diámetro, provienen en su mayoría del basamento ordovícico clástico y subordinadamente magmático. La fábrica de la roca es por lo común clasto sostenida, si bien se reconocen por sectores variedades matriz sostenida. Imbricaciones poco frecuentes indican aportes desde el este y sudeste.

Miembro Quebrada Grande

Corresponde a la sección superior de la Formación Cabrería. Este miembro, si bien es conglomerádico, se caracteriza por un aporte casi exclusivo de rocas volcánicas y por la intercalación de ignimbritas. Su principal sección está en Casa Colorada (quebrada Grande-río Mesón (foto 12) aparece también en Cabrería y al oeste de Oros. Dentro de este miembro, Caffé (1996) reconoció veinte unidades de origen volcánicoclástico, cuyas variaciones de espesor y número en sentido N-S indicarían aportes desde áreas septentrionales (foto 13).

Las ignimbritas se caracterizan por presentar bases planas, tonalidades en general gris blanquecinas o rosado anaranjadas y aspecto tabular, de potencia variable entre 2 y 15 m de espesor. Son macizas, bastante poco soldadas, ricas en fragmentos pumíceos (20-60%) irregulares o elípticos (de hasta 50 cm) que marcan gradaciones inversas. Poseen fragmentos líticos accesorios y cognados de rocas volcánicas andesíticas y dacíticas, y líticos accidentales de rocas ordovícicas (Formación Acoite) en bajas proporciones (<15%) con granulometrías inferiores a 5 cm y gradación normal. La matriz de la roca está conformada por un agregado vítreo-cristalino de tonalidades más o menos grises, donde se distribuyen abundantes cristales (25-50%).

Estas rocas se clasifican petrográficamente como ignimbritas andesíticas, siendo la matriz de las mismas muy rica en cristales (5-30%). Los principales minerales constituyentes son plagioclasa (10-25%), cuarzo (3-8%), sanidina (2-5%), biotita (7-15%),



Foto 12. Formación Cabrería (Miembro Quebrada Grande). Conglomerados tufíticos pardo - rojizos y secuencias piroclásticas reelaboradas blanquecinas inclinando hacia el este. Quebrada del río Mesón (Casa Colorada).



Foto 13. Formación Cabrería (Miembro Quebrada Grande). Ignimbritas y rocas volcanoclásticas blanquecino - grisáceas inclinando hacia el oeste. Quebrada Grande (Casa Colorada).

ortopiroxeno (<1-3%), hornblenda (trazas), apatita, circón y opacos. La plagioclasa (oligoclasa-andesina) exhibe formas euhedras fragmentadas; está zonada y maclada. El cuarzo (0,02-4 mm) presenta bordes hexagonales incompletos y se ve redondeado y/o engolfado por la matriz. La sanidina es escasa; casi siempre inalterada y subhedral. La biotita es el principal mafito de estas rocas y se presenta en individuos tabulares orientados definiendo una foliación de flujo, a veces alterados por desferrización y cloritización. El ortopiroxeno es pleocroico de rosado a verde pálido (hipersteno), prismático, con tendencia glomeroporfírica; se altera por cloritización coronítica. La hornblenda es escasa y pequeña (<0,5 mm), de color pardo verdoso, subhedral prismática.

Caffe (1996), sobre la base de la geoquímica, las clasificó como andesitas a dacitas ricas en K, pertenecientes al campo calcoalcalino, considerando el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976). Son rocas marginalmente peraluminosas a metaluminosas, lo que las distingue de la mayoría de las ignimbritas de la Puna norte, definitivamente peraluminosas. El contenido en álcalis es elevado ($K_2O+Na_2O>5$), mientras que su relación K_2O/Na_2O es siempre mayor a 1, siendo sus contenidos en TiO_2 y MgO bajos (<0,75; <2,3, respectivamente).

Los depósitos reelaborados que conforman este miembro están integrados por una alternancia de estratos lenticulares conglomerádicos rojizos (entre 0,3 y 3 m de espesor) y por estratos más finos de aspecto enteramente tobáceo y tonalidades grises. Los primeros se elaboraron con rodados de lavas rojas y grises, pómez y fragmentos de pelitas y areniscas de la Formación Acoite en tamaño grava a bloque (hasta 70 cm). Existen algunos bancos lenticulares blanquecinos, compuestos enteramente por pómez redondeado. El material tobáceo gris reelaborado es rico en cristales redondeados tamaño arena, con desarrollo de entrecruzamientos y estructuras de corte y relleno.

El espesor total del miembro es variable. Viera (1984) indicó que en la quebrada Cabrería alcanza los 50 m, mientras que en Oros el espesor registrado llega a los 100 metros. En la zona de río Mesón - Casa Colorada-Quebrada Grande alcanza los 180 m (Caffe, 1996). El depocentro de esta unidad entonces estaría situado hacia este último sector.

Espesor

La Formación Cabrería oscila fuertemente en su espesor en un perfil longitudinal N-S. Al norte (Viera,

1984) varía entre 1150 m (Eureka) y 1360 m (Cabrería). En el sector de río Mesón y Casa Colorada el espesor total de la unidad alcanza los 320 metros.

Ambiente

La Formación Cabrería fue acumulada en un ambiente netamente continental, en el cual la sedimentación fue muy rápida y en condiciones de alta energía, con estructuras de corte y relleno de cauces, formas en barras con imbricación importante de los clastos que señalan aportes desde el este y sudeste y desagüe hacia el norte. Se trata primordialmente de depósitos de tipo pedemontano, que tuvieron un amplio desarrollo en sentido N-S. Esta unidad estuvo controlada en gran parte por la elevación, en un lapso relativamente corto, de la sierra de La Rinconada, que ofició como zona de aporte. En etapas posteriores el aporte cambió, alimentándose la cuenca de material volcánico proveniente de uno o varios centros volcánicos cercanos y no reconocibles en la actualidad, pero presumiblemente localizados hacia el sector septentrional.

Estructura

La Formación Cabrería está muy afectada por fallas de tipo inverso y corrimientos. Estas estructuras hacen desaparecer por acuñaamiento tectónico a algunos de sus miembros. En el sector de Casa Colorada se observa que el corrimiento de las rocas de la Formación Acoite por encima de unidades más modernas, estuvo acompañado de un suave plegamiento por arrastre de la Formación Cabrería, con formación de un sinclinal que afecta principalmente al Miembro Quebrada Grande.

Edad

La sedimentación de la Formación Cabrería comenzó poco después de la finalización del ciclo de depositación de la Formación Peña Colorada. La edad de los dos miembros inferiores (Vallecito y Eureka) queda acotada en forma relativa. El Miembro Quebrada Grande, en cambio, arrojó una edad radimétrica (K/Ar sobre biotita en pómez de un nivel de ignimbrita) de $17,4\pm 0,8$ Ma (Caffe, 1997). Esto implicaría que la depositación de la unidad llegó hasta el final del Mioceno inferior. Esta edad y sus características litológicas permiten correlacionarla con los conglomerados de la Formación San Vicente (Kussmaul *et al.*, 1975) aflorante en el Altiplano boliviano. Esta última

tiene, no obstante, edades absolutas algo mayores (22,1 Ma, Kussmaul *et al.*, 1975; Fornari *et al.*, 1993) que la Formación Cabrería, lo que podría marcar un diacronismo en la sedimentación de norte a sur.

2.3.3. MIOCENO INFERIOR

Complejo volcánico dómico Casa Colorada - Minuyoc (9)

Depósitos de flujos piroclásticos y lavas dacíticas

Esta unidad agrupa a los domos de Casa Colorada y Minuyoc. Se trata de sistemas volcánicos de pequeño desarrollo areal, conformados por unidades lávicas y piroclásticas asociadas, las cuales presentan morfologías dómicas y composiciones dacíticas.

Antecedentes

El complejo volcánico dómico Casa Colorada fue estudiado en detalle por Caffè (1996). Otras menciones relevantes acerca de este sistema están incluidas en Turner (1978), quien lo consideró una toba integrante de la Formación Lipiyoc. Carpio (1975) lo definió como un *stock* subvolcánico dacítico y Méndez *et al.* (1979) señalaron que corresponde a la chimenea de un edificio volcánico arrasado por erosión. Además, Caffè y Coira (1997) estudiaron el nivel de emplazamiento final de su cámara magmática y la relación del mismo con la tipología eruptiva del complejo.

El estudio más completo sobre el domo de Minuyoc corresponde a Caffè (1997). Los estudios previos son escasos, figura en mapeos regionales que resaltan su composición dacítica y edad miocena (Mapa 1:500.000 de la provincia de Jujuy, Programa Volcanismo, Metalogenia y Medio Ambiente de la Puna Jujeña, 1996), o bien en menciones muy breves como las de Chernicoff *et al.* (1996), quienes por relevamientos aeromagnéticos de la zona hicieron una interpretación de las respuestas geofísicas de dicho domo volcánico.

Distribución areal

El domo de Casa Colorada es un pequeño centro volcánico (4,7 km²) que aflora tres kilómetros al norte de la localidad homónima (22°19' S-66°20' O).

El sistema magmático de Minuyoc abarca una superficie de 0,55 km² y se localiza al pie de la sierra de La Rinconada, a 800 m de la localidad de Santo Domingo (22°32'30" S-66°14'20" O).

Relaciones estratigráficas

Las relaciones estratigráficas de las rocas pertenecientes al Complejo volcánico dómico Casa Colorada-Minuyoc indican que se dispone en discordancia por encima de la Formación Acoite (en los centros de Minuyoc y Casa Colorada), o bien se sobrepone a la Formación Peña Colorada (Casa Colorada). El límite superior está dado por la Formación San Juan de Oro, de edad miocena media, la cual se apoya en paraconcordancia por encima de la brecha volcánica rojiza perteneciente al sistema dómico de Casa Colorada.

Litología

El sistema volcánico dómico Casa Colorada está integrado por tres unidades:

1) Unidad tobácea basal (depósito de oleadas piroclásticas, macizo)

Corresponde a un nivel tobáceo compuesto, de espesor variable entre 1 y 6 m, localizado hacia el sur del complejo y que se dispone discordantemente sobre las formaciones Acoite y Peña Colorada. Tiene geometría tabular, tonalidades predominantemente gris verdosas y aspecto en general masivo. La facies más común tiene fábrica suelta, de tipo matriz sostén, donde se disponen componentes líticos dacíticos cognados de grano fino (2-3 mm promedio) en una proporción del 20 al 35% de la roca, y litoclastos ordovícicos accesorios (0,8-15 mm) en menor proporción (20-25%), dentro de una matriz de tonalidad gris verdosa (50-60%). Esta última está compuesta por clastos líticos menores a 1 mm, cristaloclastos de variado tamaño y vidrio no vesiculado pulverulento. Los cristaloclastos (15-30% de la roca) están representados por cuarzo (6-12%); plagioclasa-oligoclasa-andesina (7-15%) comúnmente alterada por carbonato o albitizada; biotita (2-4%) en dos tamaños (>0,4 mm y <0,1 mm), frecuentemente cloritizada o sericitizada; apatita y circón como minerales accesorios. Los fragmentos vítreos (50-60% de la matriz) son muy finos, de tipo pulverulento, los que usualmente se desnaturalizan a un agregado de sílice (tridimita) y feldespatos alcalinos microfelsíticos. Esta porción de la matriz a veces se observa alterada hidrotermalmente, con crecimiento de sericita bastante pervasiva y argilitización.

Hacia el este esta unidad adopta, en los niveles basales, aspecto más brechoso, tamaño de grano considerablemente mayor (hasta 20 cm) y ocasional-

mente fábrica clasto sostenida. Hacia el oeste en cambio, sobre rocas de la Formación Peña Colorada, la unidad tobácea basal está representada por una roca sumamente indurada, compuesta por finos fragmentos de líticos cognatos dacíticos blanco-amarillentos y líticos accesorios de rocas ordovícicas oscuras (líticos totales=45%), dispuestos en una matriz vítrea-cristalina rojiza (55%). El tamaño de los líticos por lo general es muy pequeño (sólo un 5% de los clastos supera los 2 mm) y usualmente desarrollando un bandeamiento de entre 5 y 15 cm de espesor, a partir de cambios en la granulometría.

2) Brecha volcánica rojiza (depósito de flujo de bloques y cenizas)

Esta unidad litológica aflora al oeste del domo, desvinculada de las tobas basales y de las lavas dómicas superiores, en una capa tabular de aproximadamente 8 m de espesor que se apoya en aparente concordancia sobre la Formación Peña Colorada.

La roca tiene tonalidad rojiza oscura y textura brechosa. Está compuesta por clastos (50% de la roca) centimétricos de tamaño muy variable (2 cm-50 cm), inmersos en una matriz más fina (>2 mm), de color blanquecino o rojizo. La fábrica usual es matriz sostenida, pero por sectores puede adoptar empaques de tipo clasto sostén. Los clastos son esencialmente de rocas volcánicas dacíticas, y en menor medida fragmentos de rocas pelíticas y areniscosas de la Formación Acoite (>5%). Presenta escasa selección y una sutil gradación poco constante. La matriz de esta brecha es rica en componentes vítreos (25%) y cristalinos (25%), entre los que figuran plagioclasa, cuarzo, biotita, sanidina (entre 0,5 y 4 mm), y microfenocristales de apatita (0,2 mm) y escasos cristales de hornblenda pardo verdosa (trazas). Existe una alta proporción de vidrio generalmente poco vesiculado. Agregados fibrosos radiados de tridimita afectando a los niveles superiores de la brecha denotan procesos de alteración fase vapor asociados.

3) Lavas dómicas dacíticas

Por encima de la unidad tobácea basal, o apoyándose directamente sobre las formaciones Acoite y Peña Colorada, se disponen lavas dómicas bastante disectadas por erosión. El color de estas rocas es muy variable a causa de la importante alteración hidrotermal que registra, oscilando entre amarillos, rojos-violáceos, grises y blancos. La composición de las lavas es muy homogénea, aunque se observa foliada y bandeada por flujo.

La roca sin alterar muestra textura porfírica, con fenocristales de cuarzo (10-12%), plagioclasa (12-15%; andesina-oligoclasa), biotita (4-5%) orientada según una foliación de flujo y escasa sanidina, visibles a ojo desnudo gracias a su gran tamaño (a veces cristales de 1 cm). Los minerales accesorios más comunes son apatita, circón y opacos. Es frecuente también la presencia de xenolitos ovalados de rocas magmáticas oscuras (dioritas y tonalitas) y de gneises sillimaníticos de un basamento metamórfico no aflorante. Estos xenolitos están más o menos reabsorbidos por la matriz, indicando condiciones poco estables con el magma dacítico y además contaminación de este último por su encajante. La matriz de la roca es felsítica a microfelsítica, compuesta por tridimita y feldespato alcalino, a menudo acompañados por opacos aciculares. Algunas muestras exhiben desnaturalización del vidrio original incompleta y discontinua.

Esta unidad registra, por sectores, una fuerte alteración hidrotermal que incluye silicificación-feldespatización y opalización, acompañadas o no por brechamiento hidrotermal; argilitización y sericitización en los márgenes del cuerpo dómico también son importantes.

El sistema volcánico dómico Minuyoc tiene una estratigrafía relativamente simple. Un espeso anillo de rocas piroclásticas sirve de base a coladas de lavas dómicas dacíticas porfíricas superiores.

Según Caffè (1997), la base de la secuencia comienza con brechas de explosión pardo rojizas que conforman un único estrato (40 m de espesor) inclinado al este (~30°), el cual se apoya directamente sobre la Formación Acoite. Litológicamente está caracterizado por la presencia de grandes clastos de tamaño bloques (hasta 45-70 cm), compuestos por fragmentos irregulares o tabulares del basamento ordovícico. Su fábrica es clasto sostenida, muy compacta, con leves gradaciones normales. Al microscopio se observa que cristales de cuarzo, biotita y anfíboles, y fragmentos vítreos sin vesiculación, conforman la escasa fracción matriz (hasta 10%).

Por encima de estas brechas y por debajo de lavas dómicas dacíticas, aparece un grueso estrato (50 m) compuesto por piroclásticas blanquecinas. En general el aspecto de la unidad es matriz sostenida, con tamaño de clasto máximo usualmente no mayor a 15 cm (hasta 30 cm). Los litoclastos (25-50%) son predominantemente fragmentos de la Formación Acoite, pero están también presentes fragmentos blanquecinos de composición dacítica y textura porfírica. Los niveles basales de la unidad son más brechosos,

con grandes septos lenticulares de rocas ordovícicas craqueladas o de brechas de explosión similares a las mencionadas más arriba (hasta 10 m de largo). Al microscopio, en general se reconoce la textura fragmentaria de la roca. Los elementos juveniles participantes son no vesiculados. La matriz está principalmente compuesta por cristaloclastos de cuarzo, plagioclasa, sanidina, biotita y escaso ortopiroxeno, fragmentos vítreos sin vesicular y líticos dacíticos cognatos o accidentales de rocas ordovícicas.

Sobre los depósitos piroclásticos anteriores se extruyeron lavas dómicas blanquecino- amarillentas o grises, que conforman una amplia colada buzante hacia el este. Exhiben una orientación por flujo hacia el nordeste, y hacia el sudeste, conformando un diseño asimétrico de domo-colada. Son porfíricas y su pasta es afanítica rosada, gris o levemente amarillenta. Al microscopio las lavas presentan fenocristales de plagioclasa, cuarzo y biotita, junto a microfenocristales de ortopiroxeno y apatita (anfíbol escaso), en pasta vítrea desvitrificada a un mosaico de tipo felsítico, donde pueden verse microlitos de plagioclasa y biotita. Los cristales constituyen el 45%-55% de la lava. El cuarzo (4-5 mm) es subhedral o engolfado. Las plagioclasas, con fuerte tendencia a formar glomerofenocristales, llegan a los 3 mm de largo en cristales individuales, están siempre macladas y son zonales (núcleos de labradorita, bordes hasta oligoclasa cálcica). La biotita está fresca, y posee hábito tabular ancho (hasta 1,5 mm). El anfíbol es una hornblenda bastante mal conservada, de formas subhedrales a anhedrales. El ortopiroxeno (hipersteno) es verde pálido pleocroico a rosado salmón, se presenta casi siempre como microfenocristales (0,1-0,2 mm), sus bordes son completos y estables con la pasta. La apatita y el circón son minerales accesorios normales en la dacita.

Geoquímica

Geoquímicamente, estas rocas se ubican dentro del campo subalcalino de Irvine y Baragar (1971), con sumatoria de álcalis menor al 9% para contenidos de 64-68% de SiO₂. A su vez, se clasifican como dacitas transicionales a lacitas, dentro de la serie calcoalcalina rica en K, según el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976). Las rocas del Complejo volcánico dómico Casa Colorada-Minuyoc son peraluminosas, si se tiene en cuenta la relación entre alúmina y sumatoria de álcalis y calcio. Ambos centros exhiben contenidos parecidos en sus elementos traza (Ba: 500-700 ppm; Sr: 150-300 ppm; Th: 7-

11,5 ppm; Nb: 12-15 ppm; La: 28-32 ppm), relaciones muy bajas entre tierras raras livianas y pesadas (La/Yb: 13-17), y razones Ba/La menores a 20.

Ambiente

La presencia de facies explosivas asociadas a las lávicas indica una clara génesis extrusiva para los centros integrantes de este complejo. La escasez de elementos juveniles vesiculados en los depósitos piroclásticos sugiere en algunos casos interacción entre magma y agua y generación de flujos piroclásticos turbulentos y densos (unidades basales en Minuyoc y Casa Colorada), mientras que en otros (brecha volcánica rojiza de Casa Colorada) señala más bien episodios de destrucción gravitatoria de edificios dómicos en crecimiento. En ningún caso hay evidencia de liberación de volátiles magmáticos. La presencia de agua en el sistema habría favorecido el establecimiento de sistemas epitermales que alteraron las rocas aflorantes. Por otro lado, la interpretación de los datos geoquímicos (Caffe, 1997) señala que estos centros volcánicos fueron eruptados en condiciones de retroarco, durante etapas previas al principal episodio de engrosamiento cortical y actividad magmática en Puna norte (Mioceno superior).

Edad

El Complejo dómico volcánico Casa Colorada-Minuyoc posee una edad K/Ar de 17,3±0,7 Ma (Caffe, 1997). Dicha edad fue determinada sobre la biotita de las lávicas dómicas en Casa Colorada. Minuyoc es correlacionado e incorporado a este complejo ya que comparte fuertes similitudes geoquímicas y geológicas con Casa Colorada. El complejo, entonces, se ubica dentro del Mioceno inferior alto, diferenciándose de los demás domos del Mioceno medio. Esta datación permite correlacionar al complejo con el miembro más joven de la Formación Cabrería, y parcialmente con algunas volcanitas tempranas aflorantes en el Altiplano boliviano (niveles basales de la Formación Quechua superior, Kussmaul *et al.*, 1975).

2.3.4. MIOCENO MEDIO

Formación Tiomayo (*emend.*) (10)

Areniscas, limolitas, arcilitas, conglomerados, tobas, ignimbritas

La unidad considerada fue incluida por Turner (1978, 1982) dentro de la Formación Peña Colorada.

Posteriormente Seggiaro y Aniel (1989) definieron la Formación Tiomayo, incluyendo en ella los niveles más altos de la Formación Peña Colorada de Turner (1982). Según estos autores, la Formación Tiomayo se apoya en concordancia sobre la Formación Peña Colorada, diferenciándose de esta última a partir de la ocurrencia de material volcánico primario y reelaborado y la ausencia de niveles evaporíticos que consideraron distintivos de la Formación Peña Colorada. Ort *et al.* (1989) y Ort (1992) describieron muy sucintamente la presencia de secuencias epiclásticas y piroclásticas alternantes, las cuales agruparon bajo el nombre de Toba Cusi-Cusi (*Cusi-Cusi tuff*); esta secuencia es también integrada a este conjunto.

Si bien la Formación Tiomayo fue definida para el ámbito de la cuenca existente al oeste de la sierra de La Rinconada, en la cuenca de Pozuelos fueron señaladas algunas unidades correlacionables, que desde el punto de vista litoestratigráfico podrían ser asimiladas dentro de esta unidad (Formación Tiomayo, *emend.*). Así se integrarían a la misma la Formación Sijes y la Formación Doncellas de Coira (1979), y los Estratos de Cara Cara de Cladouhos *et al.* (1994).

Distribución areal

Como se dijo más arriba, la Formación Tiomayo aflora principalmente hacia el oeste de la sierra de La Rinconada, distribuyéndose con mayores espesores hacia el sur de la misma, entre Pirquitas y Tiomayo. Algunos asomos menos importantes aparecen debajo de las ignimbritas del Complejo Panizos en la zona de Cusi-Cusi - Paicone, y algo más al norte, en el cerro Urón. En el sector de Casa Colorada también aparecen algunos niveles correspondientes a esta formación (cerro Chuj Chuj. Ver foto 14).

En la margen oriental de la sierra de La Rinconada (cuenca de Pozuelos) la distribución de la Formación Tiomayo se concentra hacia el sur, en los bordes de las sierras de La Rinconada y Queta (Chajarahuaico, río Herrana), existiendo menores asomos en las cercanías de Pan de Azúcar. Cabe acotar que se consideran parte de la Formación Tiomayo sólo los niveles de la Formación Doncellas aflorantes en la cuenca de Pozuelos, distinguiéndose de aquellos presentes en Rachaite, que forman parte del Complejo volcánico Coranzulí.

Relaciones estratigráficas

La Formación Tiomayo (*emend.*) se apoya o bien en discordancia erosiva sobre un conjunto are-

noso-tufítico lateralmente equivalente al Miembro Quebrada Grande de la Formación Cabrería (en el cerro Chuj Chuj), o bien en paraconcordancia sobre la Formación Peña Colorada. Sobre la Formación Moreta el contacto casi siempre es discordante, marcado por un cambio neto de litología y formas erosivas. En Pirquitas y al sur del cerro Galán la Formación Tiomayo se apoya, también en discordancia, sobre rocas de la Formación Acoite, aunque más al norte este contacto suele ser tectónico, al igual que en la margen este de la sierra de La Rinconada.

La Formación Tiomayo es cubierta por piroclastitas y lavas pertenecientes al Complejo volcánico dómico Laguna de Pozuelos en Pan de Azúcar, por ignimbritas del Complejo volcánico Coranzulí al sur de Pirquitas y en Chajarahuaico y por volcanitas del Complejo volcánico Panizos desde Cusi-Cusi hasta Ciénago. También son cubiertas por piroclastos provenientes del Complejo volcánico Vilama-Coruto desde Abra Laguna hasta la quebrada de Laime, por lavas de Complejos Volcánicos Antiguos (Complejo Vilama) en Coyaguaima, y por sedimentitas miocenas (Formación Puertas de San Pedro) o plio-pleistocenas en ambas márgenes de la sierra de La Rinconada.

Litología

La Formación Tiomayo es una unidad con pronunciadas variaciones laterales, pudiéndose definir secuencias muy diferentes en los bordes y en el centro de cuenca.

En los afloramientos marginales de la cuenca, en las cercanías del borde occidental de la sierra de La Rinconada (cerro Chuj Chuj), está integrada por ignimbritas, areniscas tufíticas (en parte conglomerádicas), conglomerados y escasas lutitas y tobas intercaladas.

La base está constituida por una ignimbrita dacítica blanquecina de 20 m de espesor, de aspecto masivo y con escaso soldamiento, muy rica en fragmentos pumíceos (40%), con escasos líticos accidentales (fragmentos de Formación Acoite) y accesorios (clastos dacíticos) pequeños, generalmente acumulados hacia el tercio superior, dispersos en una matriz (~50%) vitrocrystalina con abundante cuarzo, plagioclasa, sanidina y biotita. Hacia arriba aparecen 1,5 m de lutitas y areniscas tufíticas pardas, laminadas en paquetes de 10-20 centímetros. Lateralmente, y en parte apoyándose sobre los niveles anteriores, se dispone un conjunto compuesto por areniscas conglomerádicas amarillentas, macizas y con



Foto 14. Vista panorámica de la Formación Peña Colorada (niveles rojizos y blanquecinos inferiores) y de la Formación Tiomayo (niveles superiores amarillento - verdosos) en el cerro Chuj Chuj.

participación piroclástica en forma de fragmentos pumíceos (15%) y abundantes cristales y líticos dacíticos en la base. Hacia el techo las areniscas van intercalando con cuerpos lenticulares de conglomerados verdosos, presentan estratificación en artesa o cruzada y alternan los bancos amarillentos con estratos de areniscas conglomerádicas de tonalidades rosadas. Los conglomerados están compuestos esencialmente por fragmentos de lutitas y areniscas de Formación Acoite, y esporádicamente por fragmentos pumíceos o dacíticos de entre 3 y 15 cm de largo y poseen espesores variables entre 0,5 m y 30 m, en contraposición con las areniscas que rara vez superan los 6 m de potencia. El conjunto tiene un espesor de 150 metros. Mediando una suave discordancia angular se apoyan sobre las psefitas mencionadas areniscas conglomerádicas verdes, macizas, de entre 3 a 5 m de espesor, con niveles de cineritas de caída de 20 cm de potencia intercalados en su tercio superior. Este conjunto alcanza 30 m de espesor. El espesor total de la Formación Tiomayo en esta área es de 201,5 metros.

Más hacia el centro de la cuenca (río Tiomayo-río Santa Ana) es difícil establecer el límite entre esta unidad y la Formación Peña Colorada, debido a

las semejanzas litológicas entre los niveles basales de la primera y los superiores de la segunda. En esa zona la Formación Tiomayo está constituida por areniscas finas y medianas, para y orto conglomerados, limolitas, menores niveles arcilíticos, ignimbritas y tobas intercaladas, finamente estratificadas y alternantes, de coloración predominantemente rojiza en su sección basal, amarillenta en la intermedia y verdosa en la superior. La base comienza con aproximadamente 40 m de areniscas finas a medianas y paraconglomerados rojizos, en parte tufíticos, con alta participación de material pumíceo (hasta 30%), que hacia el techo van intercalando con ortoconglomerados grises con 90% de clastos dacíticos (2-3 cm tamaño medio) y sólo un 10% de clastos de la Formación Acoite y tobas en bancos de 40 cm y 2,5 metros. La intercalación de niveles tobáceos parcialmente reelaborados más frecuentes hacia el techo, dispuestos en paquetes de más de 10 m de espesor, permite distinguir una sección media de color amarillento y ~50 m de espesor. Por encima se disponen una secuencia verdosa de 70 m de espesor de areniscas masivas verdes en bancos de 2 m de espesor, intercaladas con niveles amarillentos con estratificación cruzada los que a los 40 m

de la base presentan intercalaciones de tobas biotíticas (hasta 1 m de espesor) y niveles muy delgados de areniscas tuffíticas, carbonáticas y arcilitas blanquecino verdosas y tobas ricas en biotita y cuarzo. Culmina la secuencia con 20 m de paraconglomerados. El espesor total de la Formación Tiomayo en el sector Tiomayo-Santa Ana alcanza los 160 metros.

A lo largo del río Oros mayo, hasta las cercanías del cerro Galán, la sección superior verdosa pasa lateralmente a una alternancia de estratos tuffíticos blanquecinos o pardo claros de estratificación entrecruzada de hasta 4 m de espesor, con lentes conglomerádicos clasto sostenidos con líticos de la Formación Acoite.

En el borde austral de la cuenca (Mina Pirquitas), la unidad presenta un aspecto parecido a la sección inferior del río Tiomayo, aunque más potente (80 m). Está integrada por areniscas finas y limolitas, escasos niveles conglomerádicos rojizos, con bancos ignimbríticos blanquecinos, rosados o grises intercalados, sucedidos por una secuencia conglomerádica verdosa a parda de 20 m, la que progresa lateralmente sobre el basamento ordovícico. Se suceden limolitas, areniscas finas, tufitas y tobas laminadas, de colores amarillentos a verdosos en bancos de 0,3-5 m de espesor. La base de la secuencia no aflora, pero los niveles intermedios o altos usualmente llegan a progradar sobre los márgenes delimitados por el bloque de Pirquitas o la sierra de La Rinconada.

Al oeste (Cusi-Cusi) sus niveles están muy cubiertos o deslizados y sólo pudo ser levantada la porción superior de la formación. La misma infrayace en dicho sector a la Ignimbrita Ciénago en relación de discordancia, presentando en su techo areniscas blanquecinas volcánicas (22 m de espesor) con estratificación entrecruzada de alto ángulo, las que mediante un nivel de lapillita de caída (0,30 m) son sucedidas por 7 m de niveles de pefitas y areniscas con participación piroclástica dominante. Le suceden 40 m de tobas amarillentas (Toba Cusi-Cusi, $12,43 \pm 0,08$ Ma, Ort, 1993) con cristaloclastos (2-5%) de biotita, cuarzo y plagioclasa y presencia de pómez blanquecino de 3 a 20 cm, el que llega a constituir el 20%. En la base se reconoce un conjunto de 12 m de areniscas finas volcánicas gris amarillentas y conglomerados con clastos esencialmente de sedimentitas ordovícicas, de 3 a 15 cm de diámetro.

Hacia el este de la sierra de La Rinconada, la Formación Tiomayo se inicia con una secuencia piroclástica reelaborada. Así, en las Mesadas del Pucará se registra una secuencia de 85 m de tufitas conglomerádicas

grises blanquecinas con potencias de 18 a 50 m, las que alternan con tufitas arenosas medianas a sabulíticas en bancos de 5 a 30 cm de espesor. Ellas presentan intercalaciones de lapillita blanquecina de 1 m de potencia y de areniscas sabulíticas gris parduscas a rosadas con 15 m de espesor.

En Chajarahuaico y río Herrana en cambio, afloran los niveles más altos de la formación, integrados por areniscas blanquecinas laminadas, con estratificación cruzada y planar, limolitas rojizas y areniscas conglomerádicas pardas. Hacia el techo pasan a conglomerados pardos y rojizos, lenticulares, con clastos de Formación Acoite y de volcánicas dacíticas ordovícicas, en bancos de 1 a 5 m de espesor. En la porción media se hacen frecuentes las tufitas areniscosas, amarillento verdosas, y van perdiendo importancia los conglomerados. El tope de la unidad se caracteriza por la presencia de 40 m de areniscas cuarzosas blanquecinas, con estratificación cruzada de alto ángulo, muy seleccionadas, típicas de dunas eólicas, que hacia arriba van pasando a areniscas y conglomerados masivos, rojos y amarillos (70 m). El espesor total de la secuencia en Chajarahuaico es de 196 metros.

Ambiente

La Formación Tiomayo se caracteriza por la importante participación piroclástica, tanto primaria como retrabajada. Las facies sedimentarias presentes sugieren un ambiente fluvial, con transición a episodios lacustres efímeros, estos últimos más importantes hacia los niveles más altos de la Formación. Esas lagunas reciben aporte volcánico en forma de caídas de tefra o de flujos piroclásticos, expresiones distales de un magmatismo desarrollado con mayor importancia en sector boliviano o en la Cordillera Occidental (Chile). Algunos autores (Seggiaro y Aniel, 1989; Gorustovich *et al.*, 1989) consideraron que dicho aporte provendría desde algún centro cercano al volcán Coranzulí. Lateralmente, las variaciones de facies exhibidas indicarían elevaciones importantes y fuerte actividad tectónica, al menos en las primeras etapas de depositación, controladas por el fallamiento de la sierra de La Rinconada. A lo largo del río Oros mayo, en tanto, habría predominado el desarrollo de dunas eólicas y de ríos entrelazados que discurrían por entre ellas.

Estructura

La Formación Tiomayo exhibe una débil deformación. Los estratos se disponen en amplios

homoclinales acompañando a la Formación Peña Colorada cuando ésta está presente. En Abra Laguna-Tiomayo la unidad se dispone prácticamente horizontal, encontrándose afectada por fallamiento normal y deslizamientos menores. Más importante es el plegamiento que registra en Aguas Calientes, cerca de la localidad de Oros mayo, donde incluso ha llegado a ser domada por una intrusión del Complejo volcánico Oros mayo (Rodríguez, 1997).

En la cuenca de Pozuelos se encuentra plegada con pliegues abiertos, con sus ejes dirigidos al N o NNE, a veces buzantes hacia el norte o sur, con ángulos bajos, mejor representados en Peñas Blancas (oeste de Pan de Azúcar) y en la quebrada del río Herrana.

Contenido fosilífero

En la mina Pirquitas han sido hallados restos carbonosos vegetales no determinados (Meneguzzi com. verb.) en pelitas blanquecinas del tope de la Formación Tiomayo.

Edad

Hay varias edades que permiten acotar la base de la secuencia. En el cerro Chuj Chuj la ignimbrita que oficia de estrato basal de esta formación ha sido datada (K/Ar) en $15,7 \pm 0,6$ Ma. En Pirquitas, una ignimbrita gris intercalada con los niveles más rojizos (basales a intermedios) fue datada (K/Ar) en $14,9 \pm 0,5$ Ma, en parte coincidente con la edad anterior (cuadro 1).

En Abra Laguna, una toba biotítica que corona la sección intermedia (amarillenta) de la unidad aportó una edad de $12,1 \pm 0,7$ Ma (K/Ar sobre biotita), siendo cubierta discordantemente por ignimbritas del complejo Oros mayo, de $10,3 \pm 0,5$ Ma.

En Pan de Azúcar, lavas y piroclastos de 12 ± 2 Ma del Complejo volcánico dómico Laguna de Pozuelos se apoyan sobre niveles areniscosos y tufíticos correspondientes a la parte media de la Formación Tiomayo, mientras que en Chajarahuaico, ignimbritas del Complejo volcánico Coranzulí de $\sim 6,5$ Ma cubren a los estratos conglomerádicos más altos de la secuencia.

Sobre las base de las relaciones estratigráficas y las dataciones radimétricas disponibles, se considera que la Formación Tiomayo se depositó durante el Mioceno medio, dentro del lapso comprendido entre 15 Ma y 10 Ma. Se correlacionaría con secuencias volcánicas y sedimentarias del Altiplano y de la Puna Norte, como la Formación Quechua superior (Kussmaul *et al.*, 1975), el Conjunto volcánico las Torres (Fornari *et al.*, 1993), el Complejo volcánico dómico Laguna de Pozuelos, la Formación Pastos Chicos y la Formación Trincheras (Schwab, 1973).

Complejo volcánico dómico Laguna de Pozuelos (11)

Piroclásticas y lavas dacíticas

Se agrupan bajo esta denominación a los centros de Pan de Azúcar, Chinchillas, Cerro Redondo y Pórfiro de Poquis, los cuales conforman estructuras volcánicas compuestas por rocas piroclásticas y lávicas de composición dacítica, de pequeño desarrollo areal y morfologías dómicas, eruptadas durante el Mioceno medio. Las dos primeras manifestaciones fueron consideradas como integrantes de la Dacita Pan de Azúcar por Coira (1979). Como se han reconocido, además de lavas dacíticas, varias unidades participantes en cada sistema magmático en particular, se propone dejar de lado el nombre formal original con el que esas rocas eran mencionadas, para reemplazarlo por uno más representativo de este tipo de sistemas magmáticos en la región.

Cuadro 1. Dataciones realizadas en el Laboratorio SERNAGEOMIN.

Denominación	Material	% K	Ar rad (nl/g)	% Ar Atm.	Edad Ma	Error (2 sig.)
Ig. Bonanza	Biotita	7,539	1,896	68	6,2	0,5
Ig. Salle	Biotita	7,265	2,479	59	8,4	0,6
Tiomayo	Biotita	7,037	4,095	43	14,9	0,5
Ign. Oros mayo	Biotita	7,563	3,149	42	10,3	0,5
Pampa Barreno					9,7	0,4

Sistema volcánico dómico Pan de Azúcar

Antecedentes

Datos geológicos y mineralógicos referentes al centro volcánico Pan de Azúcar se encuentran en los trabajos de Sgrosso (1943), Ahlfeld (1948), Angelelli (1950), Fernández Lima *et al.* (1953), Igarzábal y Viramonte (1972) y Coira (1979). Estudios mineralógicos de la mena plumbo-argentífera alojada en el distrito Pan de Azúcar han sido realizados por Chomnales (en Igarzábal 1969); Chomnales (1979b), Brodtkorb (1969) y Segal de Svetliza (1980). Trabajos como los de Igarzábal (1969), Kleine Hering *et al.* (1981), De los Hoyos (1993) y Coira y Brodtkorb (1995) han estado dirigidos al estudio del yacimiento y a su metalogénesis. Chernicoff *et al.* (1996) analizaron el comportamiento magnético de las rocas de este sistema magmático. Caffè (1997) investigó en detalle la estratigrafía volcánica, alteración hidrotermal y geoquímica de este sistema.

Distribución areal

El sistema volcánico Pan de Azúcar aflora en forma de pequeños centros eruptivos (0,1-4,5 km²) de morfologías groseramente cónicas invertidas, distribuidos alrededor de la mina Pan de Azúcar. Individualmente los distintos domos son conocidos como los cerros Pan de Azúcar, Lomas de la Mina- Negro, Yori Yorco, León Grande y León Chico (foto 15). El sistema se ubica en el extremo sudoeste de la depresión de Pozuelos, entre los 22°32' -22°38' latitud S y los meridianos de 66°01' -66°08' longitud O.

Litología

La base del conjunto está representada por depósitos de flujos de bloques y cenizas, rojizos y amarillentos de 30 a 50 m de espesor máximo, constituidos por material fragmentario denso de composición dacítica, a veces de grandes tamaños (>1 m). Se presentan en forma de estratos más o menos tabulares, macizos y de aspecto caótico, con gradación inversa.

Le suceden depósitos de aspecto tobáceo, grises o amarillentos, de aproximadamente 20 m de espesor, dispuestos en capas individuales poco potentes, entre 8 y 50 cm, ocasionalmente >1 metro. Usualmente son macizos, pero pueden observarse estructuras mecánicas del tipo laminación cruzada de bajo ángulo y laminación planar, que indican transportes a partir de oleadas piroclásticas. La composi-

ción de estas tobas muestra elementos líticos dacíticos y fragmentos de la Formación Acoite, como también participación de cristaloclastos (cuarzo, plagioclasa, sanidina y biotita) y trizas vítreas.

Las coladas de lavas dómicas dacíticas, que por lo general ocupan las partes más altas de los centros eruptivos individuales, presentan tonalidades rojizas, grisáceas o blanquecino-amarillentas y texturas porfíricas, siendo común la presencia de autobrechas. Las lavas exhiben a menudo foliación por flujo que se expresa en la orientación de sus fenocristales, o bien en la alternancia de bandas vítreas de diferentes coloraciones de hasta decenas de centímetros, generalmente resaltadas por alteración hidrotermal débil posterior. Son usuales las inclusiones de xenolitos ovoidales de rocas magmáticas cuarzodioríticas y tonalíticas, como también de metamorfitas esquistosas oscuras con biotita, sillimanita y corindón. El único cuerpo claramente intrusivo de la zona está representado por la dacita de la mina Pan de Azúcar (domo), litológicamente indiferenciable de las coladas, salvo por su mayor alteración hidrotermal (sericitización, argilitización y silicificación), la cual le confiere una tonalidad blanquecina y amarillenta. Vinculados con el evento hidrotermal se depositaron minerales de plata, plomo y cinc en forma de vetas, a veces de hasta 2 m de espesor.

Las lavas están compuestas por fenocristales de cuarzo (hasta 5 mm), plagioclasa tabular (3-5 mm), biotita en cristales euhedros (hasta de 2 mm de largo) como mineral máfico principal y ocasionalmente finos prismas de hornblenda (cerros Yori Yorco y Negro), distribuidos en forma más o menos orientada en una pasta afanítica de colores variados.

Sistema volcánico dómico Chinchillas

Antecedentes

La geología de Chinchillas, como también su historia eruptiva, no fue conocida en detalle hasta el trabajo de Coira *et al.* (1993b). Los primeros estudios fueron fundamentalmente mineros, como los de De la Iglesia (1958), De los Hoyos (1962 y 1993) y Valvano y Galeota (1978). Chomnales (1977, 1978) trató la mineralogía de la mena plumbo-argentocincífera asociada al sistema. Coira (1979) integró el sistema de Chinchillas a la unidad formal Dacita Pan de Azúcar. Ávila *et al.* (1986) estudiaron aspectos geológicos de las manifestaciones minerales del pros-



Foto 15. Complejo volcánico dómico Laguna de Pozuelos. En primer plano se observan las instalaciones de la mina Pan de Azúcar y parte de los laboreos (rajo de la veta Jesuita) situados sobre una dacita alterada correspondiente al intrusivo de la mina Pan de Azúcar. Al fondo se observa el cerro Pan de Azúcar, eruptado en forma de domo volcánico.

pecto. Coira (1983), Sureda *et al.* (1986), Sureda y Galliski (1989) y Alonso y Viramonte (1987) mencionaron a Chinchillas dentro de estudios abarcativos de la metalogénesis regional de Puna. Linares y González (1990) aportaron la única edad radimétrica que tiene el complejo: 13 ± 1 Ma (K/Ar). Por último, Chernicoff *et al.* (1996) elaboraron interpretaciones acerca de las anomalías aeromagnéticas asociadas a Chinchillas.

Distribución areal

El complejo dómico Chinchillas es una pequeña estructura volcánica que se implanta en la sierra de La Rinconada, a escasos metros del paraje homónimo ubicado sobre la ladera oriental del cerro Fundiciones. Sus coordenadas geográficas son: $22^{\circ} 30'$ lat. S y $66^{\circ} 15'$ long. O.

Litología

Este centro magmático, tradicionalmente considerado como subvolcánico, erupió piroclastitas ignimbríticas, tobas y lavas dómicas de composición

dacítica, que se dispusieron rellenando un bajo topográfico elaborado sobre rocas del basamento ordovícico (Formación Acoite). Las volcanitas describen un afloramiento groseramente elíptico en planta, que se extiende con su eje mayor orientado en sentido E-O. El área involucrada es de aproximadamente $1,57 \text{ km}^2$.

El conjunto volcánico comienza con un grueso flujo piroclástico gris variablemente alterado, de 30 m de espesor, inclinando hacia las lavas en el contacto inmediato con ellas, y adoptando una posición subhorizontal a medida que se aleja de las mismas. En el contacto con las lavas dómicas se observa que la base del depósito está conformada por un estrato de gruesa granulometría, muy caótico, con abundancia (40-80%) de bloques de rocas ordovícicas y dacíticas en matriz piroclástica con alto contenido en cristales de tamaño lapilli o ceniza gruesa. Hacia el techo de la secuencia y hacia el centro de la depresión (arroyo de las Cuevas) la unidad ignimbrítica presenta un tamaño de grano máximo y medio mucho menor, el contenido en clastos líticos desciende considerablemente, y es usual observar una mayor participación de pómez

(hasta 20%). Los fragmentos pumíceos son pequeños (0,5-4 cm). La matriz vitroclástica está acompañada de abundantes cristaloclastos de cuarzo, plagioclasa, sanidina y biotita de 3-4 mm de largo. Esta fracción menor está generalmente muy alterada hidrotermalmente.

Varios flujos piroclásticos de aspecto tabular, internamente caóticos y de espesores inconstantes (individualmente: 1,5-5 m) van intercalándose por encima de la unidad anterior. Depósitos ferruginosos y de manganeso amarillentos o rojizos dan al conjunto una apariencia estratificada. Estos depósitos piroclásticos presentan hacia el techo intercalaciones frecuentes de delgadas capas de tobas ricas en cristales, caracterizadas por poseer laminaciones cruzadas de bajo ángulo y presencia de lapilli acrecional de hasta 1 cm de diámetro correspondientes a depósitos de oleadas piroclásticas (*surge deposits*).

En el afloramiento más oriental del área se dispone, por encima de las ignimbritas, un estrato rojizo a gris cargado en fragmentos dacíticos de gran tamaño, clasificado como un depósito de flujo de bloques y cenizas (DFBC). Los fragmentos participantes son 100% dacíticos, con tamaños de clasto máximo que oscila entre 20-30 cm hasta 1 m de diámetro. La fábrica es caótica, con una gradación inversa no muy marcada. La matriz tiene aspecto fragmentario, tamaño lapilli fino (3 mm), rica en cristaloclastos de plagioclasa, sanidina, cuarzo y biotita.

Por encima de las ignimbritas o de los DFBC se apoyan las lavas dómicas dacíticas de Chinchillas. Se extruyen a partir de una fractura anular ubicada en el extremo austral del sector. Conforman tres cuerpos principales en forma de costilla. Coira *et al.* (1993b) reconocieron diques menores de dacitas (50 cm de potencia), que intruyen al DFBC con inclinaciones hacia las lavas. Las coladas dómicas son porfíricas, de composición dacítica, ricas en fenocristales (hasta 5 mm de diámetro) de cuarzo, plagioclasa, biotita y más escasa sanidina, distribuidos en una pasta afanítica verdosa, gris o rojiza. En sus niveles basales y de borde exhiben craquelamiento o autobrechamiento, y cierto bandeamiento u orientación por flujo.

Es importante la presencia de brechas de explosión hidrotermal, cuyos clastos pertenecen exclusivamente a los flujos piroclásticos. Ellas son coincidentes con el arroyo de las Cuevas, que en dirección E-O divide a los afloramientos aquí tratados. Estas brechas están silicificadas y presentan mineralización de plomo, cinc y plata.

Sistema volcánico dómico Cerro Redondo

Antecedentes

Se menciona a este centro volcánico en los trabajos de Brackebush (1891), Ahlfeld (1948), Turner (1960), Igarzábal (1978), Brito (1991), Brito y Sureda (1992), Sureda y Brito (1992), Coira y Brodtkorb (1995) y Caffè (1997), los cuales constituyen importantes aportes al conocimiento del prospecto Cerro Redondo, su marco geológico y metalogenético. Cladouhos *et al.* (1994) acotaron su edad al Mioceno medio, mediante trazas de fisión en apatita ($12,54 \pm 1,1$ Ma).

Distribución areal

Cerro Redondo constituye una pequeña elevación dómica (~5 km²) compuesta por rocas volcánicas dacíticas, ubicada en el borde occidental de la depresión de Pozuelos, unos siete kilómetros al norte de la localidad de La Rinconada. Sus coordenadas geográficas son: 22°22' lat. S y 66° 08' long. O (foto 16).

Relaciones estratigráficas

Las volcanitas del cerro Redondo se apoyan directamente sobre un escalón bajo de rocas ordovícicas en el margen oriental de la sierra de La Rinconada, y son cubiertas por depósitos de conos aluviales antiguos y disectados de posible edad pliocena. El afloramiento del domo presenta una planta groseramente rectangular a elíptica, elongada levemente en sentido nordeste-suroeste, mientras que su forma general en tres dimensiones es la de un cono asimétrico invertido.

Litología

Según Caffè (1997), la base del conjunto volcánico aflorante en el cerro Redondo está constituida por un depósito piroclástico de tonalidades blanquecinas verdosas a causa de la alteración hidrotermal (propilitización) que registra. El espesor de la secuencia es de 60 m aproximadamente. Los piroclastos presentan niveles basales de aspecto brechoso y superiores de apariencia más tobácea. El pasaje entre uno y otro es gradual. Están compuestos por bloques de rocas dacíticas verdosas (95%) de gran tamaño (2,40 m de diámetro máximo) y un 5% de clastos compuestos por fragmentos de xenolitos metamórficos oscuros (gneises y esquistos), pelitas y areniscas ordovícicas (<5 cm de largo). La matriz de la roca es principalmente cristalino-lítica fragmentaria, en tama-



Foto 16. Complejo volcánico dómico Laguna de Pozuelos, sistema volcánico dómico Cerro Redondo. Vista panorámica del cerro Redondo con la sierra de Rinconada al fondo.

ños lapilli fino a medio (hasta 0,5-1 cm de diámetro máximo). En los niveles altos de la secuencia, la roca piroclástica comienza a exhibir menor tamaño de clasto máximo (10-30 cm) y mayor participación de fragmentos lutíticos de la Formación Acoite, acompañando a los dacíticos a medida que desarrollan una gruesa estratificación planar, pudiendo corresponder a depósitos de oleadas piroclásticas (*surge deposits*).

Por encima de las piroclastitas descritas se disponen lavas dacíticas, muy modificadas por alteración hidrotermal. Los niveles más alterados sobresalen de su entorno a causa de la fuerte alteración silíceo y turmalinización, las que preferentemente se asocian a zonas afectadas por brechamiento hidrotermal (cerros Banana y Redondo). En los sectores más australes la lava tiene una fuerte fluidalidad, marcada por la orientación de fenocristales y resaltada por la alteración posterior. Cuando la lava está poco alterada sus coloraciones son blanquecinas, adquiriendo por alteración colores amarillentos y pardos oscuros. La textura de las coladas es porfírica, bien visible en muestra de mano, y muy similar en general al aspecto de los clastos de las piroclastitas subyacentes a ellas. Está compuesta por cuarzo, plagioclasa y biotita orientada en matriz afanítica vítrea verdosa muy pálida.

Pórfiro de Poquis

Antecedentes

Marinovic (1979) denominó Pórfiro Cuarcifero de Poquis a un pequeño cuerpo intrusivo que afloraba al norte de los nevados de Poquis y Curutu (Chile). Posteriormente, Gardeweg y Ramírez (1985) modificaron este nombre usando Pórfiro Riodacítico de Poquis; éste asoma en territorio argentino a manera de reducidas extensiones en el río Agua Caliente.

Distribución areal

Aflora en el extremo suroriental de la región, en el río Agua Caliente cubriendo una superficie total aproximada de 20 km² y se extiende por debajo de los centros volcánicos de Poquis y Torona-San Pedro.

Relaciones estratigráficas

Dicho pórfiro se encuentra parcialmente cubierto por ignimbritas grises, probablemente correlacionables con las del pie del cerro Torona (Ignimbrita Granada).

Litología

Corresponde a una roca porfírica, con fenocristales de hasta 1,3 centímetros de cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino y biotita. Se ubica, desde el punto de vista geoquímico, en el campo de las dacitas ricas en potasio.

La importancia de este intrusivo radica fundamentalmente en la presencia de vetas polimetálicas con Sb, Sn, Ag, Mn, Pb y Cu, alojadas en él.

Consideraciones sobre el Complejo volcánico - dómico Laguna de Pozuelos

Petrografía

Lavas

Las lavas dacíticas de los distintos sistemas descriptos son petrográficamente muy parecidas. Al microscopio presentan fenocristales seriados en su tamaño y en variables proporciones (30-65 %) de cuarzo con bordes reabsorbidos, a veces subhedral, plagioclasa (oligoclasa cálcica o andesina sódica a labradorita) zonal y maclada según leyes de Carlsbad o Albita, sanidina escasa y tabular fresca, biotita parda subhedral generalmente orientada, y hornblenda verdosa euhedral de pequeño tamaño, solamente en las lavas estratigráficamente más altas del conjunto Pan de Azúcar. Como minerales accesorios menores comunes figuran apatita prismática incolora o levemente anaranjada y circón a veces de gran tamaño (hasta 0,3 mm). Accesorios menos comunes están representados por clinopiroxeno verdoso (sólo en el cerro Yori Yorco del sistema Pan de Azúcar), mientras que xenocristales de granate, sillimanita y corindón, provenientes de los xenolitos metamórficos, son también frecuentes en Pan de Azúcar.

Depósitos de flujos de bloques y cenizas

Al microscopio se observa que los fragmentos líticos se disponen en una matriz compuesta principalmente por vitroclastos, fragmentos menores de dacitas y cristaloclastos de idéntica mineralogía que las lavas. Los vitroclastos exhiben formas planares o subangulares, y por lo general no muestran vesiculación, salvo en algunos niveles ubicados al sureste de la Mina Pan de Azúcar, en donde desarrollan vesículas que no tienen interconexión entre sí. Los litoclastos de la matriz generalmente poseen formas redondeadas por abrasión durante el transporte.

Ignimbritas

Se caracterizan por la presencia de pómez abundante y por la mayor proporción de trizas vítreas cóncavas en la matriz, indicando la existencia de una componente juvenil altamente vesiculada en el magma. Sus contenidos en cristales son generalmente altos (15-30%) y mineralógicamente idénticos a las lavas.

Tobas

Al microscopio estos depósitos muestran aspectos muy parecidos a las ignimbritas, sólo diferenciándose por la mayor presencia de litoclastos de pelitas y psammitas de la Formación Acoite en las tobas existentes en Pan de Azúcar (hasta 50% del total). En Chinchillas, en cambio, predominan componentes pumíceos de grano fino y litoclastos dacíticos.

Geoquímica

Desde el punto de vista geoquímico, las rocas aquí tratadas tienen un comportamiento muy uniforme, clasificándose dentro del campo subalcalino de Irvine y Baragar (1971), con sumatoria de álcalis menor al 9% para contenidos de 64-70% de SiO₂. A su vez, se clasifican como dacitas transicionales a lacitas, y menos frecuentemente a riolitas, dentro de la serie calcoalcalina rica en K, según el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976). Las rocas del Complejo volcánico dómico Laguna de Pozuelos son peraluminosas, si se tiene en cuenta la relación entre alúmina y sumatoria de álcalis y calcio. Se distinguen por sus altos contenidos en Ba (700-1000 ppm), Sr (~500 ppm), Rb (100-170 ppm) y Th (10-12 ppm). Según Coira *et al.* (1993b), presentan relaciones altas entre tierras raras livianas y pesadas (La/Yb: 25-30) y relaciones Ba/La propias de retroarco (>20).

Relaciones estratigráficas

Las rocas del complejo suelen disponerse en discordancia sobre las sedimentitas ordovícicas del Complejo Escaya-Cochinoca, o bien por encima de la Formación Acoite (Chinchillas y Cerro Redondo). También lo hacen sobre rocas sedimentarias de la Formación Moreta o de la Formación Tiomayo (Pan de Azúcar). Las volcanitas del Complejo volcánico dómico Laguna de Pozuelos en general son cubiertas por rellenos sedimentarios pliocenos a cuaternarios.

Estructura

Los domos aquí tratados se emplazan a favor de ciertas estructuras con rumbos ONO-ESE y NO-SE, a veces en la intersección con lineamientos y fallas inversas de rumbo NNE-SSO. Por otra parte, estructuras anulares habrían jugado un rol importante en la erupción de estos cuerpos magmáticos, como por ejemplo en el sistema de Pan de Azúcar. Chernicoff *et al.* (1996) sugirieron que una fractura anular de dimensiones mayores -aprovechada y resaltada por el curso del río Cincel- se dispone rodeando a todo el sistema magmático de Pan de Azúcar, estableciendo la posibilidad de la existencia de una caldera ahogada por debajo del relleno sedimentario moderno del bolsón de Pozuelos. Estructuras curvadas menores, como las presentes en el cerro Redondo y en Chinchillas, representan la fracturación cónica o de colapso usual en este tipo de centros, la que ha controlado gran parte de la historia eruptiva de cada uno de ellos.

Ambiente

La alternancia de niveles piroclásticos con otros lávicos, como también la estrecha relación temporal que existe entre estos dos tipos de rocas volcánicas, permite eliminar la antigua caracterización de estos centros como intrusivos subvolcánicos. El ambiente propio de formación es claramente más somero, de tipo extrusivo, con episodios explosivos a veces recurrentes y con etapas menos violentas donde se erupcionaron principalmente lavas y domos. Las características de los depósitos sugieren escasa participación de gases magmáticos (salvo en Chinchillas) y una mayor importancia de los procesos hidromagmáticos y de tipo peleano, con episodios alternantes de construcción y destrucción de domos (Caffe, 1997).

Edad

Los centros integrantes del complejo poseen una edad asignable al Mioceno medio, sobre la base de dataciones radimétricas obtenidas en cada uno de ellos, y que son listadas a continuación:

Pan de Azúcar: 12 ± 2 Ma; método K/Ar sobre roca total (Coira, 1979).

Chinchillas: 13 ± 1 Ma; método K/Ar sobre roca total (Linares y González, 1990).

Cerro Redondo: $12,54 \pm 1,1$ Ma; método traza de fisión en apatita (Cladouhos *et al.*, 1994).

Pórfiro de Poquis: $12,9 \pm 0,5$ Ma, determinada sobre biotita (Marinovic, 1979).

Estas edades permiten correlacionar estas manifestaciones magmáticas con otras tal vez similares, como Aguiliri (Aniel, 1987; Caffe, 1997) o los *stocks* de Huayra Huasi y Turi Tari (11.8 Ma, Schwab y Lippolt, 1974), aflorantes algo más al sur.

2.3.5. MIOCENO SUPERIOR

Complejo volcánico Antiguo Toloma-Pampa Barreno (12)

Lavas e ignimbritas dacíticas y andesíticas

Antecedentes

El Complejo volcánico Antiguo Toloma-Pampa Barreno fue definido por Coira *et al.* (1996b). Constituye depósitos de ignimbritas y lavas dacíticas y andesíticas que conforman el sustrato del Complejo caldérico Vilama-Coruto, conjuntamente con el basamento ordovícico y las sucesiones clásticas del Terciario superior. Representa un volcanismo disperso y restringido que precedió al voluminoso volcanismo ignimbrítico acaecido durante el Mioceno superior-Plioceno (8,6-4,3 Ma) y que se distribuye en los sectores de Toloma-Pampa Barreno, este del cerro Zapaleri y en el cerro Kuntur.

Turner (1982) no diferenció a esta unidad, integrándola a la Formación VicuñaHuasi, en la que reconoce lavas, brechas y piroclastitas, de amplia distribución en el sector occidental de la Hoja. Posteriormente, Coira *et al.* (1996b) realizaron estudios geológicos, petrográficos y petrológicos de detalle en el área de Vilama, los que han permitido diferenciar secuencias ignimbríticas y lávicas antiguas del conjunto de flujos piroclásticos de gran extensión y volumen que acompañaron a la formación del sistema caldérico Vilama-Coruto.

En el sector del cerro Kuntur, al pie del cerro Campanario, Turner (1982) no diferenció a las secuencias lávicas en consideración, de las sedimentitas de la Formación Acoite. Lizárraga (1978), por otra parte, les atribuyó un origen intrusivo, correlacionándolas con la Formación Galán (Turner, 1978). Coira *et al.* (1996b) y Díaz *et al.* (1996) incluyeron dicha secuencia como parte de los Complejos Volcánicos Antiguos, sustrato del sistema caldérico Vilama-Coruto, caracterizándolo desde el punto de vista petrográfico y geoquímico.

Distribución areal

Estas secuencias volcánicas se distribuyen al sur del abra del cerro Granada, en el sector de la pampa Barreno y de la quebrada de Toronsaire, compuestas por flujos piroclásticos fuertemente soldados; como una sucesión de flujos piroclásticos y lavas en el cerro Toloma; como lavas andesíticas a andesítico-basálticas al este del cerro Zapaleri y como lavas andesíticas y dacíticas en el cerro Kuntur (fotos 17 y 18).

Litología

Esta unidad está representada por una sucesión de ignimbritas, dacitas, en otros casos por ignimbritas y lavas de composición dacítica a andesítica, las que suelen encontrarse fracturadas y afectadas por procesos de alteración hidrotermal y por niveles exclusivamente lávicos dacíticos y/o andesíticos.

En la pampa Barreno está representada por flujos ignimbríticos bien soldados (Ignimbrita Pampa Barreno). Ellos son de composición dacítica, aspecto macizo, tonos grises oscuros, con abundantes fragmentos pumíceos negros de naturaleza vítrea de hasta 10 cm de diámetro, los que muestran un marcado aplastamiento en relación (1:8). Tiene espesores que varían de 2 a 8 m, suelen asociarse a ellos niveles de *surge* de 0,20-0,80 m y reducidos depósitos de caída (tobas y lapillitas) de 0,10-0,50 m de espesor. Es frecuente observar en dichos niveles ignimbríticos modificaciones por fase vapor y un distintivo diaclasamiento columnar.

Al microscopio muestran estas rocas un marcado enriquecimiento en cristales respecto de la matriz (40/60), así como moderado contenido en pómez (5-20%) y pobreza en líticos (1-7%). Sus cristaloclastos (30%) están representados por plagioclasa (An_{46-48}), biotita, lamprobolita, ortopiroxeno y exiguo cuarzo.

Los fragmentos pumíceos suelen ser pobres en vesículas, distinguiéndose también los tipos fibrosos. Tanto ellos como la matriz son ricos en cristales (25-55%), tales como andesina cálcica, escasa sanidina, cuarzo, biotita (15-25%) y ortopiroxeno sólo con carácter accesorio y ocasional.

Los fragmentos líticos están representados principalmente por sedimentitas ordovícicas en las secciones inferiores y dacitas en las cuspidales.

Inmediatamente al este de la pampa Barreno aflora un conjunto de flujos piroclásticos ignimbríticos gris oscuro en superficie fresca a pardo rosado en planos meteorizados, de composición

dacítica y fuerte induración. Son ricos en cristaloclastos (40% del total): andesina media, cuarzo, biotita y exigua lamprobolita. Sus fragmentos pumíceos presentan aplastamiento 4:1-5:1, definiendo frecuentemente texturas eutaxíticas. Suelen presentar fuerte desvitrificación cuarzo-feldespática de su matriz. Los fragmentos líticos (5-8% del total) son fundamentalmente de sedimentitas ordovícicas. En el cerro Toloma, esta entidad comprende flujos de ignimbritas de composición dacítica, bien compactas y soldadas, de tonos pardusco grisáceos, diaclasadas, fracturadas y con abundantes fragmentos pumíceos. Muestran un alto contenido en cristales (40%) y fuerte desnaturalización y reemplazo por fase vapor. Sus cristaloclastos son de andesina media, cuarzo, ortopiroxeno, biotita y lamprobolita. Sus fragmentos pumíceos suelen presentarse elongados con relaciones 3:1 a 4:1 (diámetro mayor/menor). Su contenido en líticos es bajo (<1-2%).

Las lavas antiguas andesítico-basálticas que afloran al este del cerro Zapaleri son rocas porfíricas negras y de alta compactación, con frecuente estructura fluidal. Los fenocristales están representados por cristales de olivina totalmente frescos e hipersteno. La pasta la conforman microlitas de plagioclasa con tendencia a orientarse subparalelamente, inmersas en vidrio.

En el cerro Kuntur, sector sud-sudeste de la depresión de Vilama, al pie del flanco nor-nordeste del cerro Campanario, se reconocen secuencias lávicas del Complejo, constituyendo un afloramiento de forma subcircular de estructura cómica, parcialmente dislocado en su parte central. Se diferencian en él dos niveles de coladas, correspondientes a una andesita violácea-rojiza en un nivel inferior (espesor 20 m) y una dacita grisácea-blancuecina en el superior (espesor 7 m). Suelen presentar en algunos sectores partición en bochas de tamaños variables (entre 10-50 cm de diámetro), como resultado de la circulación de fluidos hidrotermales. La andesita presenta textura porfírica y pasta afanítica, en la que se disponen los fenocristales totalmente desferrizados. Al microscopio, los fenocristales de anfíbol están totalmente desferrizados y reemplazados por agregados de clorita y opacos. Asociados a ellos se encuentra biotita fresca o alterada, escaso hipersteno parcial o totalmente alterado a opacos y exiguos xenocristales de cuarzo. La pasta pilotáxica está representada por abundantes microlitos de feldespato potásico y plagioclasa (An_{40-48}), inmersos



Foto 17. Ignimbrita Toronsaire vista desde el techo. Quebrada de Toronsaire.



Foto 18. Complejo volcánico Antiguo Toloma - Pampa Barreno. Dique de dacita que intruye a conglomerados terciarios. Área Kuntur- Collahuanina.

en una pasta constituida de material vítreo de tono rojizo-violáceo parcialmente desnaturalizado. Las lavas del nivel superior, de composición dacítica, presentan textura porfírica. Los fenocristales están representados por cuarzo con frecuentes bordes de reabsorción. La plagioclasa (An_{38-42}) generalmente se encuentra fresca o con incipiente alteración a material arcilloso. La biotita es el mafíto dominante junto a exigua hornblenda, a modo de tablillas y finas laminillas totalmente frescas. Como minerales accesorios se encuentran apatita, circón y opacos diseminados. La pasta hialopilitica la conforman microlitas de plagioclasa y laminillas de biotita con frecuente orientación subparalela, inmersas en una mesostasis vítrea desnaturalizada a material arcilloso o a agregados esferulíticos de feldespatos potásico.

Relaciones estratigráficas

Las secuencias del Complejo volcánico Antigo Toloma-Pampa Barreno están cubiertas en discordancia por la Ignimbrita Granada en Pampa Barreno-Toronsaire, así como por la Ignimbrita Vilama y el conjunto lávico del Salle en el cerro Toloma y por la Ignimbrita Capaderos y lavas del cerro Morado al este del cerro Zapaleri, observándose su base solo en el río Toronsaire.

En el cerro Kuntur por otra parte la secuencia lávica se apoya en discordancia sobre la Formación Tiomayo, así como sobre el basamento ordovícico y están cubiertas en el sector oriental por la Ignimbrita Abra Grande del Complejo Volcánico Coranzulí.

Ambiente

Las secuencias representan a un volcanismo explosivo y/o lávico mesosilíceo que en algunos sectores (este del cerro Zapaleri) alcanzó composiciones más básicas (andesitas basálticas).

Los complejos muestran fuerte diaclasamiento y fracturación de rumbo NO-SE; NE-SO y ONO y estructuras que en parte controlaron procesos hidrotermales sobreimpuestos, como por ejemplo en el cerro Toloma.

Geoquímica

Las rocas del Complejo volcánico Antigo Toloma-Pampa Barreno se encuadran en su conjunto, dentro del campo de las andesitas y dacitas de

alto contenido en K (3,47-4,04 % K_2O) y muestran carácter calco-alcalino. Son rocas peraluminosas a marginalmente metaluminosas

La geoquímica de elementos mayoritarios y minoritarios permiten encuadrarlas en un ambiente de retroarco ($Ba/La < 17$). Se caracterizan por sus altos niveles en álcalis, alcalinos térreos y tierras raras (REE).

Edad

El Complejo volcánico Antigo Toloma-Pampa Barreno se encuentra acotado temporalmente por la Ignimbrita Granadas ($8,9 \pm 0,26$, Aquater 1997), la Ignimbrita Vilama ($8,49 \pm 0,25$, Aquater, 1979) y la Ignimbrita Abra Grande ($6,8 \pm 0,15$ Ma, Seggiaro, 1994) que lo cubren discordantemente.

Los niveles ignimbríticos de Pampa Barreno fueron datados, como parte del presente trabajo, en $9,7 \pm 0,4$ Ma (K/Ar - Laboratorio Sernageomin).

Los datos geocronológicos fijan una edad mínima para el complejo en el Mioceno superior, y se lo correlaciona tentativamente con las volcanitas del Complejo Volcánico Pairique.

Complejo volcánico Pairique (13)

Lavas, ignimbritas y brechas dacíticas y andesítico-basálticas

Se agrupan bajo esta denominación a las unidades volcánicas lávicas y flujos piroclásticos de composiciones dacíticas a andesítico-basálticas que conforman el sistema caldérico Pairique, uno de los complejos cenozoicos más antiguos del sector.

Antecedentes

Las unidades de este complejo han sido consideradas por Turner (1982) dentro de la Formación Vicuñahuasi, ya sea incluyéndolas en las facies lávicas o en las de pórfiros andesíticos. Estos últimos se corresponden con las lavas y piroclastitas dacíticas iniciales reconocidas en el presente trabajo.

Distribución areal

El complejo volcánico Pairique se encuentra emplazado al sur del Complejo volcánico Vilama-Coruto, formando parte de la cadena volcánica Lípez-Coranzulí.

Los afloramientos se hallan al suroeste de la Hoja, al este de Pairique Chico.

Relaciones estratigráficas

El complejo se asienta en su flanco oriental (en los sectores del río Rosario y Pairique Grande) en discordancia sobre las secuencias clásticas asignadas a la Formación Peña Colorada.

Por otra parte, es cubierto discordantemente por la Ignimbrita Granada y por el conjunto lávico del cerro San Pedro, pertenecientes al Complejo volcánico Vilama-Coruto, los que cubren parcialmente al sistema caldérico.

Litología

El complejo está integrado por lavas y piroclastitas dacíticas iniciales que configuran el bajo de Pairique, las que son sucedidas por niveles ignimbríticos de composición dacítica (Ignimbrita Pairique Chico) asociados a una estructura de colapso de 10 km de diámetro, en la que se reconocen sus facies coignimbríticas proximales, distribuidas a manera de anillo.

Lavas dacíticas post colapso marginan la depresión controladas en gran medida por la estructura de colapso.

Lavas andesítico-basálticas se suceden disponiéndose a lo largo de las fracturas del borde oriental y occidental de la caldera.

Lavas andesítico-dacíticas se reconocen en el extremo sur del complejo, cubriendo a la Ignimbrita Pairique Chico y extendiéndose en la serranía de Pairique Grande.

Las lavas dacíticas iniciales corresponden a lavas dómicas, en parte brechosas, compactas, fuertemente hidrotermalizadas, de colores parduscos a grisáceo-verdosos. Son rocas porfíricas con fenocristales de plagioclasa (andesina cálcica), cuarzo, anfíbol con pasaje a biotita y ortopiroxeno (35-40%), distribuidos en una pasta microgranosa.

Los niveles piroclásticos asociados son reducidos e infrayacentes a las lavas dómicas en el río Pairique Chico, al norte del cerro homónimo. Corresponden a niveles ignimbríticos dacíticos de colores blanquecino grisáceos, moderados en pómez y con líticos de andesitas y dacitas, de 10-12 m de espesor, a los que se asocian en sus bases niveles de 0,80-1 m de oleadas piroclásticas (*surges*).

La Ignimbrita Pairique Chico, de composición dacítica, se dispone sobre las secuencias lávicas ini-

ciales. Se presenta a manera de mantos blanquecino-grisáceos, con bloques métricos en sus facies coignimbríticas proximales. Conforman en las facies distales mantos de 5 a 12 m de espesor, moderados en pómez y líticos y ricos en cristales (25-30%) de cuarzo, andesina sódica, sanidina y biotita, con escaso a moderado soldamiento en su matriz vitroclástica. Ellos suelen presentar intercalaciones de 0,50-0,80 metros de depósitos de oleadas piroclásticas (*surges*).

Lavas dacíticas rosado-moradas a grisáceas, compactas, se disponen por encima de la Ignimbrita Pairique Chico conformando, a manera de mesadas, los cerros Lucho, Agua Dulce y Pairique Chico. Se trata de dacitas porfíricas con 35-40% de fenocristales de andesina media, cuarzo, hipersteno, lamprobolita y biotita, de pastas microgranosas con plagioclasa, sanidina intersticial, junto a abundante sílice (cristobalita-ópalo-cuarzo) e hipersteno. Allanita suele ser un mineral accesorio importante, llegando a constituir microfenocristales. Ópalo, al que se asocia especularita y casiterita botrioidal pardo negruzco, rellena diaclasas u ocupa cavidades coincidentes con la fluidalidad de la roca. En este tipo de rocas se han detectado anomalías en Sn, Bi y Au.

Lavas y brechas andesítico-basálticas negras a gris oscuras pobremente porfíricas se disponen en algunos sectores, según las fracturas anulares del sistema caldérico. Son rocas afaníticas o con escasos fenocristales (<10%) de olivina en pasaje a iddingsita, ortopiroxeno y excepcionalmente labradorita sódica. La pasta está integrada por tablillas de plagioclasa distribuidas en una mesostasis vítrea, junto a cristales de ortopiroxeno, clinopiroxeno y magnetita. Suelen presentar xenocristales de cuarzo con rebordes de clinopiroxeno, ortopiroxeno y magnetita.

Lavas andesíticas y dacíticas de colores pardo oscuro, rojizo, grisáceo y negruzco conforman mantos que cubren a la Ignimbrita Pairique Chico. Son rocas porfíricas ricas a moderadas en fenocristales (35%) de andesina media, lamprobolita, biotita, hipersteno y frecuentemente cuarzo. Sus pastas son hialopiliticas a pilotáxicas y en representantes dacíticos, microgranosas.

Ambiente

El Complejo volcánico Pairique corresponde a un sistema caldérico cuyo colapso acompañó a la emisión de la Ignimbrita Pairique Chico.

La estructura de colapso está remarcada por la disposición anular de sus depósitos coignimbríticos en los bordes de la misma.

Eventos lávicos post colapso han estado representados por lavas dacíticas, así como hacia estadios finales por andesitas basálticas, controlados por las fracturas del borde oriental, norte y occidental de la caldera.

Estructura

El Complejo volcánico Pairique ha estado controlado en su localización por fracturación N-S y ONO-ESE, este último coincidente con el alineamiento de la cadena volcánica Lípez-Coranzulí a la que pertenece. Han sido reconocidos en el sector (Seggiaro, 1994) movimientos levógiros para las estructuras ONO e inverso y dextrógiro para las NO.

Las lavas y piroclastitas dacíticas iniciales presentan una mayor densidad de diaclasamiento y fracturación que las restantes unidades, estructuración especialmente aprovechada por los fluidos hidrotermales que circularon preferencialmente en el núcleo de la estructura, a lo largo del bajo de Pairique.

Geoquímica

Estas rocas se ubican en el campo de las dacitas más evolucionadas ($\text{SiO}_2=67-70\%$) al de andesitas poco evolucionadas ($\text{SiO}_2=57-58\%$) y pertenecen al campo calcoalcalino rico en K.

Se caracterizan por sus relaciones $\text{Ba/La}=15$ y $\text{La/Ta}=19-20$ indicativas de una signatura de retroarco, así como valores $\text{La/Yb}=20-19$ relativamente bajos, considerando los diseños de las ignimbritas de complejos volcánicos como los de Vilama-Coruto y Coranzulí, que revelarían fundidos magmáticos a partir de cortezas más espesas.

Edad y correlaciones

El inicio de la actividad del Complejo volcánico Pairique está acotado por la edad K/Ar ($11,2\pm 1,5$ Ma; Coira *et al.*, 1996b) de una lava dacítica de la fase inicial.

Su límite superior está fijado por la edad de la Ignimbrita Granada, del Complejo volcánico Vilama-Coruto, datada en $9,8\pm 0,6$ y $8,9\pm 0,26$ Ma, la que cubre a las lavas dacíticas post colapso.

Este Complejo podría correlacionarse con el complejo volcánico Antiguo Toloma-Pampa Barreno ($9,7\pm 0,4$ Ma), que hace de sustrato al Complejo volcánico Vilama-Coruto, y representaría una etapa previa a la que marcó el clímax de las emisiones

ignimbríticas de los megasistemas caldéricos de Vilama-Coruto, Coranzulí y Panizos.

Ignimbrita Oros mayo (14)

Ignimbritas dacíticas

Se reúnen en esta entidad a una sucesión de flujos ignimbríticos dacíticos gris plomizos, pobres en pómez, con moderados contenidos en cristales (15%) y escaso porcentaje de líticos (1-2%) que conforman la base de las mesadas ignimbríticas que marginan por el oeste el río Oros mayo, al norte del cerro Galán y al oeste y norte del cerro Granada. Ellos registran el inicio de la volumétrica fase ignimbrítica del Mioceno superior en dicho sector.

Antecedentes

Turner (1978, 1982) incluyó esta unidad en forma complejiva junto a las Ignimbritas Granada y Vilama en la Formación Lipiyoc, asignándola al Pleistoceno. Coira *et al.* (1996b) la consideraron como un conjunto piroclástico independiente de la Ignimbrita Granada y separada de ella en relación de discordancia.

Distribución areal

Aflora en los niveles basales de las mesadas ignimbríticas de Yescayoc, entre los cerros Oros mayo y Pabellón. Su sección tipo se reconoce en el sector comprendido entre los arroyos Santa Ana y Barrancos, adonde alcanza una potencia de 35 metros.

Relación estratigráfica

Se dispone por encima de una importante discordancia regional (Superficie San Juan de Oro) labrada sobre sedimentos de la Formación Tiomayo. Están cubiertas en discordancia erosiva por la Ignimbrita Granada.

Litología

Es una unidad compuesta por una sucesión de flujos piroclásticos gris plomizos a pardo rosado claros de 2 a 8,5 m de espesor, caracterizados por una distintiva morfología erosiva en forma de agujas, en parte reflejo de las frecuentes chimeneas de escape de gases presentes en ellos (foto 19).

En la sección tipo se reconocen cuatro unidades ignimbríticas principales, no observándose depósitos de caída u oleadas piroclásticas (*surges*) asociados a ellas.

La unidad inferior está compuesta por dos flujos ignimbríticos dacíticos. El basal (6 m de espesor) de coloración gris plomiza y disyunción acicular, es pobre (3-4%) en pómez de reducido tamaño (1-1,5 cm), así como en líticos (lutitas y dacitas) de granulometría semejante. Presenta moderado contenido en cristales (15%) de plagioclasa, biotita y cuarzo de hasta 5 centímetros.

El superior (5,5 m de espesor) de coloración blanquecina pardusca, macizo, con desarrollo de disyunción subesferoidal hacia el techo, se caracteriza por la casi ausencia de pómez y escasez en líticos.

Por encima le suceden dos unidades ignimbríticas gris plomizas con disyunción a manera de agujas de 8-8,5 m de espesor, separadas por un nivel ignimbrítico rosado de 2,5 m de potencia, con moderado contenido en pómez.

Las ignimbríticas gris plomizas con cristaloclastos (10%) de cuarzo, plagioclasa y biotita, presentan pómez blanquecino-rosados de 2-3 cm, excepcionalmente 8 cm de diámetro, acompañados de exiguos líticos (lutitas y dacitas).

Ambiente

Esta unidad marca el inicio en el sector de la voluminosa fase explosiva del Mioceno superior. La ausencia en ella de niveles de caída, así como la homogeneidad textural de sus flujos, evidencian limitada fluctuación en su proceso de descarga. Por otra parte, las alteraciones por fase vapor son comunes, tanto en forma de chimeneas de hasta 3 m de alto, como en modificaciones a nivel microscópico de su mesostasis vítrea, reemplazada por agregados de tridimita-cristobalita y feldespatos alcalinos.

Estructura

Estructuralmente esta entidad se encuentra afectada por fallamiento normal y deslizamientos en los márgenes de las mesadas ignimbríticas.

Geoquímica

Estas secuencias piroclásticas se encuadran en el campo de las dacitas con valores de sílice=64-70% y altos contenido en potasio ($K_2O/Na_2O > 1$).



Foto 19. Ignimbrita Orosmayo cubierta por la Ignimbrita Granada; en Orosmayo.

Son rocas peraluminosas a marginalmente metaluminosas. Se diferencian de la Ignimbrita Granada por sus más bajas relaciones La/Yb=21-27, así como Ba/La=15-16.

Edad

Se encuentra acotada temporalmente por una datación realizada en el presente trabajo, sobre flujos basales en la quebrada de Santa Ana, de $10,3 \pm 0,5$ Ma (edad K/Ar, ver cuadro 1). Marca su límite superior las edades de 8,9 a 10,1 Ma obtenidas para la Ignimbrita Granada.

Esta unidad podría correlacionarse con la Ignimbrita Pampa Barreno infrayacente al Complejo volcánico Vilama-Coruto, datada en $9,7 \pm 0,4$ Ma (Coira *et al.*, 1996a).

COMPLEJO VOLCÁNICO CORANZULÍ (15)

Se agrupa en el Complejo volcánico Coranzulí a secuencias piroclásticas y lávicas andesítico-dacíticas que conforman el estratovolcán Rachaite, junto a ignimbritas y lavas dacíticas vinculadas al centro caldérico del cerro Coranzulí.

Dentro de las primeras secuencias Coira (1978) ha reconocido tobas, brechas y aglomerados volcánicos andesíticos (Formación Doncellas), flujos piroclásticos dacíticos (Formación Alto Laguna) y lavas andesíticas a las que incluye en la Formación VicuñaHuasi (Turner, 1965), asignándolas al Mioceno superior sobre la base de una edad K/Ar de 10 ± 2 Ma (Coira, 1978).

Seggiaro (1994) ha diferenciado, dentro de los potentes registros ignimbríticos que sucedieron a la construcción del estratovolcán, las siguientes unidades: Ignimbrita Abra Grande, Ignimbrita Potreros e Ignimbrita Las Termas. Reconoció también lavas dacíticas póstumas, las que se reúnen aquí en la Dacita Coranzulí.

Formación Doncellas (15a)

Tobas brechosas, brechas y aglomerados volcánicos andesíticos

Antecedentes

Coira (1978) denominó Formación Doncellas a la secuencia de tobas brechosas, brechas y aglomerados volcánicos de composición andesítica con que se iniciaron las manifestaciones más orientales del volcanismo cenozoico en la Puna Norte, a los $22^{\circ}40' - 23^{\circ}$ de latitud sur, en el centro volcánico Coranzulí-Rachaite.

Distribución areal

Los afloramientos de esta unidad se reconocen en el extremo NE del estrato volcán Rachaite; constituyen las lomadas de Alto Tinat y se extienden hacia el sur en el cerro Overo, en la mesada Grande, al oeste de ambos márgenes del curso medio e inferior del río Rachaite (Coira, 1979).

Relaciones estratigráficas

Las rocas piroclásticas de esta unidad se interdigitan con las ignimbritas de la Formación Alto Laguna, infrayacen a los derrames de la Formación VicuñaHuasi y se apoyan en discordancia angular sobre las sedimentitas ordovícicas de la Formación Acoite, fuera del extremo suroriental de la Hoja.

Litología

Está constituida, según Coira (1978), por tobas gruesas a brechosas, grisáceas con tonalidades amarillentas, rosadas o violáceas, pobremente estratificadas, entre las que se interponen niveles de aglomerados y brechas de coloración semejante. La secuencia tiene en su perfil tipo, quebrada de Cóndor Armas, un espesor máximo de 350 metros.

Las tobas son generalmente litocristalinas, aunque se reconocen escasos representantes vitrocrystalinos. Los fragmentos líticos subangulosos constituyen, en las primeras, del 10 al 50% del total, con 3 a 10 cm de diámetro y en las tobas brechosas llegan al 65% y están representados principalmente por fragmentos de andesitas y en menor proporción de pumicitas. Los cristaloclastos (25-35%) tienen como componentes esenciales andesina (An_{41}) zonada, biotita, lamprobolita con rebordes de opacos, y con carácter accesorio clinopiroxeno y cuarzo; excepcionalmente pueden contener hipersteno. La matriz (10-25%) es porosa, vitroclástica con alteración clorítica-argílica y en ocasiones limonítica.

Las tobas vitrocrystalinas exhiben en la matriz trizas vítreas vesiculares y filiformes, generalmente frescas, sus contenidos en cristaloclastos oscilan entre 40-45%, mientras que los litoclastos no superan el 10%.

Las brechas y aglomerados, de color gris violáceo se caracterizan por la presencia de clastos subangulosos de andesitas en una matriz tobácea gruesa, generalmente inferior al 35% del total.

Formación Alto Laguna (15b)

Ignimbritas dacítico-riodacíticas

Antecedentes

Coira (1978) denominó Formación Alto Laguna a una secuencia de flujos ignimbríticos dacítico-riodacíticos, de reducida extensión areal, que se interdigita con la Formación Doncellas, formando parte de los registros iniciales de la actividad del estratovolcán.

Distribución areal

Su sección tipo (Coira, 1979) aflora en el faldeo sur y este del cerro Alto Laguna, donde alcanza 200 metros. Aflora también al oeste del cerro Overo (80 m) y de la mesada Grande (20 m) sur como así también en los cerros ubicados a las márgenes de los ríos Tinate y Quichagua.

Relaciones estratigráficas

Esta unidad se interdigita con la Formación Doncellas y al oeste del cerro Overo y de la mesada Grande, es cubierta discordantemente por la Formación Vicuñaahuasi.

Litología

Esta formación corresponde a flujos piroclásticos pumíceos y reducidos niveles de oleadas piroclásticas (*surge*) de composición dacítica y de coloración grisáceo blanquecina. En el sector de la mina San José, Españañón (1993) reconoció depósitos de oleadas piroclásticas infrayaciendo a niveles ignimbríticos.

Petrográficamente las ignimbritas presentan (Coira, 1978; Españañón, 1993) fragmentos pumíceos blanquecinos (5-10%) equidimensionales a ligeramente elípticos, cristaloclastos (40-45% del total) de An_{46-48} zonada, sanidina límpida, biotita pleocroica y cuarzo ligeramente triturado. La matriz es vitroclástica, con mediana a pobre aglutinación de sus fragmentos vítreos y exigua desnaturalización a agregados esferulíticos.

Formación Vicuñaahuasi (15c)

Lavas y brechas autoclásticas andesíticas. Diques fenoandesíticos

Antecedentes

Turner (1962) definió como Formación Vicuñaahuasi a las efusiones andesíticas y flujos

piroclásticos que suceden a la Formación Lipiyoc (Turner, 1962) y que afloran en el sector occidental del área ocupada por la Hoja 3ab, Mina Pirquitas (22°30'-23° latitud sur y 66°15'-67°10' de longitud oeste), así como a los ubicados en la comarca contigua al norte, en la Hoja 2a San Juan de Oro. En este trabajo se limita el uso de Formación Vicuñaahuasi a los afloramientos constituidos por lavas y brechas que se localizan en los niveles más altos del estratovolcán Rachaite, que se derraman del antiguo cráter en dirección NE, E, y SE (Españañón, 1993), y los que se distribuyen en el área del río Quichagua.

Distribución areal

Se extiende en el sector central del río Rachaite, a ambas márgenes, así como en los cerros Negro y Pedernal al este de la ruta a Casabindo.

Relaciones estratigráficas

Esta unidad se apoya sobre la Formación Doncellas y las sedimentitas del Complejo magmático-sedimentario Cochino-Escaya. Está cubierta, al oeste, por las Ignimbritas Potreros y Las Termas.

Litología

Dominan esta entidad los mantos lávicos andesíticos intercalándose con carácter subordinado brechas autoclásticas de idéntica composición. Se incluyen también cuerpos subvolcánicos cosanguíneos (Coira, 1978).

Los mantos lávicos están representados por rocas macizas, porfíricas, de colores pardo grisáceos a rosados. Sus fenocristales constituyen el 30 al 60% de la roca, y son de plagioclasa (An_{40}), con zonación oscilatoria inversa, lamprobolita como mafito principal, sucedida por hornblenda, biotita, hipersteno y más escaso clinopiroxeno. El cuarzo solo se presenta ocasionalmente como accesorio y las pastas son vítreas a hialopiliticas y excepcionalmente pilotácicas. Suelen reconocerse en ellas, en forma subordinada, agregados de tridimita-cristobalita, ópalo y/o calcedonia. Excepcionalmente estas rocas son afíricas a pobremente porfíricas.

Las brechas autoclásticas están constituidas por clastos (10-70%) angulosos o subangulosos que se distribuyen en una pasta de igual composición. Los litoclastos, de 5 a 40 cm de diámetro, son porfíricos, de pasta vítrea a hialopilitica. Presentan fenocristales de plagioclasa, anfíbol y piroxeno y como minerales accesorios apatita y magnetita.

Los diques fenoandesíticos se reconocen en la quebrada de Cóndor Armas, donde presentan potencias de 0,80-3 m y rumbos N 50° O-N 10° E, con disposición vertical a 70° E. Sus fenocristales constituyen el 35-40% de la roca y son de andesina cálcica y en proporciones semejantes hornblenda y biotita, acompañados de minerales opacos que se distribuyen en pastas pilotácicas afieltradas.

Ambiente

Las Formaciones Doncellas y Alto Laguna y las emisiones lávicas de la Formación VicuñaHuasi (Coira, 1979) corresponden a la etapa de la formación del estratovolcán Rachaite, de naturaleza calcoalcalina andesítico-dacítica (10-9 Ma, Coira, 1978), representante del volcanismo temprano del Mioceno superior de la Puna jujeña (foto 20).

Edad

En el área se inicia la actividad volcánica del estratovolcán Rachaite con un pulso representado por las formaciones Doncellas y Alto Laguna parcialmente contemporáneas y unidades acotadas temporalmente en su techo por la edad K/Ar de la Formación VicuñaHuasi (8±1 Ma, Coira, 1979). Esta a su vez tiene como límite superior a la Ignimbrita Potrerros.

Ignimbrita Abra Grande (15d)

Flujos piroclásticos pumíceos dacíticos

Antecedentes

Seggiaro (1994) definió como Ignimbrita Abra Grande a la unidad ignimbrítica inicial del centro volcánico Coranzulí.

Distribución areal

Sus afloramientos se circunscriben al noroeste del cerro Coranzulí y su perfil tipo se localiza en la quebrada de Abra Grande.

Relaciones estratigráficas

Se apoya en discordancia angular sobre las sedimentitas de la Formación Acoite (quebrada Barrealito) y lavas del Complejo volcánico Antiguo

Toloma-Pampa Barreno y sobre las formaciones Peña Colorada y Tiomayo. Está cubierta por la Ignimbrita Potrerros.

Litología

Está representada por ignimbritas de color grisáceo, ricas en cristales (40%), bien soldadas, con fragmentos líticos (5%) correspondientes en su mayoría a lavas dacíticas y pumicitas de tamaños diversos, llegando hasta los 25 centímetros. En las zonas basales estas últimas se presentan estiradas.

Suelen mostrar variaciones laterales, desde las áreas proximales al centro emisor, donde los depósitos son caóticos, con una importante fracción gruesa, brechosa, pasando niveles donde se concentran los fragmentos líticos en la base, hasta llegar a facies donde los líticos están ausentes. Las brechas, por sus características morfológicas y litológicas de brecha proximal, pasan lateralmente a facies típicamente ignimbríticas y han sido interpretadas por Seggiaro (1994) como depósitos residuales coignimbríticos (*colag-fall ignimbrites*; Wright y Walker, 1977).

El espesor promedio de esta unidad es de 50 m, disminuyendo progresivamente hacia el noroeste.

Ambiente

De acuerdo con las características morfológicas y petrológicas, se considera que esta unidad corresponde a flujos ignimbríticos con registros proximales (coignimbríticos residuales), que marcan el inicio de la etapa pliniana que culminó tras la emisión de 400 km³ (Seggiaro, 1994).

Edad

Esta unidad fue datada mediante método K/Ar en 6,8±0,15 Ma (Seggiaro, 1994).

Ignimbrita Potrerros (15e)

Flujos piroclásticos pumíceos dacíticos

Antecedentes

Seggiaro (1994) definió como Ignimbrita Potrerros a una de las tres unidades ignimbríticas que integran el Complejo volcánico Coranzulí, que se emite luego de la Ignimbrita Abra Grande.

Distribución areal

Esta unidad no tuvo una dirección única de emplazamiento por lo que se la encuentra distribuida radialmente en todas direcciones a partir del cerro Coranzulí, si bien presenta un sentido preferencial hacia el este (Seggiaro, 1994). Se ubica en el sector de Abra Grande, al noroeste del Coranzulí, donde ha sido definido su perfil tipo.

Relaciones estratigráficas

Cubre parcialmente a la Ignimbrita Abra Grande. Hacia el suroeste de la Hoja (cerro Convento) se apoya sobre sedimentitas de la Formación Acoite. Hacia el noreste cubre las sedimentitas del complejo Cochinoca-Escaya y a la Formación Tiomayo. Hacia el este cubren en parte a las secuencias lávicas y piroclásticas (formaciones VicuñaHuasi y Doncellas) del estratovolcán Rachaite.

Litología

Esta unidad ignimbrítica de color grisáceo se caracteriza por contener abundantes fragmentos de rocas ordovícicas y es rica en cristales (35-40%). Los fragmentos pumíceos contienen abundantes

fenocristales y están ligeramente estirados en la dirección del flujo. La matriz es vitroclástica. En sectores proximales los fragmentos líticos presentan distribución caótica y homogénea, mientras que en los intermedios se acumulan en la base, hasta desaparecer en los sectores distales. Presenta zonas con marcada disyunción columnar. Sus espesores son variables entre 60 a 130 metros.

Se la separa de la Ignimbrita Abra Grande por la presencia de una capa basal muy marcada rica en fragmentos líticos del Ordovícico. Hacia el techo la Ignimbrita Potreros presenta bancos de tobas y cineritas, correspondientes a niveles coignimbríticos o de cineritas de proyección aérea tardía.

Ambiente

Corresponde al segundo pulso pliniano del centro Coranzulí, caracterizado por columnas convectivas de escaso desarrollo vertical. En su ascenso afectó al basamento ordovícico.

Edad

La edad de esta unidad está acotada por las edades radimétricas de la Ignimbrita Abra Grande



Foto 20. Lavas andesíticas alteradas del estratovolcán Rachaite.

(6,8±0,15 Ma) que la precede y de la Ignimbrita Las Termas que la sucede (6,6±0,15 Ma) (Seggiaro, 1994).

Ignimbrita Las Termas (15f)

Flujos piroclásticos pumíceos dacíticos

Antecedentes

Seggiaro (1994) definió como Ignimbrita Las Termas a la unidad integrante del Complejo volcánico Coranzulí que es emitida luego de la Ignimbrita Potreros.

Distribución areal

Esta unidad está caracterizada por ser la de mayor distribución areal del complejo. Los afloramientos se encuentran en el sector SE de la Hoja, conformando el *plateau* ignimbrítico del Complejo volcánico Coranzulí, que con la Ignimbrita Potreros se extiende hasta Susques (Seggiaro, 1994).

Litología

Se caracteriza por su disyunción columnar, alto contenido en cristales (50% de cuarzo, plagioclasa y biotita) y escasa participación de fragmentos líticos. La matriz es vítrea. Contiene un elevado porcentaje de fragmentos pumíceos estirados en la dirección de transporte, ricos en fenocristales, preferentemente abundantes hacia el techo de la unidad. En la base, la Ignimbrita Las Termas presenta concentración a manera de nidos lenticulares de pumicitas y elevado contenido de fragmentos líticos de metamorfitas indicativos de un nivel de disrupción más profundo que en las fases previas. Como las dos ignimbritas anteriores, no presenta intercalaciones de sedimentos en la base. Su potencia es de 60 metros.

Ambiente

A diferencia de las ignimbritas anteriores presenta un estilo de flujo donde la velocidad es mayor en la parte superior que en la base. La dirección de flujo fue principalmente hacia el sur.

La presencia de la Ignimbrita Las Termas en el interior de la caldera y en la pared indican que habría sido emitida durante el colapso del aparato volcánico, por lo que constituye una unidad de colapso (Seggiaro, 1994).

Edad

Esta unidad ha sido datada radimétricamente mediante el método K/Ar en 6,6±0,15 Ma (Seggiaro, 1994). De los datos radimétricos obtenidos sobre las ignimbritas del Complejo volcánico Coranzulí surge que la emisión fue coetánea con las fases ignimbríticas de los cerros Panizos y Coruto (Coira *et al.*, 1996a).

Dacita Coranzulí (15g)

Lavas dacíticas

Antecedentes

Turner (1982) incluyó a esta unidad, en su levantamiento geológico de la Hoja 3ab en las andesitas de la Formación VicuñaHuasi, asignándola al Pleistoceno inferior.

Definición y relaciones estratigráficas

Se denomina Dacita Coranzulí a las lavas con que finalizó la actividad del Complejo volcánico Coranzulí. Seggiaro (1994) reconoció tres coladas lávicas dacíticas coronando a las ignimbritas antes descritas.

Distribución areal

Se circunscriben a la cumbre del cerro Coranzulí, con frentes de más de 100 m de espesor, ocasionalmente brechadas y con evidencias de alto grado de viscosidad.

Litología

Son lavas macizas, de composición dacítica y textura porfírica. Petrográficamente están constituidas por fenocristales de plagioclasa, cuarzo y sanidina, y biotita, hornblenda e hipersteno subordinados. Apatita y circón son minerales accesorios. Son frecuentes los cumulos de reabsorción. La pasta es vítrea a pilotáxica.

Ambiente

Las rocas lávicas de esta unidad corresponden a la etapa post colapso del Complejo volcánico Coranzulí, caracterizada por lavas viscosas, de escasa extensión areal, las que conforman el edificio dómico del cerro Coranzulí.

Edad

Lavas de esta unidad fueron datadas (K/Ar) en $6,73 \pm 0,20$ Ma (Aquater, 1979).

Geoquímica del Complejo volcánico Coranzulí

Las unidades ignimbríticas de Coranzulí se caracterizan por tener elevados valores de $\text{SiO}_2 = 65-70\%$ y de $\text{K}_2\text{O} = 3,4-4,8\%$ y carácter peraluminoso, encuadrándose en el campo de las dacitas calcoalcalinas ricas en K (Coira *et al.*, 1993a), mientras que las lavas lo hacen tanto en el de las dacitas como en el de las andesitas.

Las relaciones $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ determinadas en las unidades ignimbríticas, junto a las del Complejo volcánico Panizos, se encuentran dentro de las más altas para volcanitas de los Andes Centrales, con $0,711-0,712$ (Coira y Barbieri, 1989). Comparando sus REE con otras ignimbríticas con similares contenidos de SiO_2 se puede observar una elevada relación de La/Yb frente a las del complejo Panizos y de La Pacana (Coira *et al.*, 1990). Comparadas con las ignimbríticas del complejo caldérico Vilama-Coruto tienen en su mayoría relaciones La/Yb similares o levemente superiores (Coira *et al.*, 1996a).

La relación elevada de La/Yb revela una proveniencia de la fusión de una corteza gruesa con una fase residual de granate en la fuente (Coira *et al.*, 1993a).

Estructura del Complejo volcánico Coranzulí

El centro emisor Rachaite está flanqueado por una falla radial inversa y fracturado en su flanco oriental.

El análisis cinemático realizado a lo largo de los principales lineamientos con orientación N-S, NE-SO y NO-SE, en cuya intersección se asienta el área de emisión, arrojó valores indicadores de transcurrancia, con un centro distensivo localizado en el sector donde se implantó el volcán Coranzulí (Seggiaro, 1994).

COMPLEJO VOLCÁNICO PANIZOS (16)

Se reúne en esta entidad a las unidades volcánicas representantes de los distintos períodos eruptivos acaecidos durante la evolución del megacentro Panizos. Sus características petrográficas y geoquímicas permiten asignarlas a un mismo centro eruptivo y diferenciarlas de aquellos representantes de centros coetáneos, como los de Coranzulí y Vilama (foto 21).

Turner (1962) las incluyó en la Formación Lipiyoc (tobas dacíticas) y en la Formación VicuñaHuasi (andesitas y sus tobas) y las asignó al Pleistoceno inferior, sin que haya habido criterios ajustados para ello, no importando si pertenecen a centros distintos ni tampoco si representan condiciones de formación diferentes, así como distintos períodos eruptivos.

Dacita Limitayoc (16a)

Lavas dacíticas

Esta entidad representa un centro esencialmente lávico que ha antecedido a la emisión de la Ignimbrita Cerro Panizos, si bien sus características petrográficas permiten asignarla al Complejo volcánico Panizos. Fue incluida por Turner (1978) en la Formación VicuñaHuasi, junto a las lavas más jóvenes del cerro Panizos (Dacita Panizos).

Distribución areal

Se dispone al sur del complejo lávico-dómico (Dacita Panizos) conformando un edificio volcánico elongado en el sentido aproximadamente norte - sur.

Relaciones estratigráficas

Se encuentra cercada por la Ignimbrita Cerro Panizos, que la cubre y rodea.

Litología

Está integrada por una sucesión de flujos lávicos dacíticos porfíricos de colores negruzcos y grisáceos, macizos y fluidales.

Sus fenocristales (18-20% del total de la roca) se disponen en pastas hialopiliticas de vidrios incoloros a pardos, con microlitos de plagioclasa y en menor proporción hipersteno. Los fenocristales de plagioclasa (An_{46-48}) alcanzan un buen desarrollo (hasta 5 mm) y presentan zonación oscilatoria. El hipersteno muestra seriación de su tamaño a la pasta. Los fenocristales de biotita suelen presentar mayor desarrollo que los de hipersteno y frecuentes rebordes de plagioclasa y ópalos. Se reconocen xenocristales de cuarzo con bordes de reacción constituidos por agregados de plagioclasa, así como frecuentes agregados de plagioclasa, hipersteno y minerales opacos, los que podrían corresponder a coronas de reacción de xenolitos totalmente sustituidos.



Foto 21. Vista del Complejo volcánico Panizos al fondo, desde Loma Blanca.

Estructura

El edificio volcánico del cerro Limitayoc, cuyo emplazamiento ha estado controlado por fallamiento casi norte - sur, se encuentra fracturado en su extremo norte, fracturación que controla el área de alteración presente en dicho sector.

Ambiente

Corresponde a emisiones esencialmente lávicas fuertemente controladas por estructuras N-S que antecedieron a la emisión de los voluminosos flujos ignimbríticos (Ignimbrita Cerro Panizos).

Edad

Su ubicación cronológica está acotada en el techo por la edad de la Ignimbrita Cerro Panizos (UEI) datada en $6,71 \pm 0,04$ por Ort (1993). Su similitud composicional permite incluirla en el mismo complejo volcánico. No se conoce su relación con la Ignimbrita Ciénago. Se le asigna tentativamente una edad correlacionable con las dacitas del cerro Bayo (del complejo Vilama-Coruto) datadas en $7,49 \pm 0,35$ Ma (Aquater, 1979).

Ignimbrita Ciénago (16b)

Flujos piroclásticos pumíceos y depósitos de caída dacíticos

Antecedentes

Turner (1978) incluyó a esta entidad junto al resto de los flujos piroclásticos del cerro Panizos dentro de la Formación Lipiyoc, a la que definió como un conjunto de tobas dacíticas que asigna al Pleistoceno inferior.

Ort *et al.* (1989) reconocieron los dos depósitos de flujos piroclásticos que se incluyen en esta formación como los DFP3 y 4, infrayaciendo a la unidad de enfriamiento DF5 (Unidad de enfriamiento inferior de la Ignimbrita Cerro Panizos) y separadas de ella por un hiatus.

Distribución areal

Aflora en las quebradas Ciénago, Pupusayoc y Cusi-Cusi, constituyendo el sustrato piroclástico del centro ignimbrítico Panizos.

Litología

Corresponde a dos flujos piroclásticos pumíceos precedidos en ambos casos por dos niveles de caída.

En su perfil tipo, 6 km al oeste de Cusi-Cusi (Ort *et al.*, 1989), se caracterizan ambos flujos por su coloración blanquecina, abundancia de pómez (30-50% del total), de 10-15 cm de tamaño medio en el inferior y 5 cm en el superior, alto contenido en cristaloclastos de cuarzo, plagioclasa, sanidina y biotita (30%) y escasez en líticos volcánicos dacíticos (< 1%). Sus espesores alcanzan 10 m el inferior y 20 m el superior.

Los niveles de caída situados en las bases de los flujos son: el inferior, lapillítico-pumíceo de 13 cm de espesor y cinerítico grueso, cristalovítreo, de 3 cm de espesor superior.

Los flujos piroclásticos muestran incremento de espesor y mayor grado de soldamiento hacia el norte.

Relaciones estratigráficas

Se apoya discordantemente sobre secciones de la Formación Tiomayo y sobre la Toba de Cusi-Cusi ($12,43 \pm 0,08$ Ma; Ort, 1993) que también integra dicha formación. Está cubierta en discordancia erosiva por la Ignimbrita Cerro Panizos.

Ambiente

La Ignimbrita Ciénago, por sus similitudes composicionales con la Ignimbrita Cerro Panizos y con la Dacita Panizos, es integrada al mismo sistema magmático responsable de la formación del Complejo volcánico Panizos.

La presencia de sanidina en la Ignimbrita Ciénago, la falta de piroxeno, el mayor contenido en sílice y la signatura más cortical evidenciada por sus isótopos de Sr y Nd respecto de la Ignimbrita Cerro Panizos (Ort *et al.*, 1996), indican que esta entidad representa un magma ligeramente más diferenciado que el resto del sistema magmático del cerro Panizos.

Estructura

Se dispone junto al resto de las unidades del Complejo volcánico Panizos en posición subhorizontal, con ligeras inclinaciones de 2° - 3° hacia los márgenes de las unidades de flujo. Se halla afectada por fallamiento normal y dislocamientos menores, particularmente en los márgenes del edificio volcánico.

Edad

Esta entidad se encuentra acotada temporalmente por una datación realizada en la quebrada de Cusi-

Cusi de $7,87 \pm 0,59$ Ma (Ort, 1993). Marca el inicio de la actividad explosiva del Complejo volcánico Panizos. Se correlaciona temporalmente con la Ignimbrita Zapaleri del sistema caldérico Guacha, al OSO en el Altiplano boliviano, datada en $7,6 \pm 0,3$ Ma (Gardeweg y Ramírez, 1987), así como con el magmatismo lávico resurgente de la caldera Vilama-Coruto (cerro Bayo, $7,49 \pm 0,35$ Ma, Aquater, 1979).

Ignimbrita Cerro Panizos (16c)

Ignimbritas dacíticas de enfriamiento simple y compuesta

Antecedentes

Turner (1978) incluyó a la Ignimbrita Cerro Panizos en la Formación Lipiyoc, a la que definió como un conjunto de tobas dacíticas que cubren una amplia superficie desde el sector limítrofe hasta el pie occidental de la sierra de La Rinconada, asignándole a la misma una edad pleistocena inferior.

Coira y Mazzoni (1986), al estudiar el centro volcánico del cerro Panizos, diferenciaron dentro del conjunto de depósitos de flujos piroclásticos que lo integran los miembros C y D que se corresponden con la Ignimbrita Cerro Panizos, si bien el primero incluye en su base a la Ignimbrita Ciénago. En estudios posteriores, Ort *et al.* (1989) distinguieron tres unidades de depósitos de flujos piroclásticos, los que Ort (1993) reunió en la Ignimbrita Cerro Panizos, incluyendo a las dos inferiores (DFP5 y DFP6) en la unidad de enfriamiento inferior y el depósito de flujo piroclástico (DFP7) en la unidad de enfriamiento superior.

Distribución areal

La Ignimbrita Cerro Panizos conforma el *plateau* o escudo del cerro Panizos, de unos 40 km de diámetro, encontrándose cubierta en la zona central de dicha estructura por un conjunto de centros lávicos dómicos de 10 a 15 km de diámetro, cuyos picos más conspicuos marcan el límite entre la Argentina y Bolivia. Afloramientos discontinuos de esta unidad se extienden en territorio argentino en el valle del río Granada-San Juan de Oro.

La unidad de enfriamiento superior (UES) tiene, a diferencia de la inferior (UEI), una distribución mucho más restringida, margina escasamente el sistema central de edificios lávico-dómicos dacíticos y se extiende a manera de abanico orientado directamente al oeste del mismo, cubriendo en forma total a la UEI en dicho sector.

Relaciones estratigráficas

Esta unidad se apoya en discordancia sobre la Ignimbrita Ciénago, como se observa en el margen oriental del escudo, en las quebradas Ciénago, Pupusayoc y Cusi-Cusi, mientras hacia el SE del mismo cubre a secuencias piroclásticas distales del complejo Vilama-Coruto y a las lavas de la Dacita Limitayoc.

Está cubierta por flujos lávicos dacíticos que conforman el sistema de domos centrales del complejo.

Litología

La Ignimbrita Cerro Panizos se caracteriza por su composición dacítica, riqueza en cristales (hasta 50% en pómez) y escasez en fragmentos líticos <1%. Consiste en una unidad ignimbrítica de enfriamiento simple (UEI), la que es cubierta por una unidad de enfriamiento compuesta (UES), mediando entre ambas, depósitos piroclásticos estratificados (*surges* y flujos piroclásticos). Su perfil tipo se localiza en la quebrada de Cusi-Cusi, 1 km hacia el oeste del borde del *plateau* ignimbrítico (Ort, 1993).

Unidad de enfriamiento inferior (UEI)

En su base suele presentar un nivel de lapillita rica en cristales (plagioclasa, biotita e hipersteno accesorio) de 1 m de potencia.

La unidad ignimbrítica se presenta en los 1-2 m basales no soldada. Grada hacia los niveles superiores a una zona densamente soldada de 50-100 m de espesor, la que pasa nuevamente hacia el techo a una ignimbrita moderadamente soldada a no soldada, afectada por fase vapor. Por encima se dispone una sección de 10-50 cm con diaclasamiento columnar y moderada a incipiente soldadura afectada por cristalización a fase vapor. El perfil es típico de secuencias ignimbríticas de enfriamiento simple.

Los pómez de esta unidad, con tamaños que van de <1 cm a 80 cm, contienen 10% de cristales, representados por biotita, plagioclasa, cuarzo y escaso ortopiroxeno y sus vesículas componen < 20% del volumen total. Los fragmentos líticos (volcanitas terciarias, sedimentitas ordovícicas, tonalitas) generalmente constituyen < 1%, pueden alcanzar excepcionalmente el 10%.

El contenido de cristales en la matriz va de 40-75% en volumen y los fragmentos líticos < 1%.

Se observa una zona de concentración de pómez de 2 m de espesor hacia el techo de la unidad. En ella se reconocen 2 tipos de pómez, así como orbículas ovales con anillos concéntricos de

granulometría gruesa y fina en forma alternante y fragmentos de tonalitas. Uno de los pómez de coloración clara, rico en cristales y pobre en vesículas es dominante (98% del total), mientras que el otro tipo es gris oscuro y también rico en cristales.

Unidad de enfriamiento superior (UES)

A 6 km del complejo dómico central, la unidad ignimbrítica se apoya sobre una secuencia de 1 a 5 m de potencia integrada por depósitos de *surge* finamente estratificados en bancos de 1 a 20 cm sucedidos por flujos piroclásticos macizos. En otros casos se dispone directamente sobre la Unidad de Enfriamiento Inferior.

Los depósitos ignimbríticos varían desde friables y no soldados a densamente soldados, alcanzando espesores totales que van de 30 a 165 metros.

Niveles pumíceos bien a moderadamente seleccionados, se distribuyen en varios niveles dentro de la Unidad de enfriamiento superior.

Los pómez son similares a los de la unidad inferior si bien contienen también cristaloclastos de hipersteno. Se reconocen dentro de ellos dos tipos, los que difieren solamente en el grado de soldamiento.

Es característico en esta unidad la mayor abundancia de fragmentos líticos (hasta 10% en volumen) en relación con UEI. Tanto el espesor, como el grado de soldamiento, el tamaño de los pómez y líticos y el tipo de clastos de esta unidad varía en forma notoria alrededor del centro ignimbrítico.

Estructura

La Ignimbrita Cerro Panizos se dispone inclinando 4°-8° hacia el interior del complejo de lavas dómicas desde una línea de quiebre de pendiente que pasa por las cercanías del cerro Limitayoc y por las cabeceras de la quebrada de Pupusayoc y desde la que desciende con un ángulo de 2°-3°, características con las que se dispone en el total de la estructura en escudo que caracteriza al Complejo volcánico Panizos. El margen oriental de dicho edificio volcánico se encuentra afectado por estructuras de colapso a través de las cuales se ha producido una orla de bloques deslizados en los que están involucradas rocas de las formaciones Peña Colorada y Tiomayo, y de las ignimbríticas Ciénago y Cerro Panizos.

El Complejo volcánico Panizos presenta en su centro una estructura subcircular deprimida margina-

da por un anillo de domos, reflejo de la instalación de una caldera de colapso tipo *down-sag* (Ort, 1993).

Edad

La Ignimbrita Cerro Panizos ha sido datada por Ort (1993) mediante el método Ar_{40}/Ar_{39} sobre biotitas de pómez, arrojando valores de $6,71 \pm 0,04$ (UEI) y $6,80 \pm 0,02$ (UES). Es correlacionable con el conjunto de ignimbritas del Complejo volcánico Coranzulí, datadas en 6,6-6,8 Ma (Seggiaro, 1994).

Dacita Panizos (16d)

Lavas dacíticas

Antecedentes

En esta unidad se reúnen las lavas de la plataforma y domos de composición esencialmente dacítica y excepcionalmente andesítica. Fueron agrupadas por Turner (1978) en la Formación VicuñaHuasi, que asignó al Pleistoceno. Han sido consideradas por Ort *et al.* (1989) como lavas dacíticas que conforman una plataforma sobre la que se han edificado los conos lávicos dómicos de composición semejante, ambos representantes tardíos del centro emisor volcánico del cerro Panizos. Ort (1993) los señaló como representantes de un volcanismo post caldera que inundó el área de la depresión, al que dató en $6,12 \pm 0,07$ Ma en el cerro Ramada.

Distribución areal

Se distribuyen en el núcleo del sistema caldérico conformando una plataforma lávica basal que se prolonga en el norte a través de un flujo de 10 km de diámetro. Sobre ella se emplaza un sistema de domos según estructuras anulares de 10-15 km de diámetro.

Relación estratigráfica

Las lavas de la plataforma componen un amplio *plateau* que cubren a la Ignimbrita Cerro Panizos y ocultan la estructura caldérica de dicho centro. Los flujos proximales de la plataforma son cubiertos parcialmente por un sistema central de domos de 10-15 km de diámetro.

Litología

Los flujos lávicos que configuran la plataforma corresponden a dacitas hipersténicas en las que los

fenocristales conforman el 35-49% del total y se distribuyen en pastas hialopiliticas inhomogéneas en las que se distinguen tablillas de An_{40-42} , hipersteno, magnetita e ilmenita, seriadas en tamaño a los fenocristales. Estos últimos están representados por cristales tabulares de plagioclasa frecuentemente asociados a opacos y con ligera extinción fragmentosa. Suelen reconocerse xenocristales de cuarzo con bordes de reacción con la pasta, en los que se desarrollan láminas de biotita, esta última también con incipiente desarrollo se asocia en pasaje al hipersteno. En algunos casos los fenocristales de minerales fémcicos son de biotita y más escasa lamprobolita, esta última forma xenocristales con fuertes rebordes de desferrización o con bordes de reacción de plagioclasa, hipersteno y opacos, los que llegan a constituir, junto a magnetita e ilmenita, pseudocumulatos nucleados por xenocristales.

Los domos son mono y poligénicos, de composición dacítica. Presentan textura porfírica con contenidos de fenocristales que oscilan entre 8 y 25%. Los fenocristales de plagioclasa (An_{42-46}) poseen zonación oscilatoria normal y frecuentemente estructura cribada. El hipersteno muestra pleocroismo moderado a suave y menor desarrollo que los fenocristales de biotita. Esta última tiene bordes de reacción constituidos por agregados de hipersteno, plagioclasa y opacos. Las pastas son hialopiliticas con microlitas de plagioclasa, hipersteno y minerales opacos y en algunos casos desarrollo de sectores irregulares con cristobalita y opacos. Se reconocen xenocristales de cuarzo, así como agregados de labradorita ácida, hipersteno, biotita, espinelo y minerales opacos.

Estructura

Los domos dispuestos en gran medida según estructuras anulares se encuentran afectados por fracturación ONO-ESE, como se observa en los cerros Crucesnioj y Ramada.

Fracturación de rumbo NO-SE y NNO-SSE afecta al complejo volcánico y ha controlado en el mismo parte de sus emisiones lávicas (p.ej. cerro Tucunquis, Bolivia) como la instauración de sistemas hidrotermales, como en los cerros Crucesnioj y Ramada.

Ambiente

Las dacitas lávicas se emplazaron poco después de la formación de la caldera de colapso asociada a la emisión de la Ignimbrita Cerro Panizos, llenando

gran parte de la depresión, no habiéndose reconocido sus bocas de emisión. La erupción dentro de ellas de un flujo poco espeso de 10 km de longitud hacia el norte, sugiere para este caso en particular una menor viscosidad del magma, así como una alta tasa de erupción durante su emplazamiento. Un sistema de domos mono y poligénicos se implantó a continuación, controlado por fracturación anular vinculada al desarrollo del sistema caldérico.

Edad

La edad de esta unidad está acotada por la datación K/Ar de $6,12 \pm 0,07$ Ma (Ort, 1993) realizada en una lava del cerro Ramada, constituyendo su límite inferior las dataciones obtenidas en la unidad de enfriamiento superior de la Ignimbrita Cerro Panizos, de $6,80 \pm 0,02$ Ma (Ort, 1993).

Geoquímica del Complejo volcánico Panizos

Las rocas volcánicas del cerro Panizos presentan contenidos de SiO_2 entre 61-66% y 3,3-4,2% K_2O , perteneciendo a las series calcoalcalinas ricas en K_2O . Son peraluminosas ($1 < A/CNK < 1.2$), encuadrándose la mayoría en el campo de las dacitas, si bien los flujos más jóvenes de la Ignimbrita Cerro Panizos (UEI) y una minoría significativa de las lavas son andesíticos. El contenido total de SiO_2 y de elementos como MgO , Fe_2O_3 , TiO_2 incrementa hacia UES. Por otra parte, se observa en ellas decrecimiento de Fe_2O_3 y CaO e incremento de K_2O con el aumento en el contenido en SiO_2 , consistente con procesos de fraccionamiento.

Se registra una fuerte correlación negativa entre SiO_2 y elementos traza como Nb, Sr, V y Pb, así como una débil correlación negativa con Y y Zr, mientras que el Rb tiene una correlación positiva. Exhiben una fuerte pendiente de las tierras raras livianas (LREE) y suave de las pesadas (HREE), notándose decrecimiento en la pendiente de las primeras a lo largo de la secuencia volcánica. Se reconocen pequeñas anomalías de Eu en la mayoría de las muestras.

Se observa decrecimiento en las relaciones La/Yb a lo largo de la evolución del complejo, la que puede correlacionarse con decrecimiento en el contenido de granate residual en la fuente, o con cantidades decrecientes de participación de un contaminante de la corteza superior.

Las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb son muy corticales, con relaciones iniciales $\text{Sr}^{86}/$

$\text{Sr}^{87}=0,711$ a $0,715$ y $\Delta\text{Nd}=-7,5$ a $-10,2$ y relaciones isotópicas Pb prácticamente constantes $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}=18,85$, $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{204}=15,67$ y $\text{Pb}^{208}/\text{Pb}^{204}=38,80$ (Ort *et al.*, 1996).

Las rocas que anteceden a la Ignimbrita Cerro Panizos presentan las relaciones isotópicas iniciales de Sr más altas, evidenciando un carácter más crustal.

Dentro de ellas, la Ignimbrita Ciénago representa a un magma ligeramente más diferenciado, con isótopos de Sr y Nd más crustales respecto al resto del Complejo volcánico Panizos.

Por otra parte, la Ignimbrita Cerro Panizos muestra decrecimiento hacia el techo de las relaciones iniciales de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$.

Las relaciones $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ en las lavas de la plataforma son uniformes $=0,7144$, mientras que las de los domos varían de $0,7109$ a $0,7127$ (Ort *et al.*, 1996).

Cálculos de mezcla de fraccionamiento cristallino usando concentraciones de Sr, Nd, Pb y sus radioisótopos, indican que los valores observados pueden ser explicados por procesos de asimilación y cristalización fraccionada en una zona Mash en la corteza inferior, imperantes durante el total de la evolución del Complejo volcánico Panizos (Ort *et al.*, 1996).

2.3.6. MIOCENO SUPERIOR - PLIOCENO

COMPLEJO VOLCÁNICO VILAMA-CORUTO (17)

Antecedentes

El Complejo volcánico Vilama fue definido por Coira *et al.* (1996b). Constituye un ejemplo excepcional de calderas anidadas que ha evolucionado con la emisión de voluminosos flujos piroclásticos, acompañados por estructuras de hundimiento, etapas de resurgencia y domamiento, y erupciones lávicas post colapso, dentro del lapso $8,9 < t < 2,03$ Ma (foto 22).

Las unidades de este complejo han sido consideradas por Turner (1982) dentro de las Formaciones Lipiyoc, Vicuñahuasi y Zapaleri. Coira *et al.* (1996a y b) han reconocido tres ciclos dentro de la evolución del complejo.

Relaciones estratigráficas

El complejo se instauró sobre un basamento representado por secuencias clásticas ordovícicas de edad arenigiano-Ilanvirniana, sedimentitas del Grupo Salta (Cretácico superior-Eoceno medio), secuen-

cias clásticas-volcanoclásticas del Eoceno superior a Mioceno medio de las formaciones Peña Colorada y Tiomayo y Complejos Volcánicos Antiguo Toloma-Pampa Barreno y Pairique.

Ignimbrita Granada (17a)

Flujos piroclásticos pumíceos dacíticos, escasos depósitos de oleadas piroclásticas y de unidades piroclásticas de caída

Antecedentes

Esta unidad constituye una sucesión de flujos piroclásticos dacíticos de color gris blanquecino, los que marcan el inicio del volcanismo explosivo del primer ciclo evolutivo del complejo Vilama. Turner (1982), en la Hoja Geológica 3ab Mina Pirquitas, reúne a esta entidad en las formaciones Lipiyoc y VicuñaHuasi.

Distribución areal

Sus principales afloramientos extracaldera se registran en el sector nordeste de la depresión de Vilama, en el cerro Caucani y en el área del cerro Granada- Mesada de Molenuyoc. Al norte del cerro Oros mayo, esta unidad presenta espesores totales de hasta 350 metros (foto 23).

En el sector oriental del nevado de San Pedro-Torona y hacia el nordeste del río Zapalery y lado occidental del cerro Colla afloran secuencias ignimbríticas que se correlacionan con las ignimbritas aflorantes en el área Granada-Caucani.

Litología

Esta unidad está representada por una sucesión de flujos piroclásticos de color gris-blanquecino, con espesores de 2 a 8 m, a los que se asocian niveles de *surge* y ocasionalmente depósitos de caída. Se caracterizan por presentar soldamiento moderado a variable y aspecto macizo. Son ricos en cristales (25-55%), con un contenido moderado en pómez (5-20%) y pobre en líticos (1-7%). Los cristaloclastos son: plagioclasa An_{43-48} , cuarzo, escasa sanidina, biotita y ortopiroxeno hacia los niveles cuspidales. Los pómez son pobres en vesículas, algunos fibrosos y cristalinos. La relación pómez/matriz es variable, acumulándose hacia los niveles medios a altos de los flujos. Los fragmentos líticos son principalmente de sedimentitas ordovícicas en las secciones inferiores y dacíticos en las cuspidales. Suele reconocerse como rasgo distintivo en esta entidad, la presencia de orbículas con anillos de granometría y composición contrastante (plagioclasa-ortopiroxeno/biotita, opacos), similares a



Foto 22. Ignimbritas del Complejo volcánico Vilama - Coruto y depósitos del Grupo Salta en el sector de la mina Bonanza.



Foto 23. Flujos piroclásticos de la Ignimbrita Granada.

las descritas por Ort (1992) en el cerro Panizos, e interpretadas como indicadores de erupciones del magma a través de una cúpula rica en agua.

Relaciones estratigráficas

En el sector nordeste del complejo Vilama-Coruto, la Ignimbrita Granada cubre en discordancia a la Ignimbrita Orosmayo datada en este trabajo en $10,3 \pm 0,5$ Ma (K/Ar, Laboratorio Sernageomin), así como a las formaciones Acoite y Tiomayo. Al sur y norte del cerro Caucani, como en el río Zapaleri a la altura del cerro Brajma, es cubierta por la Ignimbrita Vilama. En el interior de la depresión descansa sobre la Ignimbrita Pampa Barreno del Complejo volcánico Antiguo Toloma- Pampa Barreno en la localidad homónima. En el sector norte del nevado de San Pedro-Torona, estos flujos están cubiertos por la Ignimbrita Ceja Grande y en el sur por lavas del nevado de San Pedro.

Ambiente

La identificación de flujos piroclásticos de la Ignimbrita Granada distribuidos desde un alto to-

pográfico, con espesores decrecientes hacia el nordeste y este, que marginan la depresión de Vilama, junto a los datos de anisotropía de susceptibilidad magnética (Somoza *et al.*, 1994) y a sus fábricas, indicando direcciones de proveniencia desde dicho alto, permiten postular un borde de caldera en esa posición. El mismo se encontraría parcialmente oculto por los edificios volcánicos Granada-Caucani-Campanario, representantes de la reactivación magmática del sistema.

Los depósitos ignimbríticos que se encuentran aflorando al sur del cerro Tinte y este del nevado de San Pedro-Torona, presentan una posición menos clara por la falta de borde topográfico asociado a ellos. Esto plantea la posibilidad de que dicho sector hubiera actuado a manera de bisagra durante el desarrollo de una caldera tipo *trap-door* (Coira *et al.*, 1996a), a la que se habría asociado la emisión de la Ignimbrita Granada.

Edad

Daticiones radimétricas K/Ar de esta unidad, arrojaron una edad de $8,9 \pm 0,2$ Ma (Aquater, 1979).

Ignimbrita Vilama (17b)

Ignimbritas dacíticas

Antecedentes

Esta unidad es reconocida por Coira *et al.* (1996a) en la depresión de Vilama. Turner (1982), en la Hoja Geológica 3ab Mina Pirquitas, la integró en forma no discriminada e indistinta a las formaciones Lipiyoc y Vicuñahuasi.

Distribución areal

La Ignimbrita Vilama alcanza gran difusión areal en la depresión de Vilama. Sus principales afloramientos se emplazan al norte y sur del cerro Salle. En el interior de la depresión constituye un afloramiento continuo de amplia difusión, que se extiende desde el sur del Salle hasta las proximidades de Pairique. Los flujos tienen una suave pendiente (4-8°) desde el borde topográfico norte de la caldera, hacia su interior.

Presenta al pie del cerro Salle espesores de 70 m sin que aflore su base. Al este del cerro Pululus alcanza 15 m y al sur de la laguna de Vilama 4 metros. Los afloramientos que se encuentran al este del cerro Salle tienen un espesor de 40 m, cubriendo a la Ignimbrita Granada.

Litología

Esta unidad está integrada por flujos ignimbríticos dacíticos que se caracterizan por la coloración rosada, carácter macizo y alta proporción de cristales (40-60%), así como por la ausencia de niveles de caída o *surge* asociados. Tiene un contenido moderado en pómez (5-15%) y escasez en líticos (2-5%). Sus cristaloclastos son cuarzo, plagioclasa (An_{32-26}) albitizada incipientemente, biotita parcialmente desferrizada como el mineral máfico dominante (10-15%), escasos ortopiroxeno y hornblenda y clinopiroxeno sólo ocasional.

Relaciones estratigráficas

En el flanco norte del cerro Salle, la Ignimbrita Vilama está cubierta por la Ignimbrita Salle y lavas del Salle. Hacia el sector nordeste de la caldera, las lavas de los cerros Caucañi-Solterío descansan sobre esta ignimbrita. En el sector este de la laguna de Vilama, está cubierta por la Ignimbrita Pululus. En el paraje Toloma se apoya sobre el Complejo volcánico Antiguo Toloma. Al sur de la laguna de Vilama

está cubierta por la Ignimbrita Ceja Grande. Al norte del cerro Caucañi cubre discordantemente a la Ignimbrita Granada.

Ambiente

La emisión de la Ignimbrita Vilama marca el comienzo de una nueva etapa explosiva, el segundo ciclo evolutivo del complejo Vilama, iniciado a los $8,49 \pm 0,2$ Ma (Coira *et al.*, 1996b).

La emisión estuvo asociada a una estructura de hundimiento anular, que a manera de arco se encuentra marginada parcialmente por los edificios Caucañi-Solterío y Salle-Alcoak. Su emplazamiento fue preferencialmente hacia el interior de la depresión, observándose una pendiente (4-8°) de sus flujos desde el borde topográfico norte de la depresión de Vilama hacia su interior. Presenta su máximo espesor en las inmediaciones del cerro Salle, el que disminuye progresivamente hacia el sur de la laguna de Vilama. Las variaciones en espesor, así como el cambio de pendiente, plantean la posibilidad de que la emisión de la Ignimbrita Vilama haya estado controlada por dicho borde y asociada con la formación de estructuras de hundimiento tipo *down-sag* que habrían acompañado a esta etapa explosiva.

En el sector nor-noroeste de la depresión, en el cerro Coruto, la Ignimbrita Vilama se halla fuertemente deformada por un episodio de resurgencia magmática y domamiento que habría tenido lugar al mismo tiempo en que se formaba la Caldera Guacha (Mobarec y Heuschmidt, 1994), ubicada inmediatamente al oeste del Complejo Vilama.

Edad

La Ignimbrita Vilama está acotada temporalmente por una edad K/Ar de 8,49 Ma (Aquater, 1979).

Ignimbrita Capaderos (17c)

Ignimbritas dacíticas

Antecedentes

Coira *et al.* (1996a) reúnen en esta unidad a una sucesión de flujos piroclásticos dacíticos pardo grisáceos a rosados, representantes de un volcanismo explosivo reconocido en ambos márgenes del río Zapaleri. Turner (1982) la integró, junto a otras unidades del complejo, en la Formación Lipiyoc.

Distribución areal

Esta unidad constituye un afloramiento localizado. Se emplaza en el borde de la caldera, en el sector sud-sudoeste de la depresión de Vilama, en el paraje Capaderos. Sus afloramientos se encuentran a ambos márgenes del río homónimo. Presenta espesores que no superan los 15 m, sin aflorar su base.

Litología

La ignimbrita se caracteriza por presentar coloración grisácea rosada a pardo grisácea, moderada a alta compactación de sus pómez (hasta 1:8) y buen desarrollo de diaclasamiento subhorizontal, coincidente con zonas de alto soldamiento de sus fragmentos pumíceos. Son rocas ricas en cristales (30-40%), moderadas en pómez (10-20%) y pobres en líticos (1-2%). Los cristaloclastos están representados por andesina cálcica, cuarzo, biotita (10%) y ortopiroxeno (5-2%). La matriz vitroclástica tiene moderado a intenso grado de soldamiento y total desvitrificación a agregados cuarzo-feldespáticos. Los fragmentos pumíceos suelen exhibir un aplastamiento moderado a intenso, alcanzando en los niveles de mayor soldamiento relaciones 1:5.

Relaciones estratigráficas

Por el este se relaciona con la Ignimbrita Granada por medio de fracturas con orientación NNO. En el flanco sur del cerro Tinte, la Ignimbrita Capaderos está cubierta por las lavas procedentes de dicho edificio volcánico. En el sector sudoeste del afloramiento, infrayace a la Ignimbrita Zapaleri. En el paraje del cerro Ceja Grande está cubierta por afloramientos saltuarios de la Ignimbrita Ceja Grande.

Ambiente

La Ignimbrita Capaderos representa a un volcanismo explosivo volumétricamente restringido, del segundo ciclo evolutivo de la caldera, emplazado contemporáneamente con la emisión de la Ignimbrita Vilama, por bocas localizadas en el ángulo sudoeste de la depresión, a lo largo de fracturas con orientación NNO.

Edad

Esta unidad no cuenta con dataciones. Su posición estratigráfica está acotada en su límite superior

por la Ignimbrita Ceja Grande, datada en este trabajo en $8,3 \pm 0,6$ Ma (K/Ar Sernageomin).

Ignimbrita Salle (17d)

Flujos ignimbríticos andesíticos

Antecedentes

Esta entidad reúne flujos piroclásticos andesíticos fuertemente soldados. Fue reconocida por Coira *et al.* (1996b) al pie del cerro Salle, en el sector norte de la depresión de Vilama. Turner (1982) la integró a la Formación Lipiyoc, junto a otras unidades del complejo.

Distribución areal

Esta unidad constituye afloramientos localizados en los flancos nordeste y sur del cerro Salle.

Litología

Presenta coloración pardo grisácea clara a oscura y es bien compacta. Se caracteriza por tener en sus miembros basal e intermedio, flujos piroclásticos de buena compactación y soldamiento, con fragmentos pumíceos vitrofíricos negruzcos, con evidencias de aplastamiento. El miembro superior, solo presente en el sector norte, reúne a una sucesión de depósitos de caída pumíceos y flujos piroclásticos alternantes, de color blanquecino y menor grado de compactación que los otros miembros.

Los miembros basal e intermedio están constituidos por flujos piroclásticos ricos en cristales (35-40%), moderados en pómez (15-30%), con líticos de andesitas y dacitas (< 1%). Se caracterizan por un moderado a alto soldamiento de su matriz vitroclástica y de sus fragmentos pumíceos, con relaciones ancho largo 1:3-1:6 y ordenamiento subparalelo. La matriz vitroclástica aglutinada y desvitrificada a agregados cuarzo-feldespáticos, muestra claras texturas eutaxíticas. Los cristaloclastos están representados por andesina media (55%) zonal y fresca, biotita (25%) y ortopiroxeno (8%).

En el miembro superior los flujos piroclásticos son moderados en pómez (30-40%), así como en cristales: plagioclasa, cuarzo, biotita, hipersteno (20-35%) y contienen líticos andesíticos y dacíticos sólo accesorios (< 1%). Los depósitos de caída alternantes, de 0,20 a 10 m de espesor,

están compuestos por pómez fibrosos vítreos que alcanzan, en los niveles basales, hasta 10 cm de diámetro.

Relaciones estratigráficas

Esta unidad sobreyace a la Ignimbrita Vilama y está cubierta por la Ignimbrita Bonanza y por las lavas dacíticas del cerro Salle.

Ambiente

La Ignimbrita Salle representa un volcanismo explosivo volumétricamente restringido, acontecido en el segundo ciclo evolutivo de la caldera Vilama. Esta actividad tuvo lugar a través de estructuras de colapso previas, reactivadas localmente (cerro Salle).

La disminución de espesores de las distintas unidades de la Ignimbrita Salle a medida que se alejan del centro, junto con la dirección de inclinación de sus flujos, la orientación en ella de los fragmentos, así como su fábrica magnética (direcciones K_1 , Somoza *et al.*, 1994) indican que se habrían derramado desde el cerro Salle hacia el norte y sur.

Estos flujos, caracterizados en sus miembros basal e intermedio por su homogeneidad, reducido número de unidades de flujo, ausencia de depósitos de caída interpuestos y alta a moderada compactación de los pómez, indicarían condiciones de erupciones con escaso desarrollo vertical de la columna eruptiva y alta viscosidad y temperatura.

Edad

Esta entidad cuenta, a través del presente trabajo, con una datación de $8,4 \pm 0,6$ Ma (K/Ar sobre biotita, ver cuadro 1). Su límite cronoestratigráfico inferior está datado por la Ignimbrita Vilama ($8,49 \pm 0,2$ Ma), sobre la cual se apoya.

Ignimbrita Ceja Grande (17e)

Ignimbritas andesíticas

Antecedentes

Esta unidad reúne a flujos piroclásticos andesíticos volumétricamente restringidos. Coira *et al.* (1996b) la reconocieron en el sector del cerro Colla-Ceja Grande. Turner (1982) la reunió complejamente en la Formación Lipiyoc.

Distribución areal

Se distribuye en escasos y dispersos afloramientos en el área del cerro Colla-Ceja Grande, en el sector sudoeste de la laguna de Vilama, los que marginan la estructura de colapso del sur del cerro Tinte- laguna Blanca.

Litología

Constituye una unidad ignimbrítica de color negro, alta compactación, aspecto vítreo y fuerte aglutinación de su matriz vitroclástica. Al microscopio, sus cristaloclastos, entre el 40-50% del total, son de andesina media a cálcica (30%), cuarzo (30%), biotita (30%), lamprobolita (10%) y ortopiroxeno (10%). La matriz es esencialmente vítrea y la conforman agregados de fragmentos pumíceos estirados y de fuerte aglutinamiento.

Relaciones estratigráficas

Se apoya sobre las ignimbritas Vilama, Capaderos y Granada. Infrayace a la Ignimbrita Bonanza en el sector sur del cerro homónimo.

Ambiente

Esta unidad representa un volcanismo localizado, consistente en flujos piroclásticos volumétricamente reducidos, controlados por fracturas de colapso que marginan el flanco sur del cerro Tinte- laguna Blanca en el sector oeste de la depresión de Vilama.

Edad

La Ignimbrita Ceja Grande ha sido datada por el método K/Ar en $8,3 \pm 0,6$ Ma.

Lavas tempranas de los cerros Bayo, Brajma, Salle y Oros mayo (17f)

Lavas dacíticas y andesíticas

Antecedentes

Las coladas lávicas dacítico-andesíticas que conforman los cerros Bayo y Brajma, han sido definidas por Coira *et al.* (1996a) como un conjunto lávico temprano post colapso del oeste del complejo caldérico Vilama-Coruto. Turner (1982), en la Hoja geológica 3ab, Mina Pirquitas, no estableció

una clara diferencia de estas lavas con las ignimbritas emplazadas en la depresión y asignó a ambas a la Formación Vicuñahuasi.

Distribución areal

Los cerros Bayo, Brajma y Salle corresponden a centros dómicos emplazados en el nor-noroeste y sud-sudoeste de la depresión de Vilama (foto 24).

Litología

Está formada por lavas dómicas de composición dacítico-andesítica. Las lavas están integradas por rocas de tono pardo oscuro a pardo grisáceo o gris, de tintes rojizos, bien compactas, macizas, de textura porfírica, con fenocristales de hasta 10 mm, representados por plagioclasa (An_{48-50}), ortopiroxeno y lamprobolita con gruesos rebordes de opacos y en pasaje a biotita. Xenocristales de cuarzo muestran frecuentes bordes de reacción de clinopiroxeno. La pasta está constituida por microlitas de plagioclasa a las que se asocian olivina, ortopiroxeno y escaso feldespato alcalino.

Ambiente

Este conjunto lávico temprano es representante de un volcanismo post colapso caldérico y su emisión fue controlada por estructuras subcirculares y casi N - S. Su localización en el sector noroeste de la depresión de Vilama indicaría, junto a la resurgencia magmática que produjo el domamiento de la Ignimbrita Vilama en el cerro Coruto, migraciones de la cámara magmática hacia el sector noroeste de la depresión de Vilama para esos tiempos.

Edad

La edad de las lavas está acotada por la datación K/Ar de una colada dacítica del cerro Bayo, de $7,49 \pm 0,35$ Ma (Aquater, 1979).

Ignimbrita Zapaleri (17g)

Ignimbritas dacíticas

Antecedentes

Se reúnen en esta unidad una sucesión de flujos piroclásticos dacíticos, reconocidos por Coira *et al.* (1996b) como Ignimbrita Zapaleri al pie del cerro homónimo. Turner (1982) la integró a las formaciones Vicuñahuasi y Zapaleri.

Distribución areal

Sus afloramientos ingresan a territorio argentino desde Chile, por el lado sudoeste de la depresión de Vilama y se extienden a lo largo del río homónimo, en ambas márgenes, hasta las proximidades del río Tinte. Alcanza en el área de la Hoja un espesor máximo de 130 m en el río Zapaleri, al este del cerro homónimo (foto 25).

Litología

Los flujos presentan coloración pardo rosada clara, moderada a alta compactación y carácter masivo. Muestran riqueza en cristales (45-55% de matriz) con un contenido moderado en pómez (8-30%) y pobre a moderado en líticos (5-8%), correspondientes a dacitas y andesitas. Sus cristaloclastos están representados por cuarzo (20%), andesina sódica (40%), sanidina ocasional y biotita (25%).

En las secciones baja y media, los fragmentos pumíceos tienen moderado aplastamiento (1:2-1:3) y exhiben modificaciones de fase vapor hacia su techo.

Relaciones estratigráficas

Esta unidad infrayace a secuencias piroclásticas asignadas a la Ignimbrita Atana por Gardeweg y Ramírez (1985) y se apoya sobre la Ignimbrita Capaderos. Esta última relación es observada a lo largo de la margen izquierda del río Zapaleri, hasta las proximidades del río Tinte.

Ambiente

Estos flujos representan un episodio explosivo que habría tenido lugar en la caldera Guacha (Mobarec y Heuschmidt, 1994) situada en el extremo sudoccidental de Bolivia, en la frontera con Chile y Argentina, y corresponderían a las facies extracaldera.

Edad

Al sur del cerro Zapaleri esta unidad ha sido datada en $7,6 \pm 0,3$ Ma (Gardeweg y Ramírez, 1985). Se la correlaciona con la Formación Guacha, asociada en territorio boliviano a la formación de la caldera resurgente de Guacha (Mobarec y Heuschmidt, 1994).

Lavas del cerro Morado (17h)

Flujos lávicos y conos de ceniza andesítico- basálticos

Antecedentes

A esta unidad corresponden flujos lávicos y conos de escorias de composición andesítico-basáltica. Coira *et al.* (1996b) la reconocieron en los flancos este (cerro Morado) y sudoeste (cerro Bitiche) del complejo volcánico Vilama.

Turner (1982) la definió como Formación Bitiche y la asigna al Pleistoceno.

Distribución areal

Sus principales afloramientos se localizan en el sector sudeste y sudoeste de la depresión de Vilama.

Litología

Está compuesta por andesitas basálticas negras a moradas de textura pobremente porfírica, con escasos fenocristales (<10%) de olivina en pasaje a iddingsita, ortopiroxeno y excepcionalmente labradorita sódica.

La pasta está constituida por tablillas de plagioclasa inmersas en vidrio acompañadas por cristales de ortopiroxeno, clinopiroxeno y magnetita. Suelen observarse xenocristales de cuarzo con bordes de reacción de clinopiroxeno-ortopiroxeno y magnetita.

Relaciones estratigráficas

Las lavas del cerro Morado se apoyan en discordancia sobre el Ordovícico y sobre sedimentitas de la Formación Peña Colorada. Hacia el oeste-sudoeste cubren a ignimbritas del Complejo volcánico Pairique. Las lavas del cerro Bitiche cubren a pórfiros dacíticos del Complejo volcánico dómico Laguna de Pozuelos y a andesitas y andesitas basálticas del Complejo volcánico Antiguo Toloma-Pampa Barreno.

Ambiente

Con la emisión de estos flujos lávicos andesítico-basálticos post colapso, concluye el segundo ciclo evolutivo de la caldera Vilama. Las emisiones fueron controladas por fracturas de rumbo aproxima-



Foto 24. Conjunto lávico dómico temprano de los cerros Bayo, Brajma, Salle y Orosmayo. Brecha del Salle.



Foto 25. Ignimbrita Zapaleri en el río homónimo.

damente N - S, en el caso del cerro Morado, y NO-SE en el del cerro Bitiche.

Edad

Esta unidad está acotada temporalmente por la datación K/Ar de $6,7 \pm 0,4$ Ma realizada en lavas del cerro Morado (Coira *et al.*, 1996b).

Ignimbrita Bonanza (17i)

Flujos piroclásticos pumíceos dacíticos

Antecedentes

Esta unidad fue reconocida por Coira *et al.* (1996b), y agrupa a un conjunto de flujos piroclásticos dacíticos. Turner (1982) no discriminó a esta unidad, integrándola a las formaciones Lipiyoc y Vicuñahuasi.

Distribución areal

Estos flujos ignimbríticos constituyen afloramientos aislados entre sí, de reducida extensión, distribuidos en la depresión de Vilama marginando la caldera. Se emplazan al sur del cerro Salle, así como en proximidades a pampa Barreno y al sur de la laguna de Vilama. Otros afloramientos bordean la caldera de colapso Coruto.

Litología

Corresponde a flujos piroclásticos dacíticos moderados a ricos en cristales (35-40%), pobres en pómez (2-5%) y en líticos (1%). En sus secciones basales son macizos y sólo en algunos casos evidencian moderado soldamiento, con aplastamiento de sus fragmentos pumíceos. Las secciones medias se caracterizan por un neto diaclasamiento subhorizontal en coincidencia con facies de moderado a alto soldamiento, las que exhiben estiramiento de los pómez (1:5) de hasta 15 cm de diámetro. Las secciones cuspidales están afectadas por diaclasamiento subvertical, en parte curvo, y muestran importantes modificaciones por fase vapor.

La matriz vitroclástica de estas rocas se presenta desvitrificada a agregados de cuarzo-calcedonia y feldespato alcalino y en los niveles de moderada a alta aglutinación posee buen desarrollo de texturas axiolíticas y esferulíticas. Los cristaloclastos abundantes son: cuarzo (35%) de buen desarrollo, con tintes rosados, andesina cálcica (25-30%), biotita (15%), hornblenda verde (8%) de escaso desarrollo y solo ocasionales cristales de ortopiroxeno. Los minerales accesorios son magnetita, apatita y circon. Los fragmentos de pómez vítreos y filamentosos, muestran estiramientos en las secciones medias. Los fragmentos líticos, generalmente accesorios (1 a < 1%), están representados por lutitas del basamento ordovícico, así como dacitas y andesitas.

Relaciones estratigráficas

Al sur del cerro Salle cubre discordantemente a la Ignimbrita Salle. En el paraje Ceja Grande se apoya sobre la Ignimbrita Ceja Grande con espesores de 5 a 18 m, y un poco más hacia el norte descansa sobre la Ignimbrita Vilama.

Ambiente

La emisión de la Ignimbrita Bonanza estuvo relacionada con el desarrollo de una caldera de colapso anidada, en el ángulo noroeste del Complejo volcánico Vilama-Coruto (Coira *et al.*, 1996a). Sus flujos piroclásticos evidencian condiciones de mediana descarga, con una columna estable de colapso continuo, la que se tradujo en depósitos homogéneos y sin discontinuidades.

Edad

Esta unidad ha sido datada en el presente trabajo, arrojando valores de $6,2 \pm 0,5$ Ma (K/Ar sobre biotita). Su base está acotada por la Ignimbrita Salle ($8,4 \pm 0,6$ Ma, ver cuadro 1).

Lavas de los cerros Tinte, Caucani-Solterío, Granada, Campanario, San Pedro y Zapaleri (17j)

Lavas dacíticas a andesíticas

Antecedentes

Esta entidad, definida por Coira *et al.* (1996a), incluye rocas lávicas de composición dacítica a andesítica que conforman centros lávicos, representantes post colapso del tercer ciclo evolutivo de la caldera Vilama-Coruto. Turner (1982) la integró a la Formación VicuñaHuasi.

Distribución areal

Estos centros constituyen edificios volcánicos centrales que se emplazan marginando la depresión del complejo volcánico Vilama, delimitándolo.

El cerro Tinte (foto 26), caracterizado por coladas dacíticas, se emplaza al oeste de la depresión de Vilama, al sud-sudoeste de la laguna de Vilama, dentro de la caldera de Coruto.

El complejo Caucani-Solterío y el cerro Granada se localizan en el ángulo nor-nordeste de la depresión, en dirección nordeste del cerro Salle (foto 27).

Las lavas de los centros Campanario-Coyambo se emplazan en el ángulo sur-sureste del complejo volcánico Vilama, en el sector sur del cerro Kuntur.

Los centros San Pedro y Zapaleri se localizan en el ángulo sur-suroeste de dicho Complejo.

Litología

Las lavas dacíticas del cerro Tinte se caracterizan por presentar colores negro a gris oscuro, son moderada a pobremente porfíricas. Sus fenocristales (10-15%) están representados por labradorita sódica parcialmente reemplazada por albita y ortopiroxeno. Excepcionalmente se reconocen cristales de cuarzo fuertemente reabsorbidos. La pasta está integrada por tablillas de plagioclasa, mineral opaco y pequeños cristales de ortopiroxeno embebidos en una mesostasis vítrea. Intersticialmente se disponen en ella cuarzo (5-8%) a manera de motas.

El complejo Caucani-Solterío está integrado por una sucesión de lavas dacíticas, en gran parte dómicas, con localizadas facies piroclásticas interpuestas. Estas lavas porfíricas de pasta pilotáxica presentan como fenocristales: plagioclasa (An_{46-48}), cuarzo, lamprobolita como mafíto de mayor tamaño, con fuerte desferrización, ortopiroxeno, clinopiroxeno algo zonal y exigua sanidina. Como minerales accesorios se observan frecuentes microcristales de apatita rosada.

Hacia sus etapas tardías, el centro registra la construcción del domo dacítico del cerro Caucani, de pasta vítrea a hialopilítica con fenocristales de sanidina, plagioclasa (An_{32-34}), cuarzo y biotita (Ramírez, 1997).

El mismo fue precedido por erupciones magmáticas e hidromagmáticas que determinaron la formación de brechas anulares.

Los flujos lávicos del cerro Solterío, de composición riolítica, corresponden a vitrófiros escasamente porfíricos con fenocristales (1-3%) de sanidina como feldespato dominante, plagioclasa (An_{26-28}) con rebordes de sanidina y lamprobolita, acompañada de biotita. La pasta es vítrea fluidal, con desvitrificación incipiente a ópalo, cristobalita y tridimita. Presenta importante disseminación de opacos (óxidos de Fe-Ti) y circón.

En el centro Granada se reconocen dos unidades: la inferior, plataforma Granada, como una sucesión de lavas dacíticas y la superior, cono Granada, conformada por flujos andesíticos.

La plataforma Granada corresponde a una sucesión de lavas dacíticas grisáceas oscuras a ro-

sadas. La textura es porfírica, con fenocristales (35%) de andesina cálcica, bronzita, biotita con bordes de oxidación y accesoria lamprobolita. Se distribuyen ligeramente seriados en sus tamaños en una pasta vítrea fluidal o con textura perlítica, que presenta desvitrificación incipiente a agregados de tridimita-cristobalita-cuarzo, siguiendo planos de fluidalidad.

El cono Granada lo conforman flujos andesíticos de coloraciones grisáceas oscuras, porfíricos, con fenocristales (30-35%) de andesina cálcica, muy cribados, y ortopiroxeno como mafíto dominante, seguido de biotita y escasa lamprobolita, que suele reemplazar al ortopiroxeno

Las lavas de Campanario son de composición dacítica y coloraciones grisáceas a pardo rojizas. Corresponden a rocas porfíricas (25% de fenocristales), de pastas hialopílicas con microlitas de plagioclasa y escasos microfenocristales de ortopiroxeno y magnetita. Residuos silíceos (ópalo, tridimita y cristobalita) se distribuyen en ella alcanzando el 5% del total. Los fenocristales son: andesina cálcica, ortopiroxeno como mafíto dominante, biotita con gruesos rebordes de mineral opaco y escasa lamprobolita. Cumulatos de ortopiroxeno, andesina cálcica y mineral opaco son comunes.

Las lavas del nevado de San Pedro-cerro Torona constituyen coladas de composición andesítica y dacítica. Las primeras corresponden a andesitas hipersténicas con lamprobolita de pastas hialopílicas. Las dacitas se caracterizan por sus pastas vítreas a hialopílicas con frecuente desvitrificación cuarzo-feldespática. Sus fenocristales (35-40%) son: plagioclasa (An_{38}), cuarzo y abundante biotita.

Relaciones estratigráficas

Las lavas del cerro Tinte se ponen en contacto por el norte y nor-noroeste con lavas que proceden del cerro Negro, sobre territorio chileno. Las coladas que se emplazan en la ladera sur descansan sobre secuencias piroclásticas representadas por las ignimbritas Granada, Capaderos y Zapaleri.

Las lavas del centro Granada se apoyan al norte, este y sur, sobre la Ignimbrita Granada.

Los flujos lávicos del complejo Caucañi-Solterío suprayacen al este sobre lavas antiguas, al norte sobre la Ignimbrita Granada y por el oeste sobre la Ignimbrita Vilama.

En la depresión conocida como abra Solterío se puede observar la relación entre las lavas del cerro Solterío, que infrayacen a las lavas dómicas del Caucañi (Ramírez, 1997).



Foto 26. Cerro Tinte.

Las lavas de los centros Campanario-Coyambo se emplazan en el ángulo SSE del complejo volcánico Vilama. Este volcanismo aconteció en la etapa post colapso de complejo caldérico Vilama, controlado por fracturación N-S y NO-SO. Las coladas del flanco norte del cerro Campanario se apoyan en discordancia sobre rocas de las formaciones Acoite y Cabrería, cubriendo por el oeste a la primera y por el este a la Ignimbrita Abra Grande (Seggiaro, 1994) del centro Coranzulí.

Las lavas del nevado de San Pedro se implantan sobre flujos piroclásticos asimilables a la Ignimbrita Granada.

Ambiente

El conjunto lávico representa un volcanismo dacítico andesítico post colapso del tercer ciclo evolutivo de la caldera, implantado en las márgenes de la depresión del complejo volcánico, el que marcó la reactivación de centros como el Caucani-Solterío y continuó con la construcción de la cadena lávico-piroclástica dacítica Campanario-Coyambo.

La emisión de las lavas del cerro Tinte habría sido controlada por fracturación asociada al colapso de la caldera Coruto, que se prolonga en territorio boliviano.

Las lavas del centro Campanario-Coyambo representan un volcanismo post colapso del complejo volcánico Vilama, controlado por fracturación N-S y NO-SO.

Edad

Las coladas dacíticas del cerro Tinte han sido datadas en $3,77 \pm 0,12$ Ma (Aquater, 1979). Las lavas dacíticas de la plataforma Granada registran una edad de $5,05 \pm 0,16$ Ma (Aquater, 1979), mientras que las dataciones de lavas dacíticas del cerro Campanario arrojaron una edad de $2,03 \pm 0,07$ Ma (Aquater, 1979). Su base está acotada por la Ignimbrita Salle ($8,4 \pm 0,6$ Ma) infrayacente.

Ignimbrita Pululus (17k)

Flujos piroclásticos dacíticos

Antecedentes

Esta unidad, definida por Coira *et al.* (1996b), conforma un escudo ignimbrítico. Turner (1982) la incluyó en la Formación Galán y la asignó al Pleistoceno.

Distribución areal

Se encuentra implantada en posición central en la depresión de Vilama, por encima de la



Foto 27. Lavas de los cerros Caucani - Solterío, suprayaciendo a la Ignimbrita Granada.

ignimbrita homónima, a modo de un escudo ignimbrito.

Litología

Esta unidad está integrada por flujos piroclásticos dacíticos de coloración rosada, ricos en cristales (35-40%) e intensa alteración por procesos fumarólicos. Sus cristaloclastos son: andesina cálcica (40%) fuertemente cribada, cuarzo (25%) fragmentario, lamprobolita (15%) y biotita (10%) como mafitos dominantes, con gruesos rebordes de opacos, ortopiroxeno (8%) con pasaje en sus bordes a goethita y clinopiroxeno accesorio. Apatitas rosadas a pardo rosadas llegan a constituir microfenoelastos. La matriz vitroclástica, como los fragmentos pumíceos ricos en cristales (20-25%), se encuentran desvitrificados, con texturas microfelsíticas, microgranosas y esferulíticas a agregados de cuarzo, tridimita, calcedonia y feldespatos alcalinos. Tiene soldamiento con desarrollo de texturas eutaxíticas.

Caracteriza a esta unidad la presencia de mineralización de estaño (casiterita espinosa), fibroso, y hematita botrioidal asociada a las áreas fumarólicas rellenando diaclasas.

Relaciones estratigráficas

Esta unidad se apoya sobre la Ignimbrita Vilama, en la parte central de la depresión.

Ambiente

La emisión ignimbrito en escudo del cerro Pululus tuvo lugar a continuación del volcanismo dacítico post colapso del tercer ciclo evolutivo, controlada por un sistema de fracturación anular, de posición suparalela a las estructuras de colapso previas, vinculadas al domamiento resurgente de la Ignimbrita Vilama, con orientación noroeste.

Desde un área de tumescencia de posición central, los flujos muestran espesores decrecientes a medida que se alejan de ella.

Edad

Esta unidad no cuenta con dataciones radimétricas, su posición estratigráfica fue establecida sobre la base de su relación con la Ignimbrita Vilama, sobre la cual se apoya.

Geoquímica del Complejo volcánico Vilama-Coruto

Las lavas e ignimbritas del complejo volcánico Vilama, en su conjunto, se encuadran dentro del campo de las andesitas y dacitas ricas en K, de carácter calcoalcalino. Son rocas peraluminosas a metaluminosas.

Dentro de las secuencias piroclásticas del complejo, la unidad menos evolucionada corresponde a la Ignimbrita Vilama, con un rango de sílice $\text{SiO}_2 = 62-64\%$. La Ignimbrita Granada muestra un campo composicional más amplio y la Ignimbrita Bonanza corresponde al término más evolucionado de las ignimbritas ($\text{SiO}_2 = 68,3-69,7\%$).

Las ignimbritas del complejo en conjunto, se caracterizan por presentar patrones de tierras raras (REE) de pendientes relativamente altas, importantes anomalías negativas de Eu, así como por altas relaciones $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (0,715-0,717). Muestran similares diseños de sus tierras raras livianas (LREE), así como de concentraciones de La (Coira *et al.*, 1996b).

Los representantes lávicos se encuadran en el campo de las andesitas poco evolucionadas ($\text{SiO}_2 = 57,7\%$), al de las dacitas más evolucionadas ($\text{SiO}_2 = 67-72\%$), siendo las riolitas excepcionales. La existencia de anomalías negativas de Eu, altas relaciones $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ y presencia de frecuentes xenocristales de cuarzo, feldespatos y de xenolitos de un basamento cristalino (Coira y Caffè, 1995), estaría indicando procesos de mezcla entre componentes mantélicos y corticales.

Ignimbrita Atana (18)

Ignimbritas dacíticas

Antecedentes

Esta unidad, definida en la caldera de La Pacana y extendida por debajo de las lavas del cerro Zapaleri en la Hoja Geológica Río Zapaleri (Gardeweg y Ramírez, 1987), ha sido reconocida por Coira *et al.* (1996a) en territorio argentino a lo largo del río homónimo. Turner (1982) la incluyó en la Formación Zapaleri, a la que asignó al Pleistoceno.

Distribución areal

Registros de esta unidad se emplazan al sud-sudoeste del Complejo volcánico Vilama - Coruto, en forma de afloramientos discontinuos a lo largo del río Zapaleri, hasta la latitud del cerro Brajma (foto 28).

Litología

Comprende flujos ignimbríticos dacíticos blancos, representados en la zona por tres unidades de flujo no soldados con alto contenido en pómez (20-25%), los que son sucedidos por un miembro cuspidal moderadamente soldado, rico en cristales (25-40%) y pobre en líticos (25%).

Las unidades de flujo suelen presentar, en los dos tercios superiores, fuerte diaclasamiento columnar y subhorizontal en coincidencia con un mayor soldamiento y modificación por fase vapor. La matriz, de textura vitroclástica, está formada por abundantes fragmentos pumíceos y trizas vítreas, totalmente frescos, que muestran en algunos sectores efectos de aglutinación. Los cristaloclastos son de cuarzo fragmentario, andesina sódica y biotita con desferrización como mineral máfico dominante (10-15%), acompañada de hornblenda (< 5%).

Relaciones estratigráficas

Esta secuencia cubre discordantemente a la Ignimbrita Zapaleri y está cubierta por las lavas provenientes del volcán Zapaleri.

Ambiente

Representa un episodio volcánico explosivo asociado probablemente a la formación de la caldera La Pacana, ubicada en territorio chileno inmediatamente al sud-sudoeste del Complejo volcánico Vilama - Coruto (Gardeweg y Ramírez, 1987).

Geoquímica

Esta ignimbrita se encuadra dentro de las dacitas calcoalcalinas ricas en K. Son rocas que se diferencian de las de otros centros megacaldéricos de la Puna, como Coranzulí, Vilama-Coruto y Panizos, por su carácter metaluminoso ($Al/CNK=0,9$), así como por presentar relaciones La/Yb relativamente bajos (12-18) y por su carácter menos radiogénico ($Sr^{87}/Sr^{86}=0,7094$), según Coira *et al.* (1996b).

Edad

La Ignimbrita Atana ha sido datada al sur del cerro Zapaleri y al norte del salar de Tara con $4,0\pm 0,3$ Ma y $4,5-3,8$ Ma, respectivamente (Gardeweg y Ramírez, 1987).



Foto 28. Flujos ignimbríticos dacíticos de la Ignimbrita Atana. Al fondo, el cerro Zapaleri.

Formación Puertas de San Pedro (19)

Conglomerados, areniscas y aglomerados volcánicos

Antecedentes

Turner (1964a y b, 1978 y 1982) y Turner y Méndez (1979) describieron esta unidad como depósitos de origen clástico (material de acarreo y depósitos aluviales-coluviales) del Pleistoceno. Se incluyen en ella afloramientos de restringida distribución asignados a la Formación Acanco (Turner, 1982).

Caffe (1996), en el área de Casa Colorada, aportó elementos a la columna estratigráfica de la Formación Puertas de San Pedro, que aquí se definen. Depósitos conglomerádicos ubicados en el borde oriental de la sierra de La Rinconada son identificados en forma tentativa como Formación Chaco y asignados al Mioceno (Coira, 1979).

Distribución areal

Se distribuye en el sector centro oriental de la Hoja a modo de fajas, desde el límite con Bolivia hasta la latitud de Oros mayo. Aflora en el flanco occidental de la sierra de La Rinconada, así como en el sector marginal del valle del río Santa Catalina, particularmente en su margen occidental.

Litología

Litológicamente estos afloramientos corresponden a depósitos clásticos continentales con intercalaciones volcánicas. Son en general de granulometría predominantemente gruesa (conglomerados y aglomerados) y presentan intercalaciones de areniscas gruesas a conglomerádicas y tobas.

Son sedimentos mal seleccionados y de baja madurez. Son inconsolidados a semiconsolidados, de muy poca a nula cementación, la cual en algunos sectores (base occidental de la sierra de La Rinconada) es de composición calcárea.

Los exponentes conglomerádicos, de colores verdosos con tonalidades amarillentas a grises, son clasto sostén, con esqueletos compuestos por detritos subangulosos a angulosos de forma planar. Los clastos son mayoritariamente de sedimentitas ordovícicas o cuarzo de vena. Sus diámetros, generalmente de pocos centímetros, son inferiores al tamaño grava. La matriz se destaca por ser arenosa, de granulometría variable según el sector donde se la observa. Así, al occidente del bloque montañoso de La Rinconada es

predominantemente fina a arcillosa, mientras que al este de la misma serranía es media a gruesa.

Las facies de aglomerados que se intercalan en los depósitos anteriormente descritos son de colores grises verdosos a blanco grisáceos, con abundante matriz, de granulometría fina, la cual es producto de la erosión de rocas piroclásticas. Se observa en ellos una participación predominante de fragmentos líticos sedimentarios mal seleccionados procedentes de sedimentitas del Ordovícico y una mayor cantidad de material fino que en los exponentes conglomerádicos. Los bloques de estos depósitos son de pocos centímetros a decenas de centímetros de diámetro. La distribución es discontinua y localizada en los afloramientos occidentales de la unidad formacional.

Las areniscas se caracterizan por ser de tonos claros, con colores que varían del verde al rojo. Constituyen en general lentes de poco espesor con granulometría predominantemente gruesa, poco seleccionadas y fácilmente meteorizables. Se asocian principalmente a las facies de conglomerados.

Una característica de esta unidad es la intercalación de capas tobáceas de pocos centímetros de espesor, de colores principalmente grises claros a blanco grisáceos, detectadas en algunas localidades.

El espesor de esta unidad va de los pocos metros hasta 250 m, como en Casa Colorada (Caffe, 1996).

Relaciones estratigráficas

Se dispone discordantemente, mediando la superficie de erosión San Juan de Oro (Gubbels *et al.*, 1993), sobre las formaciones Acoite (Ordovícico), Peña Colorada (Oligoceno superior-Mioceno inferior), Moreta (Oligoceno superior-Mioceno inferior), Cabrería (Mioceno inferior) y Tiomayo (Mioceno medio). Está cubierta discordantemente por depósitos aluviales-coluviales del Plioceno-Pleistoceno.

Ambiente

Corresponde a conos aluviales coalescentes, en los márgenes serranos, generados durante una etapa de fuerte alzamiento y deformación durante el Mioceno superior.

Edad

Se asigna esta entidad al Mioceno superior, considerando su posición estratigráfica por encima de la superficie de erosión San Juan de Oro, labrada en

rocas cuya edad más joven corresponde al Mioceno medio (Formación Tiomayo), superficie que es cubierta por ignimbritas de 6-10 Ma.

2.3.7. PLIOCENO - PLEISTOCENO

Depósitos aluviales-coluviales modernos (20)

Conglomerados, areniscas, limoarcilitas

Antecedentes

Estas secuencias fueron descritas, en forma general, por Turner (1964 a y b, 1978 y 1979) y Turner y Méndez (1979) como depósitos clásticos continentales. Igarzábal (1978), en el sector de la laguna de Pozuelos, asignó parte de estos depósitos al Pleistoceno. Coira (1979) y Chayle (1994) los incluyeron en los sedimentos cuaternarios.

Distribución areal

Estos depósitos se distribuyen en el valle del río Santa Catalina, en el faldeo oriental de la sierra de La Rinconada, desde el límite argentino-boliviano hasta Pan de Azúcar, y en forma de pequeños afloramientos en el sector norcentral de la comarca. Se reconocen otros afloramientos discontinuos al oeste de la sierra de La Rinconada-Carahuasi.

Litología

La columna de los depósitos de pie de monte está constituida principalmente por niveles conglomerádicos aluviales-coluviales clasto sostén, de granulometría gruesa, sin cementación, con clastos angulosos a subangulosos provenientes de las unidades litológicas subyacentes, principalmente de secuencias ordovícicas. Se observa escasa presencia de cuarzo. La matriz es de tamaño arena gruesa, bimodal, con cantidades subordinadas de tamaño arena fina y arcilla. Los colores predominantes son verdes y grises de tonos oscuros. Se suelen intercalar niveles lentiformes de areniscas de granulometría mediana a gruesa y excepcionalmente fina. El espesor del conjunto no supera los 25 m en el sector oriental de la sierra de La Rinconada-Carahuasi, mientras que en el valle del río Santa Catalina tiene menor desarrollo, no superando los 20 m de espesor.

Los depósitos fluviales (terrazas) se destacan por poseer colores pardos, verdosos, grises y amarillentos, con tonalidades predominantemente oscuras. Se caracterizan por una mayor participación de

granulometría tamaño arena y limoarcilítica, con predominio de conglomerados clasto sostén. La selección composicional de los conglomerados es relativamente mayor que en los sedimentos de pie de monte. Las areniscas son de tamaño mediano a grueso, bimodales, se las observa en depósitos tabulares de algunos centímetros de espesor y lenticulares de restringida extensión areal, con desarrollo vertical que no supera los 50 centímetros. Además, existen niveles de pocos centímetros de limoarcilitas que se hallan casi siempre en contacto con areniscas. Estos depósitos se encuentran distribuidos principalmente en las márgenes del río Santa Catalina, son discontinuos, de un espesor máximo observado de 15 metros.

A modo general se destaca en ellos la presencia de elementos líticos producto del retrabajado de litologías clásticas continentales subyacentes y una mayor abundancia de cuarzo que en la unidad formacional anteriormente descrita.

Relaciones estratigráficas

Estas secuencias yacen en aparente concordancia sobre la Formación Puertas de San Pedro y son netamente discordantes con las formaciones Acoite y Peña Colorada.

Ambiente

Corresponden a depósitos de pie de monte y terrazas fluviales.

Edad

Su límite cronoestratigráfico inferior está dado por la Formación Puertas de San Pedro, asignada al Mioceno superior, a la que se sobrepone en aparente concordancia, mientras que el superior está dado por los depósitos lagunares y evaporíticos discordantes asignados al Pleistoceno-Holoceno.

2.3.8. PLEISTOCENO - HOLOCENO

Depósitos lagunares y evaporíticos (21)

Limolitas, arcilitas, areniscas

Antecedentes

Estos depósitos fueron señalados por Turner (1979) en forma sucinta en el sector de la laguna de Vilama y por Igarzábal (1978) más detalladamente

en la laguna de Pozuelos, donde los asignó al Pleistoceno-Holoceno y los describió con un criterio geomorfológico.

Distribución areal

Se los ubica en la depresión tectónica de Pozuelos, donde se localiza la laguna homónima. En dicho sector los sedimentos lagunares son extendidos y se distribuyen con espesores variables. También en las áreas deprimidas de Vilama, Pululus e Isla Grande, entre otros, se registran depósitos predominantemente evaporíticos con subordinación de los sedimentos clásticos lagunares.

Litología

En el sector de Pozuelos se destacan sedimentos bimodales (limo y areniscas finas), donde la fracción arena presenta un neto predominio de cuarzo, mientras en la fracción limo la participación de arcilla es de poca importancia, determinando así para el conjunto una moderada selección. Se intercalan en estos conjuntos niveles con alto contenido de sales. Los colores en superficie son predominantemente amarillentos claros a blanquecinos, los que a medida que se profundizan cambian a colores ocres amarillentos grisáceos. Se destaca en los perfiles una fina estratificación rítmica de niveles limoarenosos y limosos con escasa participación de la fracción arena. Una característica de estos sedimentos son las comunes impregnaciones de sales.

Los depósitos del área de Vilama y Pululus, entre otros, se caracterizan por una mayor presencia de evaporitas que en el ambiente de la laguna de Pozuelos. Los sedimentos clásticos en dichos sectores corresponden a depósitos principalmente perilagunares. Son de granulometría predominantemente fina y de poco espesor. Las evaporitas están constituidas mayoritariamente por sales de boro, como ulexita y tincal (Igarzábal y Alonso, 1995), con presencia considerable de cloruro de sodio entre otras.

Relaciones estratigráficas

Estos sedimentos se disponen en sectores perimetrales y restringidos de las cubetas de decantación. Presentan en algunos sectores un pasaje transicional a los sedimentos de origen aluvial-coluvial moderno, siendo muy difícil la determinación de límites entre ellos.

Ambiente

Corresponden a ambientes lagunares-evaporíticos de las cuencas endorreicas de la Hoja.

Edad

Estos sedimentos fueron asignados al Pleistoceno-Holoceno (Igarzábal, 1978) por su posición estratigráfica y relación geomorfológica en las distintas cuencas, principalmente la de Pozuelos, donde se pueden observar buenas exposiciones de sus depósitos en sus márgenes.

2.3.9. HOLOCENO

Depósitos aluviales-coluviales recientes (22-22a)

Gravas, arenas, limos y arcillas

Antecedentes

Turner (1978, 1982) reconoció a estos depósitos como aluviales, con distribución más localizada, y los diferenció de los de derrumbes y deslizamientos.

Distribución areal

Estos sedimentos de reciente formación se encuentran marginando los depósitos perimetrales de la laguna de Pozuelos, así como de áreas deprimidas del sudoeste de Pirquitas y diferentes lagunas ubicadas en el sector centro oeste de la Hoja. Asimismo, pertenecen a esta unidad los depósitos aluviales de cauce y los sedimentos de pie de monte, no mapeables por su extensión areal.

Litología

Esta unidad está constituida por sedimentos de granulometrías que van de gravas, y arenas a limos y arcillas. Las gravas se hallan en los conos aluviales que desembocan en las diferentes depresiones y en depósitos de cauce. La compactación es baja a media en el primer caso e inconsolidada en el segundo. La litología de estas es predominantemente lítica, con componentes variables según las rocas expuestas a la erosión en cada uno de los sectores y a las unidades constructivas de las geoformas positivas.

Los depósitos arenosos en general son de origen eólico y fluvial y se encuentran en las depresiones con distribución en general reducida, como en los cur-

Los principales de los ríos San Juan de Oro, Orosmayo, Santa Catalina y Granadas. Se caracterizan por ser sedimentos clásticos gruesos o muy finos de estratificación grosera, que en algunos casos se extienden cubriendo a manera de capa todas las formaciones más antiguas. La selección granulométrica y la madurez en general va de mala a buena en relación con la distancia de la fuente de origen. En general presentan variación vertical en su granulometría.

Se incluyen en estos depósitos los producidos por derrumbes y deslizamientos a partir de rocas ignimbríticas, en las áreas marginales de carácter local, representados por aglomerados, gravas, arenas y limos con fuerte componente volcánica. En el mapa geológico, éstos fueron diferenciados como 22a.

Las limoarcillas se ubican en los fondos de las depresiones a modo de capas de poco espesor y en los fondos de valles donde la pérdida de energía permite la construcción de estos tipos de depósitos, estos últimos son de carácter localizado y de muy poca distribución areal.

Ambiente

Corresponden a sedimentos de pie de monte y depósitos aluviales-coluviales.

Edad y relaciones estratigráficas

Estos depósitos yacen en discordancia principalmente erosiva sobre formaciones preexistentes y en relación progradante sobre los depósitos aluviales-coluviales modernos. En algunos sectores, como al poniente de la sierra de Santa Catalina, se observa que el contacto de éstos y los más antiguos estaría marcado como una ruptura en la pendiente (Turner, 1978).

3. TECTÓNICA

3.1. TECTÓNICA REGIONAL

El Altiplano del sur de Perú y de Bolivia, junto a la Puna, conforman, en los Andes Centrales, una elevada altiplanicie de 300 km de ancho por 2000 km de largo con una elevación promedio de 3,7 km, la que constituye el segundo mayor *plateau* elevado del mundo. Se localiza en un ambiente no colisional sobre un segmento de moderada inclinación de la placa de Nazca subductada por debajo de la Placa continental Sudamericana (Isacks, 1988).

El área de la Hoja se dispone en las cercanías de un importante límite morfotectónico dentro del *plateau*. La Puna, en este sector, está constituida por cordones casi N - S de rocas ordovícicas elevadas a lo largo de fallas inversas con desniveles de más de 1000 m en relación con la base de los valles intermontanos. Mientras tanto, el Altiplano al norte de los 22° S presenta un relieve poco pronunciado de cuencas amplias y poco profundas, controlado por un drenaje interno.

La Puna, en su borde oriental, pasa rápidamente a la Cordillera Oriental, en Bolivia, donde el relieve se incrementa marcadamente con desarrollo de profundos cañones (Servant *et al.*, 1989).

El límite este del bloque puneño está dado por la Cordillera Oriental, la que se eleva 1200 m por encima del piso de la Puna, controlada por un sistema de corrimientos con vergencia hacia el este. La Cordillera Occidental, en la que se encuentra localizado el arco volcánico activo, constituye el otro límite por el oeste.

Dentro de las estructuras regionales mayores se reconocen al noroeste de la zona, el Cabalgamiento Andino Principal (CANP), correspondiente al frente de movimiento Altiplano-Cordillera Oriental durante el Oligoceno superior-Mioceno, definido para los Andes Bolivianos (Sempere *et al.*, 1989, 1990, 1997). Dicho cabalgamiento en la Puna está afectado por zonas de transferencia que dificultan su trazado y prolongación hacia el sur.

En el sector occidental de la región la falla de San Vicente (Fornari *et al.*, 1989; Baby *et al.*, 1990) de rumbo aproximadamente norte - sur, limita el borde Altiplano-Cordillera Oriental en Bolivia constituyendo otro de los elementos estructurales principales del sector, cuya actividad se inició en el Eoceno según registros en el Altiplano Boliviano (Sempere *et al.*, 1997). Dicha fractura margina por el este la cuenca paleógeno-neógena del Altiplano, controlando el cabalgamiento de las secuencias ordovícicas sobre dichas sedimentitas. Le suceden al este estructuras de sobrecorrimiento casi N - S, con vergencia al oeste, como las que limitan por el este las cuencas cenozoicas de Estorca y Tupiza en Bolivia y su prolongación hacia el sur, extendiéndose dentro de la Puna en el flanco oriental de la sierra de La Rinconada y en el cordón de Escaya.

Con la falla Camargo-Tojo-Yavi, al este de la zona de estudio, tiene lugar un importante cambio en la estructura regional, pasando de un fallamiento inverso imbricado de vergencia oeste a uno de vergencia este (Allmendinger y Zapata, 1996). Por

debajo de dicha estructura, en el flanco oriental del sinclinal de Camargo, Allmendinger y Zapata (1996) interpretaron, por datos de sísmica de reflexión profunda, la existencia de una rampa basal del nivel de despegue de las Sierras Subandinas inclinando aproximadamente 35° al oeste, interpretación que es consistente con la estimación de acortamiento regional y variaciones en la profundidad de las rocas expuestas en la Cordillera Oriental.

Por otra parte, estructuras transversales de rumbo NO-SE y ONO-ESE han cobrado un importante rol en la evolución tectomagmática de la región, ejerciendo un fuerte control de la actividad magmática cenozoica, particularmente durante el Mioceno (Viramonte *et al.*, 1984 y Salfity *et al.*, 1984). Ejemplos de ellas son, a escala regional, los lineamientos Calama, El Toro y López-Coranzulí. El estudio de dichas estructuras transversales, al sur de la sierra de La Rinconada, en el sistema volcánico Coranzulí (Seggiaro y Hongn, 1994) ha corroborado la importancia de las mismas en el desarrollo de áreas transtensivas localizadas asociadas a movimientos de rumbo que han controlado la implantación del volcanismo (Seggiaro y Hongn, 1994). Estructuras conjugadas de importante desarrollo se corresponden con el lineamiento de Salinas Grandes (Mon, 1979) de rumbo NE-SO.

3.2. UNIDADES ESTRUCTURALES

Con el objeto de realizar el análisis estructural de la zona estudiada, se la ha dividido en unidades estructurales principales, las que coinciden con dominios estratigráficos.

1. Depresión de San Juan de Oro.
2. Sierra de La Rinconada.
3. Bloque de Rosario de Coyaguaima - El Toro.
4. Depresión de Pozuelos.
5. Sierra de Cochinoa-Escaya.
6. Sistema caldérico del cerro Panizos.
7. Sistema caldérico Vilama-Coruto.
8. Complejo volcánico Coranzulí.
9. Sistema caldérico Pairique.

1. Depresión de San Juan de Oro

Esta unidad estructural corresponde a una depresión muy amplia que se sitúa entre otras unidades estructurales aledañas más altas, que la limitan por el este, oeste y sur. La misma constituye la prolongación austral de la Cuenca del Altiplano Boliviano. Está margi-

nada al este por la sierra de La Rinconada, la cual se eleva más de 1000 m por encima de su superficie, a favor de un corrimiento denominado Falla Occidental de la sierra de La Rinconada (FOSR). El límite occidental de la cuenca de San Juan de Oro está dado por el gran edificio caldérico de Panizos, que se implanta sobre ella. Hacia el sudoeste, por un bloque de rocas ordovícicas denominado Bloque de Pabellón, que cabalga por encima de la Formación Peña Colorada mediante una falla de alto ángulo (60°O), vergente hacia el este. El límite austral queda expresado por la elevación del Bloque de Pirquitas-Coyaguaima.

La cuenca de San Juan de Oro se caracteriza por la carencia general de afloramientos de rocas del basamento ordovícico, pudiendo observarse sólo pequeños asomos donde los ríos que bisectan la cuenca labraron profundos cañones. En esta cubeta se desarrolló la columna sedimentaria más completa para el Cenozoico dentro del área de trabajo, constituyendo el borde de la cuenca de antepaís del Altiplano Sur.

Los lineamientos mayores están dirigidos hacia el NNO-SSE y NNE-SSO, observándose también tendencias hacia el ONO-ESE.

Las estructuras dominantes en esta unidad son generalmente plegamiento amplio y poco definido, o bien una persistente disposición homoclinal de las secuencias sedimentarias terciarias, sea ésta buzante hacia el este u oeste, pero más comúnmente en la última dirección.

Los corrimientos aflorantes en la cuenca no son importantes, ya que generalmente se concentran en los bloques de rocas paleozoicas limítrofes a la misma. Por otra parte, muchos de los pliegues generados sobre el sector límite con la sierra de La Rinconada, arealmente menos significativos, se formaron por la actividad de dichos corrimientos, siendo generalmente asimétricos y vergentes hacia el oeste.

2. Sierra de La Rinconada

Esta unidad está constituida principalmente por rocas ordovícicas (Formación Acoite), aunque presenta afloramientos aislados de sedimentitas (formaciones Peña Colorada, Moreta, Puertas de San Pedro) y de volcanitas terciarias (Complejo volcánico dómico Laguna de Pozuelos y complejo dómico Minuyoc), como también depósitos aluviales y coluviales plio-cuaternarios.

La sierra de La Rinconada limita al oeste con la Depresión de San Juan de Oro-Orosmayo, y al este con la Depresión de Pozuelos.

Este bloque serrano se eleva por la acción de un par de corrimientos muy importantes que se dirigen con rumbo casi N - S: la Falla Occidental de la sierra de La Rinconada (FOSR) y la Falla Oriental de la sierra de La Rinconada (FESR). Ambos corrimientos son complejos, describiéndose mejor como sistemas de cabalgamientos que transfirieron el acortamiento en fallas vecinas, como ocurre a ambos lados de la sierra. El sistema de la FESR es algo más complejo, por cuanto posee fallas menores con vergencias contrapuestas, siendo el sistema de la FOSR constituido por fracturas vergentes al oeste en su totalidad.

Internamente, la sierra de La Rinconada se caracteriza por tener una deformación importante, expresada en el plegamiento de las secuencias sedimentarias ordovícicas durante el Ciclo Oclóyico. A su vez, sufrió varios corrimientos y pliegues terciarios, a veces difíciles de distinguir de aquellos más antiguos. Los pliegues se presentan a varias escalas, desde el metro o menores hasta escalas kilométricas. Las estructuras frágiles principales, al igual que los dos corrimientos que la marginan, tienen rumbo NNE-SSO y vergencias occidentales, aunque es posible distinguir un juego transversal a la mayor longitud de la sierra, de rumbo NO-SE, y que en parte han tenido movimientos de deslizamiento de rumbo.

Un rasgo estructural importante que exhibe esta unidad en su mitad norte, es que tanto en sus márgenes, como en su sector central se desarrollaron delgadas cuencas intermontanas terciarias, como la de Casa Colorada (al occidente), Santa Catalina (porción central) y La Rinconada-Pampa Colorada (al oriente). Dichas cuencas han sido activas desde el Cretácico y sufrieron inversiones posteriormente, durante las fases compresivas andinas (ver mapas-perfiles). Están limitadas por corrimientos situados hacia el este, que a su vez vergen principalmente al oeste. La cuenca de Casa Colorada está limitada por la FOSR y la de Santa Catalina por la prolongación austral del Corrimiento de Chilcobija (Kley *et al.*, 1996), pudiéndose interpretar ambas como cuencas de *piggy back*. En tanto, la delgada cuenca de La Rinconada-Pampa Colorada constituye un graben compresivo dispuesto entre dos fallas integrantes del sistema FESR, de vergencia opuesta (una de ellas eleva el Alto de Yoscaba y la otra la sierra de La Rinconada propiamente dicha).

La sierra de La Rinconada registra el desarrollo de una importante superficie topográfica de arrasamiento

denominada Superficie San Juan de Oro (Servant *et al.*, 1989; Gubbels *et al.*, 1993), la cual también se resuelve como pedimentos y conos aluviales coalescentes en sus márgenes (Formación Puertas de San Pedro). Se generó durante una etapa de fuerte alzamiento y deformación en el deslinde Mioceno medio-superior, previo a la erupción de los importantes volúmenes de ignimbritas que cubren gran parte de la Hoja.

Un aspecto fundamental de la sierra de La Rinconada es su complejidad tectónica en el sector septentrional, que difiere fuertemente de la simpleza estructural que manifiesta el sector austral, conocido topológicamente como sierra de Carahuasi. Mientras al norte se verifican varios corrimientos y desarrollo de cuencas intermontanas, que se infieren como una historia deformacional compleja, con varios episodios tectónicos involucrados, hacia el sur la sierra queda limitada por dos fallas de trazas simples que elevan un único bloque de rocas ordovícicas. La continuación de la FESR en este sector es sepultada bajo las ignimbritas del Complejo volcánico Coranzulí, existiendo evidencias de movimientos de rumbo a favor de la misma (Seggiaro y Hongn, 1994).

3. Bloque de Rosario de Coyaguaima-El Toro

Constituye uno de los bloques de basamento ordovícico, que con vergencia hacia el oeste, ha sido desmembrado por la tectónica andina, encontrándose limitado en su flanco occidental por la Falla de Rosario de Coyaguaima, que con inclinación de 60°-70° al este, cabalga sobre las secuencias clásticas del Terciario superior, las que a su vez se encuentran marginadas hacia el oeste por una pequeña escama de basamento.

La serranía de referencia forma parte del conjunto de bloques ordovícicos con vergencia al oeste (sierra de Lina-Rupasca- Altos Hornos), que al sur del lineamiento ONO-ESE de Lípez- Coranzulí, se disponen alineados con arrumbamiento N - S y desplazados relativamente en forma escalonada hacia el SO, marginando la depresión de Olaroz-Cauchari.

4. Depresión de Pozuelos

La Depresión de Pozuelos es una unidad estructural similar a la Depresión de San Juan de Oro, limitada por estructuras de rumbo aproximadamente norte - sur, si bien su límite oriental -Falla de la sierra de Escaya- Cochinocha (FEC)- sufre una deflexión de rumbo NE-SO en su traza austral a la

altura de la sierra de Quichagua-Queta. El borde occidental queda definido por el sistema de FESR. Al igual que esta última, la FEC (fuera de la Hoja) actuó como un sistema de cabalgamientos de vergencia occidental.

La cuenca presenta deformación menos evidente en la cubierta terciaria-reciente, que rellena su interior, que en sus márgenes, aunque estudios geofísicos del subsuelo indican complejidades importantes y fuertes deformaciones del sustrato no aflorante de la depresión (Gangui y Göetze, 1996). La fracturación dominante dentro de la cuenca tiene rumbo ENE-OSO o bien ONO-ESE a NO-SE, pudiéndose definir escasamente algunos lineamientos de rumbo N - S. Estructuras anulares al sur de la depresión, fueron interpretadas, en forma preliminar, como indicativas de una caldera de edad miocena medio ahogada bajo la cobertura moderna, según criterios geológicos y geofísicos (Chernicoff *et al.*, 1996).

Algunos lineamientos transversales parecen haber tenido importantes movimientos distensivos y transcurrentes dextrales, en general asociados a episodios similares, pero de tipo sinistral, en las estructuras limítrofes de rumbo norte - sur. La importancia de estos movimientos en la estructuración de la cuenca todavía está poco clara.

El plegamiento de las secuencias terciarias (Formación Tiomayo) es suave, sin vergencia importante, usualmente más apretado y mejor definido hacia los bordes de la cuenca. Tiene rumbos NE-SO y NNE-SSO, es decir similar a la fracturación.

5. Sierra de Cochinoca-Escaya

Bloque de Quichagua-Queta

El sistema de bloques de rumbo NE-SO del basamento magmático- sedimentario ordovícico de las sierras de Quichagua y Queta, se caracteriza por tener fallas inversas con vergencia en ambas direcciones, reflejo de la geometría original del rift cretácico. Así, afloramientos reducidos de secuencias cretácicas y terciarias subyacen al sistema de fallas inversas que limitan al basamento ordovícico, como se observa en el río Quichagua, en el flanco este de la sierra de La Rinconada, así como al este de la sierra de Queta, ya fuera del ámbito de la Hoja.

A partir del flanco oriental de la sierra de La Rinconada se sucede hacia el este la basculación escalonada de los bloques del Complejo magmático sedimentario Cochinoca-Escaya, fuertemente defor-

mado con respuestas contrastantes, reflejo de sus diferencias litológicas.

La falla inversa de rumbo NE-SO del río Caddado-Pan de Azúcar, con inclinación aproximada de 60° al este, controla el cabalgamiento de las secuencias ordovícicas sobre las terciarias, situación que se repite en la escama de igual vergencia, inmediatamente al este, la que limita el flanco occidental de la sierra de Quichagua. La vergencia del fallamiento cambia en el faldeo este de dicha serranía para alcanzar nuevamente vergencia al oeste en el borde occidental del cerro Queta.

Bloque de Pirquitas

Su estructuración ha sido controlada por los sistemas de fracturación principal NO-SE y ONO-ESE, asociada al lineamiento López-Coranzulí y el NNE-SSE que limita la subcuenca terciaria del río Orosmayo, al oeste del cabalgamiento de vergencia oeste de la sierra de La Rinconada. La falla de Coyaguaima por el sur y la de Ramallo por el norte han registrado movimientos laterales dextrógiros.

Fracturación secundaria de tipo Riedel, antitética, asociada al movimiento lateral de la falla de Coyaguaima, controló el emplazamiento de andesitas basálticas y dacitas durante el Mioceno en el flanco sur del bloque de Pirquitas.

La mineralización de Pirquitas se alojó, por otra parte, según fracturas de rumbo N 75° O y N 45° O, habiéndose reconocido movimientos con componentes de cizalla opuestos, ocurridos en diferentes estadios de la misma.

6. Sistema caldérico del cerro Panizos

Constituye un centro ignimbrítico representado por un *plateau* ignimbrítico de 40 km de diámetro, sobre el que se encuentra implantado un sistema anular de domos lávicos de 10 km de diámetro.

El emplazamiento de este sistema magmático ha estado controlado por el cruce de estructuras N-S y ONO-ESE. La primera de ellas puede ser reconocida a través del arrumbamiento N - S del cerro Limitayoc, lineamiento que continúa en el margen occidental del sistema anular de domos. La fracturación de rumbo NNE-SSO disecta al complejo de domos centrales al oeste del cerro Ramada, siguiendo hacia el norte el curso del río Khuchumayu en territorio boliviano.

La fracturación ONO-ESE afecta por el sur al sistema anular de domos, dislocó al domo de

Crucesnioj y pasando al sur del cerro Cuevas, así como al norte del cordón de Ramada.

Existen evidencias estratigráficas, estructurales y paleomagnéticas que indican para el centro volcánico del cerro Panizos, el desarrollo de una caldera de tipo *down-sag* (Ort, 1993), al tiempo de la emisión de la unidad de enfriamiento inferior de la Ignimbrita Panizos, la que habría tenido una alineación central y un área de emisión simple, ubicada en el ángulo sudoeste del complejo dómico central. La unidad ignimbrítica superior habría rellenado dicha depresión, como lo señala la variación en el ángulo con que se inclina hacia el centro de la depresión su base (6°) respecto a su techo (2°), así como su confinamiento en gran parte al centro de la misma. No se observan evidencias de estructura colapso de caldera o de bocas auxiliares fuera de la depresión misma. Fallas relacionadas con la formación de la caldera se pudieron haber propagado por encima de la cámara magmática sin alcanzar la superficie.

El alineamiento anular de los domos podría estar correspondiendo con fracturas anulares de colapso de la caldera, que se habrían asociado a la emisión de la unidad de enfriamiento superior de la Ignimbrita Cerro Panizos (Ort, 1993), a través de las cuales habría ascendido el magma en una etapa subsiguiente de resurgencia magmática.

El derrame hacia el este de la unidad ignimbrítica de enfriamiento superior podría estar indicando que la caldera de colapso irrumpió el borde de la caldera *down-sag*, en el sector próximo al cerro Ramada.

7. Sistema caldérico Vilama-Coruto

Constituye un sistema de megacalderas anidadas, elongadas en el sentido ONO-ESE, el que integra la cadena volcánica transversal Lípez-Coranzulí.

La caldera Vilama presenta un eje mayor de 60 km y uno menor de 40 kilómetros. En ella se reconoce una caldera de tipo *trap-door* (Coira *et al.*, 1996b) relacionada con la emisión de la Ignimbrita Granada (950 km²), durante el primer ciclo, a los 10,1-8,9 Ma. Sus fábricas, así como las variaciones de espesor y datos de anisotropía de susceptibilidad magnética de los flujos (Singer *et al.*, 1996), indican direcciones de proveniencia desde el borde topográfico norte de la depresión de Vilama, de 5100-5300 m de altitud, donde se encuentran implantados los cerros Caucañi-Granada.

Este hecho, junto con el reconocimiento de estructuras de rumbo ONO, como las que controlaron la evolución de los centros volcánicos Caucañi-Solterío-Salle-Alcoak y que con rumbo casi N - S marginan el bloque de rocas ordovícicas de la mina Pirquitas, plantea la posibilidad que las mismas formarían parte o fueron paralelas a una estructura de colapso oculta en gran medida por un volcanismo lávico subsecuente. A dicha estructura se habría vinculado la emisión de la Ignimbrita Granada, con registros extracaldera en el área de los cerros Granada-Caucañi, mesada de Lipehuasi e intracaldera en la depresión de Vilama al sur del cerro Solterío. El desnivel entre el borde topográfico norte y la depresión de Vilama es del orden de 800-1000 metros. En el extremo sur de la depresión (sector cerro Colla-laguna Blanca) las relaciones son menos claras, no existe un desnivel topográfico significativo (menor de 80 m), reconociéndose estructuras de fracturación menores. Dicho sector podría haber actuado como bisagra durante el desarrollo de una caldera tipo *trap-door*.

El emplazamiento de la Ignimbrita Vilama (1100 km²) en el segundo ciclo, a los 8,5 Ma, habría estado acompañado por la formación de estructuras de subsidencia tipo *down-sag* (Walker, 1984), con áreas de emisión localizadas. Se han identificado direcciones de proveniencia desde el borde topográfico de la depresión de Vilama ocupados por los cerros Caucañi-Salle-Alcoak e inclinaciones de 4°-8° hacia su centro, como puede observarse al sur de los cerros Caucañi-Solterío. No se ha reconocido fracturación que acompañara a las estructuras de subsidencia.

Erupciones ignimbríticas menores, como las de Ceja Grande (8,3±0,6 Ma) y Capaderos se disponen según estructuras de colapso del primer ciclo parcialmente reactivadas en los sectores de los cerros Salle y Colla.

En el ángulo NNO de la depresión de Vilama se observa una estructura de domamiento de rumbo ONO, paralela al borde de la misma, que afecta a la Ignimbrita Vilama, con desarrollo de un sistema de fracturación normal de rumbo ONO-ESE, escalonado en forma descendente hacia la depresión de la laguna de Coruto. Dicha estructura estaría indicando un período de resurgencia post colapso con migración del sistema magmático hacia el oeste, el que posiblemente habría tenido lugar mientras en el Altiplano Boliviano se producía el colapso de la caldera Guacha (Mobarec y Heuschmidt, 1994).

Estructuras N-S al oeste del bloque de Pirquitas y anulares en el alto topográfico norte de la caldera

Vilama controlaron el emplazamiento de un volcanismo post colapso (6,2-6,7 Ma), representado por las lavas del cerro Morado y de los cerros Caucañi-Granada.

La caldera de colapso Bonanza (40x20 km de diámetro), anidada en la Vilama, muestra bordes de colapso mejor conservados en el sector norte, marginando por el sur los cerros Coruto-María Bonita, así como en el flanco sudoccidental, donde existe un alto topográfico de arrumbamiento NNO. A ella se asoció la emisión, a los 6,2 Ma, de la Ignimbrita Bonanza, que aflora en forma discontinua marginando la depresión, parcialmente cubierta por lavas post colapso, así como en el interior de la misma.

Las estructuras de colapso, tanto la de Vilama como la de Coruto, controlaron un volcanismo lávico e ignimbrítico post colapso que se implantó constituyendo los centros Tinte-Zapaleri-Granada-San Pedro-Caucañi-Solterío-Pululus, durante el período 5,05 < 2 Ma.

El fallamiento NE-SO, NS y NO-SE controló la actividad fumarólica y geotermal póstuma, así como el emplazamiento de depósitos epitermales, como los de Salle-Bonanza y Cerro Negro.

8. Complejo volcánico Coranzulí

El Complejo volcánico Coranzulí se encuentra emplazado en la intersección de sistemas regionales de fallas de rumbo N-S, NE-SO y NO-SE, constituyendo el representante mioceno más oriental de la cadena volcánica transversal López-Coranzulí, durante el Mioceno superior.

Una tectónica transtensiva, resultado de la interacción de dichos sistemas de fallas de tipo transcurrente (La Rinconada, N-S, levógira; Doncellas, NE-SO, dextrógira y Coyaguaima-Ramallo, NO-SE, dextrógira), controló la emisión de aproximadamente 400 km³ de material ignimbrítico, representado por las ignimbritas Abra Grande, Potrereros y Las Termas, así como la formación de un sistema caldérico asociado, localizado en el centro del complejo (Seggiaro, 1994).

La estructura caldérica que acompañó las voluminosas emisiones ignimbríticas producidas a los 6,8-6,45 Ma (Seggiaro, 1994), se encuentra testimoniada en parte por las fracturas gravitacionales semicirculares observadas marginando el cerro Coranzulí, particularmente en el área de los baños termales.

Las características texturales y estructurales, la distribución de facies y la variación de espesores de los distintos flujos ignimbríticos ponen en evidencia su proveniencia desde un área de emisión central, coinci-

dente con la ocupada actualmente por el domo lávico del cerro Coranzulí y resaltan las barreras topográficas representadas por los bloques de basamento ordovícico de las sierras de La Rinconada, Quichagua, Queta-Tanques y Peladar-Cobres, al momento de su emisión.

Hidrotermalismo tuvo lugar a lo largo de fracturas secundarias tensionales tipo Riedel, como lo testimonian los depósitos geysierianos boratíferos de Aritusa y San Marcos, al sur de la Hoja, así como las áreas hidrotermalizadas del ángulo NO del Complejo volcánico Coranzulí.

9. Sistema caldérico Pairique

Constituye uno de los complejos volcánicos cenozoicos más antiguos del sector, emplazado al sur del sistema volcánico Vilama-Coruto, que lo aloja parcialmente. Su localización se encuentra controlada por fracturación N-S que se prolonga desde el bloque de sierra de Lina y ONO-ESE y NO-SE concordantes con el alineamiento general de la cadena volcánica López-Coranzulí.

Estudios tectónicos preliminares realizados por Seggiaro (1994) en el sector, sugieren movimientos levógiros para las estructuras ONO-ESE e inverso y dextrógiro para las NO-SE. Se reconoce una estructura de caldera de colapso de 10 km de diámetro subcircular vinculada con la emisión de flujos ignimbríticos que sucedieron a la erupción inicial de lavas, brechas y reducidas piroclásticas dacíticas que ocupan el bajo de Pairique. Mantos de coignimbritas en facies proximales se distribuyeron a manera de anillo bordeando dicha estructura de colapso.

Emisiones de lavas dacíticas post colapso fueron controladas parcialmente por las fracturas que integran el borde de la caldera en la que se ubica la depresión de Pairique.

El volcanismo lávico andesítico final se emplazó fundamentalmente a lo largo de las fracturas del borde oriental y occidental de la caldera.

La alteración hidrotermal ha estado controlada por estructuras NO-SE, ONO-ESE y NNE-SSO.

3.3. DEFORMACIÓN DEL BASAMENTO ORDOVÍCICO

Las secuencias ordovícicas afectadas por metamorfismo de grado bajo a muy bajo, constituyen el basamento aflorante de la Puna Norte, sustrato de las unidades sedimentarias mesozoicas y volcano-sedimentarias del Cenozoico. Su estructura interna ha sido resultado de la deformación que acompañó

a la Fase Oclóyica (Turner y Méndez, 1975), responsable de su plegamiento de longitud de onda variable (métrico a decimétrico), con desarrollo de un único clivaje de plano axial en abanico, de rumbo general NNE y vergencia no definida, en contraposición con la Puna de Salta y Catamarca donde es marcada hacia el oeste (Mon y Hongn, 1987; Hongn, 1994).

Existen también fallas paleozoicas, aunque la falta de una vergencia definida de la estructura del Ordovícico hace difícil su distinción de las fracturas andinas.

La estructuración interna de los bloques serranos de rocas clásticas ordovícicas de las sierras de La Rinconada-Rosario de Coyaguaima-Pirquitas está caracterizada por un plegamiento apretado de rumbo general NNE-SSO a N-S cuyas longitudes de onda varían entre 2-10 km, alcanzando en plegamientos de segundo orden centenares de metros y finalmente, en órdenes menores, decenas de metros. Suele observarse en dicho plegamiento adelgazamiento de los bancos pelíticos en las charnelas, en tanto que los psamíticos conservan su espesor.

A las estructuras antiformales y sinformales se asocia un clivaje penetrativo de plano axial que intercepta a la estratificación con ángulos variables, con frecuentes refracciones resultado de los cambios litológicos pelita/arenisca.

En general sus planos axiales son subverticales, con ligeras desviaciones al este y oeste y sus charnelas pueden presentar suave buzamiento al norte o sur. Es posible seguir las líneas axiales a lo largo de hasta 20 kilómetros.

Las venas de cuarzo, portadoras frecuentemente de oro, concordantes en gran parte con la estratificación de los paquetes sedimentarios, suelen acomodarse por efecto de la deformación Oclóyica en los ejes de los pliegues, exhibiendo distintiva estructura tipo *saddle reef*.

Zonas de cizallamiento han sido reconocidas en los flancos de pliegues disponiéndose con rumbos comprendidos entre 45° y 135°, ocupando posiciones congruentes con su asignación al mismo sistema de esfuerzo que controló dicho plegamiento.

La faja de afloramiento del Complejo Magmático-Sedimentario Cochino-Escaya, de edad arenigiano-Ilanvirniana, se corresponde con una faja de máxima deformación dentro del denominado cinturón oclóyico. Dicha faja está limitada en el este, al sur de 23° 30' S, por el frente Tacónico o Corrimiento Oclóyico (Salfity *et al.*, 1976; Mon y Hongn,

1987) a lo largo del cual el basamento del borde oriental de la Puna austral fue corrido hacia el oeste sobre la misma.

La faja magmática sedimentaria ordovícica registra un intenso plegamiento, con pliegues de hasta tercer orden, con relaciones de amplitud-longitud de onda próximas o superiores a la unidad. El comportamiento de dichas secuencias es altamente anisótropo como resultado de sus litologías contrastantes, con distintos comportamientos reológicos, que han determinado una marcada partición de la deformación. Así se destacan sectores con un plegamiento apretado en los que participan las secuencias clásticas, distinguiéndose de otros representados por magmatitas transformadas en protomilonitas. Las facies porfíricas más gruesas muestran deformación interna variable, desde porciones foliadas a otras sin foliación. El clivaje presenta igual orientación en las sedimentitas y en las magmatitas, atestiguando la deformación conjunta de ambas.

Zonas de cizalla subverticales de rumbo N-S, con desplazamiento sinistral, han sido observadas por Bahlburg (1990b) afectando a las rocas magmáticas del cordón de Escaya y asignadas al Silúrico.

Junto a las volcanitas de la faja en consideración, se reconocen al sur del sector de la Hoja intrusivos pre o sintectónicos, como el granito de Tanques y la granodiorita de Cobres, caracterizados por su foliación interna y morfología elongada orientada paralelamente a la estructuración oclóyica del encajonante.

3.4. DEFORMACIÓN DE LA CUBIERTA CRETÁCICO-CENOZOICA

La deformación de la cubierta postpaleozoica en el ámbito de la Hoja se desarrolló enteramente durante el ciclo tectónico Andino. Asimismo, las secuencias sedimentarias y magmáticas de edad ordovícica fueron nuevamente deformadas durante este estadio.

Los estilos deformacionales del Ciclo Andino incluyen plegamiento y fracturación frágil de rocas terciarias y preterciarias, y han tenido una fuerte influencia sobre la sedimentación y el magmatismo desarrollados conjuntamente.

El fallamiento más notorio es de tipo compresivo, el cual ha elevado los principales cordones orográficos en la zona estudiada. Los esfuerzos compresivos se resuelven como corrimientos de án-

gulo alto, los que en profundidad progresivamente disminuyen su angularidad, otorgando a las estructuras una geometría de aspecto lístrico (Kley *et al.*, 1996; Allmendinger *et al.*, 1997). El rumbo de los cabalgamientos terciarios es NNE-SSO a N-S, con planos de corrimiento de inclinaciones altas, entre 45 y 80° hacia el este, los que definen una vergencia dominante hacia occidente (salvo el corrimiento de Pabellón y en el sistema FESR). A veces existen problemas para definir el valor del ángulo de inclinación, como en el caso del sistema FOSR, donde el plano inclina en forma muy variable a lo largo de la traza de la falla, para definir mejor su alto ángulo sólo hacia el sur del cerro Orosmayo. Dado que la separación entre los corrimientos es siempre menor a 15 km y sus planos de falla inclinan generalmente con un promedio de 60°, asumiendo una geometría lístrica los cabalgamientos deberían unirse a profundidades someras, tal vez dentro del ámbito frágil de la corteza media (Cladouhos *et al.*, 1994).

Los pliegues son otro reflejo de la deformación compresional andina. El plegamiento terciario define estructuras amplias, que sólo pueden levantarse con seguridad hacia los bordes de las cuencas sedimentarias principales, donde existen los corrimientos mayores. Son sinclinales y anticlinales de rumbos paralelos a la fracturación, donde no se distinguen adelgazamientos o engrosamientos de estratos, ni desarrollo de clivaje, y a medida que se sitúan más cerca de los cabalgamientos activos, despliegan una mejor asimetría con vergencia occidental. En el borde oeste de la sierra de La Rinconada son mucho más claros hacia el norte (El Angostocerro Chaupiorco) donde presentan buena vergencia hacia el oeste e inmersiones al sur, estableciendo un diseño general abanicado con vértice en la localidad de Eureka. A la latitud de Casa Colorada también son frecuentes plegamientos de este tipo, describiéndose un gran sinclinal de más de 3 km de longitud de onda sobre las rocas que rellenaron esa delgada cuenca, y un anticlinal buzante al sur, de 2 km de longitud de onda al oeste del anterior. En el resto de la comarca los plegamientos son escasos y muy locales, generalmente suaves, predominando una disposición homoclinal, con suaves buzamientos hacia el oeste y este, que van haciendo de sustrato a las ignimbritas subhorizontales de Panizos y Orosmayo.

Hacia el este de la sierra de La Rinconada, la Formación Tiomayo, que al oeste de dicha serranía prácticamente no registra deformación, se encuentra plegada según anticlinales y sinclinales muy suaves (longitud de onda=0,5 km), con planos axiales

verticales y ejes de rumbo NE-SO a NNE-SSO. En cerro Blanco (al oeste de Pan de Azúcar), amplios pliegues que buzán con ángulos bajos al sur o al norte indistintamente, poseen amplitudes menores a los anteriores, cercanas a 150-200 metros.

El plegamiento de edad terciaria sobre rocas ordovícicas no es fácil de distinguir, ya que los eventos deformacionales previos al Ciclo Andino han sido coaxiales con este último. Sin embargo, algunos pliegues en la Formación Acoite, que se formaron conjuntamente con su cubierta más moderna, son claramente asignables al Ciclo Andino, como por ejemplo el núcleo del anticlinal del cerro Chaupiorco.

En muchos casos el plegamiento de las secuencias cretácicas y terciarias corresponden a la propagación del movimiento de una falla subyacente. Este mecanismo es en general sugerido por casi todos los trabajos estructurales en el *plateau* de los Andes Centrales (Baby y Sempere, 1989; Cladouhos *et al.*, 1994; Marret *et al.*, 1994; Kley *et al.*, 1996), y se confirma en la Hoja por la relación general que los pliegues, sobre todo los mejor definidos, tienen con corrimientos cercanos o subyacentes (ver por ejemplo el anticlinal de Casa Colorada, que continúa hacia el sur al corrimiento del Bloque de Cabrería; igualmente ocurre en los alrededores de El Angosto). Otros pliegues, en cambio, se han generado a partir del arrastre que provocaran algunos corrimientos (el sinclinal de Casa Colorada, por ejemplo).

La deformación de tipo compresivo en la Puna Norte es sucedida por episodios de tipo tensionales y transcurrentes (Cladouhos *et al.*, 1994; Herail *et al.*, 1994). Durante esta etapa los movimientos se localizaron a favor de las fracturas compresivas previas de rumbos casi N - S, como también a favor de las estructuras transversales ONO y NO paralelas al lineamiento de Coyaguaima. Los movimientos máximos en el fallamiento transcurrente son cercanos al kilómetro, y en las fracturas tensionales de hasta 25 m, aunque en la zona de trabajo los movimientos tensionales solieron tener una magnitud menor. La importancia de los desplazamientos de rumbo queda realizada por la sugerencia de que los mismos favorecieron la implantación del volcanismo (el mejor ejemplo es el del centro volcánico Coranzulí, Seggiaro y Hongn, 1994). Dichos movimientos han sido sinistral o dextrales, aunque estos últimos son más frecuentes en las estructuras de rumbo NO-SE. Las estructuras distensivas, en cambio, desarrollaron sólo pequeñas escarpas dirigidas hacia el este u oeste.

Los esfuerzos dominantes durante la deformación compresiva cenozoica de la Puna se distribuye-

ron como direcciones de acortamiento anómalas respecto de la dirección de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana. Mientras el acortamiento en las estructuras es de $N120^{\circ}\pm 20^{\circ}$, la dirección de convergencia es de $N 82^{\circ}\pm 04^{\circ}$. Por lo tanto, varios autores han propuesto un control tectónico previo a las estructuras modernas, tal vez asociados a la estructuración oclóyica o bien al evento de *rifting* cretácico (Cladouhos *et al.*, 1994; Allmendinger *et al.*, 1997). Por otra parte, se han determinado esfuerzos tensionales y transcurrentes dominantes durante la etapa posterior a 10 Ma, los cuales indican acortamientos verticales y horizontales en direcciones próximas a $N 80^{\circ}$, mientras que los ejes de estiramiento principales se distribuyen en la horizontal, con rumbos E-O (fallamiento normal) y NO-SE o NNE-SSO (desplazamiento de rumbo).

3.5. CICLO FAMATINIANO (FASE OCLÓYICA)

La deformación que afecta a las secuencias ordovícicas que conforman el basamento aflorante de la Puna Norte es atribuida a la Fase Oclóyica (Turner y Méndez, 1975) y refleja episodios colisionales que contribuyeron al amalgamamiento del suroeste de Gondwana.

La deformación es máxima en la Puna, donde alcanzan las secuencias ordovícicas un acortamiento del orden del 50% (Hongn, 1992), observándose decrecimientos hacia el este y oeste. La estructura penetrativa del Ordovícico de la Puna, resultado de la Fase Oclóyica, se encuentra limitada temporalmente al Ashgilliano sobre la base de la discordancia angular marcada observada en el sector occidental de la Puna, que media entre las rocas ordovícicas y las sedimentitas silúricas suavemente deformadas de edad llandoveryana en el salar del Rincón (Aceñolaza *et al.*, 1972; Isaacson *et al.*, 1976; Benedetto y Sánchez, 1990).

No han sido encontrados en el ámbito de la Puna diferencias entre las mesoestructuras de las secuencias tremadociano-arenigianas y llandoveryano-caradocianas, por lo que se ha descartado la asignación de deformación intensa a la Fase Guandacol (Hongn, 1992). Dentro de la zona de la Hoja ha sido reconocida una única fase de deformación de las secuencias ordovícicas, la que generó los pliegues y corrimientos, determinando un solo clivaje de plano axial. Éstas características concuerdan con las observaciones regionales realizadas para la Puna por Hongn (1992, 1995).

A la Fase Guandacol se asignan los acontecimientos magmáticos registrados en el Complejo magmático-sedimentario Cochinoca-Escaya, que ha sido datado en 476 Ma (Lork y Bahlburg, 1993) e interpretado como un arco magmático-retroarco asociado a una zona de subducción con inclinación al este (Coira *et al.*, 1982; Dalziel y Forsythe, 1985; Ramos, 1988; Rapela *et al.*, 1992) o en contraposición asignado a un régimen extensional ensiálico desarrollado entre el macizo de Arequipa al oeste y el cratón Brasiliano al este (Davidson y Mpodozis, en Coira *et al.*, 1982; Aceñolaza y Toselli, 1984; Bahlburg y Herve, 1997) o a un modelo de subducción oblicua transpresional extendido hacia el norte del lineamiento del Toro en un fallamiento oblicuo transcurrente (Coira *et al.*, 1999).

3.6. CICLO ANDINO

Usualmente se considera que el ciclo tectónico Andino comenzó en los Andes Centrales con un evento extensional a transtensivo, desarrollado durante el Jurásico superior-Cretácico inferior, asociado al inicio del *rifting* entre Sudamérica y África (Sempere, 1995; Sempere *et al.*, 1997). A partir del Cretácico inferior hasta el Coniaciano predominaron las condiciones distensivas en casi toda la región, instalándose una cuenca de *rift* de retroarco en toda la región NO de Argentina y S de Bolivia. Según Sempere (1995) y Sempere *et al.* (1997), este episodio sugiere la desestabilización regional producida por el inicio del acortamiento a lo largo del borde occidental de Sudamérica hacia los ~89 Ma.

En el ámbito geográfico de este estudio, en tanto, no existen grandes afloramientos de rocas del Grupo Salta, depositadas en estas primeras etapas, como tampoco se advierte una relación estratigráfica definitiva con el basamento ordovícico. Sin embargo, se admite que muchas de las estructuras que hoy ponen en contacto la rocas ordovícicas con el Grupo Salta, pueden haber sido fallas normales reactivadas durante la compresión andina.

Fase Incaica

Luego del *rifting* cretácico, no hay indicios acerca de alguna actividad tectónica de importancia hasta la elaboración de la discordancia regional sobre la que se apoyan las sedimentitas de las formaciones Peña Colorada y Moreta. Esta discordancia se labró sobre las rocas prepaleógenas, quedando mucho mejor definida sobre el basamento ordovícico que sobre las secuencias del Grupo Salta. No obs-

tante, fuera de la zona ha sido muy bien definida sobre estas últimas (Salfity *et al.*, 1984; Salfity y Marquillas, 1994; Kley *et al.*, 1996), e incluso en el extremo norte de la Hoja (región de Eureka) se ha individualizado dicha discontinuidad, mediando entre el techo de la Formación Yacoraite (cerro Chaupiorco), o bien entre el techo del Subgrupo Santa Bárbara (Eureka) y la base de la Formación Peña Colorada. La discordancia de la base de Peña Colorada es regional y por lo general angular, aunque sobre las rocas cretácicas siempre es de carácter erosivo. Otra evidencia de erosión regional sobre rocas cretácicas es la presencia, en la base de la Formación Peña Colorada, de conglomerados de clastos carbonáticos procedentes de la Formación Yacoraite (Viera, 1984).

En el basamento ordovícico la erosión durante esta etapa de alzamiento fue muy fuerte y provocó arrasamiento importante del relieve y topografía preexistente. Sin embargo algunos altos topográficos habrían persistido, por cuanto hacia el sur de Orosmayo prácticamente no hay afloramientos de la Formación Peña Colorada (correspondería a una zona elevada situada en Pirquitas). Así también el bloque de Cabrería registra el relleno en *onlap* de la cuenca de Casa Colorada sobre su borde oriental, lo cual indica un alto relativamente importante en ese sector (alto que fue exagerado por una fase compresiva posterior). Lo mismo ocurriría en la cuenca de Santa Catalina, donde pequeños asomos de la Formación Peña Colorada situados sobre la sierra de La Rinconada no son conocidos más al este del corrimiento de Chilcobija.

Se ha sugerido (Jordan y Alonso, 1987; Baby *et al.*, 1997; Horton y De Celles, 1997) que esta discordancia señala el establecimiento de un evento compresivo regional, que determinó en la zona la primera formación de amplias cuencas de antepaís al este del frente deformacional y arco activo de los Andes Centrales. Si bien este evento está bien acotado cronológicamente en el Altiplano y Cordillera Oriental de Bolivia (~58,2 Ma, Sempere *et al.*, 1997), es difícil precisar una edad para la discordancia Incaica en Puna Norte. Si aceptamos las correlaciones y los ajustes estratigráficos preliminares realizados para la Formación Peña Colorada (Paleoceno superior-Eoceno a Mioceno inferior), la discordancia correspondiente a la Fase Incaica se ubica en el Eoceno.

Fase Pehuenche

El relleno de las cuencas de antepaís desarrolladas en la Puna Norte continuó hasta que comenza-

ron los estadios compresivos más importantes en la zona, a causa del salto del frente de deformación andino hacia el este. Dichos eventos fueron generadores del extremo acortamiento y engrosamiento de la altiplanicie de los Andes Centrales. El primero de ellos ocurrió entre los 25 y 20 Ma aproximadamente (Sempere *et al.*, 1990) en el sector boliviano, mientras que podrían haber sido más jóvenes al sur de los 22° S. Existen importantes estructuras asignables a esta etapa en el área estudiada.

La cuenca intermontana de la Formación Moreta, de edad oligocena superior-miocena inferior, se habría formado a partir de movimientos de esta edad, sobre estructuras situadas en ambos márgenes de la depresión de Pozuelos. Su relleno principalmente conglomerádico indica fuertes alzamientos y en general comparte muchas características -incluido el volcanismo- con cuencas intermontanas de *piggy back* coetáneas en la Cordillera Oriental Boliviana (Tupiza-Oploca, Estarca; Soler y Jiménez, 1993; Kley *et al.*, 1996). Según Baby y Sempere (1989) y Herail *et al.* (1994), existen varias evidencias para considerar que las cuencas intermontanas bolivianas se formaron por eventos transcurrentes más que compresivos, sumando como evidencia el volcanismo de afinidades alcalinas presente en ellas (Soler y Jiménez, 1993; Allmendinger *et al.*, 1997). Sin embargo, no existen tales indicios para la cuenca de la Formación Moreta (ver por ej. la distribución de esfuerzos en Cladouhos *et al.*, 1994, fuera de la Hoja), que incluso presenta una tipología de volcanismo de afinidades calcoalcalinas (Soler, 1996), y que puede ser interpretada como una cuenca compresiva.

Los primeros movimientos de las estructuras asociadas al sistema de la FOSR deben haberse producido también durante estas etapas. Un control importante queda acotado por la implantación del complejo dómico de Casa Colorada sobre la falla del bloque de Cabrería. Dicho aparato volcánico de $17,3 \pm 0,7$ Ma no está deformado por la falla, la que a su vez está sobrecorriendo a la Formación Acoite sobre la Formación Peña Colorada. Además, un depósito de flujo de bloques y ceniza integrante del complejo cubre a la Formación Peña Colorada en discordancia erosiva labrada previamente a su depositación. La traza más importante del sistema FOSR ha sido activa también hasta el Mioceno inferior alto. La potente secuencia pefítica de la Formación Cabrería, que continúa en concordancia sobre la Formación Peña Colorada, señala un importante alzamiento de la sierra de La Rinconada, el cual queda acotado por la edad de $17,4 \pm 0,8$ Ma del

Miembro Quebrada Grande de dicha formación. No obstante, el movimiento de la misma continuó posteriormente, ya que la Formación Cabrería ha sido plegada como resultado del arrastre de la FOSR.

Parece verificarse un cierto diacronismo en la deformación de norte a sur durante este episodio. La falla de San Vicente, cuya continuación austral es la FOSR, habría detenido sus movimientos hacia los 18 Ma, mientras que hacia el sector argentino la misma habría estado activa hasta al menos los 16 Ma.

La discordancia producida durante esta fase no se reconoce en forma regional, siendo posible distinguirla sólo hacia los bordes de las cuencas terciarias. Hacia el centro de la depresión de San Juan de Oro se verifica un contacto paraconcordante entre las unidades previas y posteriores a la mencionada discordancia.

Fase Quechua

Durante el Mioceno medio y superior ocurrieron los mayores episodios de acortamiento y engrosamiento cortical en la altiplanicie de los Andes Centrales (Coira *et al.*, 1993a; Allmendinger *et al.*, 1997).

Luego de la deformación acaecida al final de la Fase Pehuenche (~17-16 Ma), en la cual las viejas cuencas de antepaís andinas quedaron fuertemente compartimentadas, llegó una etapa de relativa tranquilidad tectónica en la zona. En la cuenca de San Juan de Oro se depositó la Formación Tiomayo a partir de los $15,7 \pm 0,6$ Ma, la cual se encuentra prácticamente indeformada. La potente secuencia pefítica que sigue a la discordancia erosiva desarrollada sobre la Formación Peña Colorada en el borde de cuenca, puede significar una continuidad en la deformación en la FOSR para esos tiempos. Siguiendo algunos modelos tectónicos para fases de pulsos compresivos de corta duración (± 2 Ma, Flemings y Jordan, 1990) en cambio, esta secuencia de conglomerados podría corresponder al desacople existente entre deformación y subsidencia-sedimentación, sin necesariamente significar un alzamiento contemporáneo a esta porción de la Formación Tiomayo.

Hacia el techo de la Formación Tiomayo, en cambio, se verifica una pequeña discordancia, otra vez visible sólo en los bordes de cuenca, como en el cerro Chuj Chuj (río Orosmayo) y Pirquitas. En el primero de los casos se observó una suave discordancia angular entre los niveles amarillentos y los verdes de la formación. En el segundo, se individualiza un potente cuerpo de conglomerado que progresa

desde dicha superficie hacia el basamento ordovícico, donde toda la secuencia se deposita en *onlap*. En el resto de la cuenca sólo se verifica el cambio de color y naturaleza de las unidades amarillentas a verdosas, apareciendo ambas en concordancia. La edad de esta discontinuidad intra Tiomayo queda acotada por una toba situada como último estrato dentro de la secuencia amarillenta, la cual posee $12,1 \pm 0,7$ Ma.

Mientras la deformación de la Formación Tiomayo es escasa hacia occidente de la sierra de La Rinconada, hacia el este la misma aparece plegada en forma relativamente importante. Los movimientos compresivos en la FESR han llegado hasta el Mioceno medio, ya que la Formación Acoite es sobrecorrida localmente sobre el Complejo volcánico dómico Laguna de Pozuelos en cerro Redondo ($12,51 \pm 1,1$ Ma), aunque con desplazamientos de baja magnitud (Cladouhos *et al.*, 1994). Otro control de la deformación queda expresado por la escasa deformación de las volcanitas del Complejo volcánico dómico Laguna de Pozuelos en Pan de Azúcar, el cual está escasamente deformado (12 ± 2 Ma).

Con posterioridad no se verifican más evidencias de deformación compresiva en todo el ámbito de la Hoja. Entre los 12 y los 10 Ma se labró la superficie San Juan de Oro, una discontinuidad regional que se ha reconocido no sólo en la Puna Norte, sino en el Altiplano y en la Cordillera Oriental de Bolivia (Servant *et al.*, 1989; Gubbels *et al.*, 1993). Sobre dicha discontinuidad se apoyan ignimbritas sin deformación de ~6 Ma a 10,3 Ma.

La superficie San Juan de Oro queda definida por amplios pedimentos y conos coalescentes, principalmente ubicados hacia el borde occidental de la sierra de La Rinconada, pero también reconocidos en la cuenca de Santa Catalina. También se asigna como un equivalente lateral de dicha superficie la discordancia sobre la que se apoyan los grandes cuerpos ignimbríticos puneños. La superficie San Juan de Oro señala el salto deformacional desde la región de la Puna hacia la zona Subandina (Gubbels *et al.*, 1993; Kley *et al.*, 1996), y la finalización de los episodios compresivos en la Puna Norte (Fig. 2, Cladouhos *et al.*, 1994).

A partir de allí (~12-10 Ma) la tectónica de la Puna Norte se caracterizó por un estadio distensivo y resolución de la compresión por desplazamientos de rumbo, que acomodaron los esfuerzos imperantes en la zona, mientras que las cuencas fueron llenándose de sedimentos en forma pasiva. Si bien es cierto que los eventos transcurrentes fueron dominantes en esa etapa, no se puede descartar su relevancia en épocas

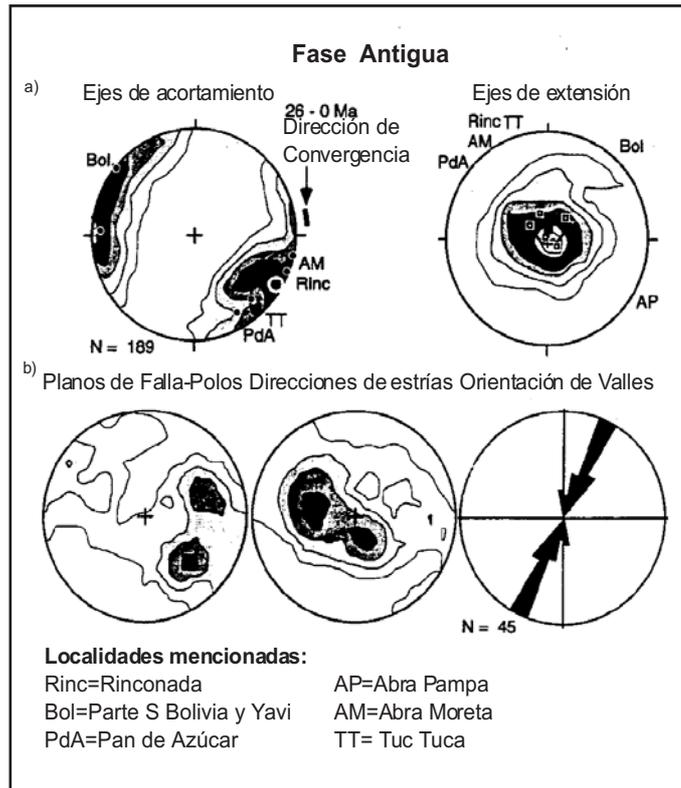


Figura 2. a) Ejes infinitesimales de acortamiento y extensión, de todas las fallas inversas de la fase deformacional compresiva.
 b) Datos complementarios de la deformación compresiva terciaria.
 Tomado de Cladouhos *et al.* (1994).

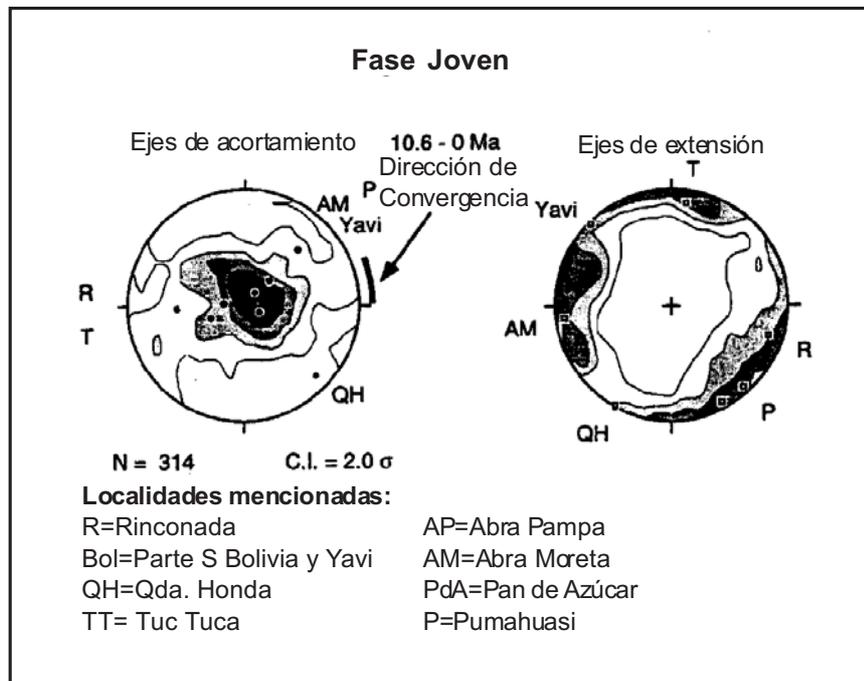


Figura 3. Fase deformacional moderna (post 10 Ma). Ejes infinitesimales de acortamiento y estiramiento de las fallas de deslizamiento de rumbo y normales. Tomado de Cladouhos *et al.* (1994).

anteriores, por cuanto mucha de la estructuración de la depresión de Pozuelos, que localmente controló la emisión de volcánicas de edad miocena media, pueden ser asignadas a importantes componentes sinistralas en los corrimientos que limitan dicha cuenca por el este y oeste (Chernicoff *et al.*, 1996).

Una cronología preliminar del estilo deformacional indica que los esfuerzos transcurrentes con extensiones de rumbo NNE-SSO y ejes de acortamiento con direcciones ONO-ESE predominaron durante el Mioceno superior, facilitando la localización de algunos centros volcánicos en condiciones transtensivas (Seggiaro, 1994; Seggiaro y Hongn, 1994; Cladouhos *et al.*, 1994). Durante el Plioceno a la actualidad en cambio, predominaron situaciones de tipo distensivo y transcurrentes, pero con direcciones de estiramiento E-O y NO-SE (Fig. 3).

El único cambio posterior ocurrió aproximadamente a los 2 Ma (Gubbels *et al.*, 1993), a causa del alzamiento general de toda la zona y el excavado activo de los profundos cañones que afectan principalmente a las sierras y elevaciones. El mismo ha sido interpretado (Gubbels *et al.*, 1993) como un alzamiento isostático a partir del bajocorrimiento del Cratón Brasileño "subductando" bajo las Sierras Subandinas y parte de la Cordillera Oriental. Incluso se ha propuesto (Cladouhos *et al.*, 1994; Allmendinger *et al.*, 1997) que ese mecanismo de corrimiento produjo, en función de su oblicuidad y la descomposición del esfuerzo compresivo, el fenómeno de desplazamiento de rumbo que caracteriza la deformación plio-cuaternaria.

3.7. ACORTAMIENTOS Y MODELOS TECTÓNICOS

El *plateau* de los Andes Centrales (del cual es parte la zona de estudio) presenta, según datos geológicos y geofísicos de diversa índole, un espesor cortical cercano a los 70-74 km (Beck *et al.*, 1996).

Los primeros modelos que intentaron explicar semejante espesor cortical, proponían un espesamiento por subplacado (*underplating*) magmático (Thorpe *et al.*, 1981), pero evaluaciones posteriores acerca de la tasa de adición magmática sobre zonas de subducción y volúmenes corticales en los Andes Centrales dificultaron tales apreciaciones (la contribución magmática total al fenómeno de engrosamiento cortical no superaría el 2%).

Actualmente se acepta que la espesa corteza andina bajo la Puna fue resultado de acortamiento tectónico extremo (191-250 km), acaecido durante el

Cenozoico (Isacks, 1988; Sheffels, 1990; Sempere *et al.*, 1990; Schmitz, 1994; Kley *et al.*, 1996; Baby *et al.*, 1997). No obstante, algunos autores (Schmitz, 1994; Baby *et al.*, 1997) estimaron que el acortamiento es insuficiente, explicando sólo el 70-80% del espesor total de la corteza. Como alternativa han propuesto una contribución por subplacado, pero de tipo tectónico, es decir por adición de material desde el frente de subducción a la base de la litosfera andina.

El acortamiento total calculado para el segmento de la Cordillera Oriental-Altiplano entre los 21°-22° S, varía entre 50-100 km, dependiendo del modelo utilizado y de la estimación del espesor inicial (Sheffels, 1990; Cladouhos *et al.*, 1994; Schmitz, 1994; Kley *et al.*, 1996; Baby *et al.*, 1997). En general el modelo que mejor parece encajar con los datos de la Puna Norte apoyan la hipótesis de Isacks (1988), reformulada por Gubbels *et al.* (1993), en la cual el alzamiento y engrosamiento cortical de la Puna se explica por una evolución en dos fases. La primera conlleva el acortamiento general de la corteza, sustancialmente controlado por paleoestructuras tectónicas, y se desarrolló hasta los 10 Ma (fase compresiva). La segunda (post 10 Ma) implica el corrimiento de la corteza superior de la Cordillera Oriental sobre el Cratón Brasileño, con un importante acortamiento de la corteza inferior del *plateau*, y salto de la deformación desde la Cordillera Oriental a los Subandes. Este subcorrimiento del Cratón Brasileño provocó un reajuste isostático posterior que permitió alcanzar la altura actual promedio de la Puna-Altiplano.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRAFICA

El área, enclavada en la subregión geográfica de la Puna seca (Igarzábal, 1978), posee en su sector norte mayor humedad que en el resto de la Hoja, disminuyendo rápidamente hacia el sur. El régimen pluviométrico es estacional de carácter torrencial, concentrado en el período que va de noviembre a marzo, con valores más comunes observados de 300 mm de media acumulada anual. La temperatura media anual es de 3° a 6°, determinando estos valores un clima BSK' (desértico tropical) según clasificación de Köppen. Otros datos climáticos de interés para la región son:

- Presión media anual de 670 mm de Hg
- Vientos predominantes del NE con una velocidad media de 6,5 m/seg

- Humedad relativa media anual del 47%.

La topografía absoluta es variable de 3500 m s.n.m. (sector sudoriental) a 5960 m s.n.m. (serranía de Zapaleri) distribuyéndose en forma creciente de este a oeste. La disposición de bajos y altos topográficos es norte - sur y se intercala con superficies mesetiformes de irregular extensión. Entre los elementos positivos de mayor significación se destacan la sierra de La Rinconada (altura media 4500 m s.n.m.), estribación norte de la sierra de Lina (altura media 5500 m s.n.m.), alto de Pirquitas (altura media 4700 m s.n.m.) y la cadena volcánica del límite, con alturas superiores a los 5000 m s.n.m. en los cerros Zapaleri (5650 m), Brajma (5350 m), Tinte (5850 m), Negro (5520 m), Vilama (5675 m), Limitayoc (5160 m) y Ramada (5550 m), entre los más importantes. Los principales bajos son los de Pozuelos (3600 m s.n.m.) y Vilama (4500 m s.n.m.), siendo el segundo una depresión ubicada en un área de altura absoluta media de 5000 m s.n.m. con desniveles relativos de 100 a 200 metros.

La hidrografía está compuesta por tres sistemas principales, de los cuales uno es exorreico y dos centrípetos. El primero corresponde al sistema del río Grande de San Juan, cuyos afluentes principales son los subsistemas de Orosmayo, Granada, Toronsaire, Coyaguaima y Porvenir, que drenan el sector centro-oeste de la Hoja con dirección al norte. Los sistemas centrípetos corresponden a las cuencas laguna de Pozuelos, en el sector oriental de la Hoja y lagunas de Vilama, Isla Grande, Pululus y Pular entre otras, ubicadas en el sector sudoeste de la región, las que son de poca extensión en relación con la de Pozuelos.

4.2. DESCRIPCIÓN GEOMORFOLÓGICA

La Hoja, ubicada en la Puna jujeña, posee cuatro tipos de relieve determinantes: montañoso morfoestructural, depresivo, volcánico y mesetiforme (Fig. 4). Para una comprensión sistemática se ha clasificado cada uno de estos en ambientes geomorfológicos según criterios genéticos y litologías constitutivas. Estos corresponden a:

4.2.1. RELIEVE MONTAÑOSO MORFOESTRUCTURAL

Este tipo de relieve presenta tres unidades paisajísticas: sierra de La Rinconada-Carahuasi, sector norte de la sierra de Lina y alto de Pirquitas.

Todos están constituidos por secuencias clásticas marinas del período ordovícico, que se encuentran afectadas por fracturación y plegamiento.

La sierra de La Rinconada-Carahuasi se ubica en la parte central de la comarca y posee forma elongada norte-sur. Este relieve positivo conforma un bloque tectónico en el que se han insertado una serie de subcuencas fluviales cuyos cauces presentan en general perfiles en V. Se destaca la acción retrocedente de los sistemas hidrográficos, de los cuales el más importante es el del río Santa Catalina.

Es común el desarrollo de formas semiabruptas a abruptas, principalmente en las márgenes de los afluentes. Las vertientes poseen valores clinométricos de 15 a 25%, su cobertura detrítica es de escaso espesor; los interfluvios son predominantemente redondeados a subredondeados, con pendientes de bajo valor (menores del 10%) y escasa presencia de cobertura detrítica.

La estribación norte de la sierra de Lina tiene características similares a la unidad anteriormente descrita, siendo los valores clinométricos de las vertientes menores al 20%, con un desarrollo de formas suaves redondeadas. Los cauces poseen bajos valores clinométricos (menos de 5%) y un mayor poder erosivo vertical que retrocedente. Las quebradas son de márgenes semiabruptas donde la erosión vertical e incisión es favorecida por las estructuras y las litologías de menor competencia.

El alto de Pirquitas constituye un bloque tectónicamente elevado con pendientes del orden del 15% a 25% en el borde oriental y sur, mientras que hacia el norte y este las pendientes son menores. Las formas predominantes son suaves, siendo abruptas en los flancos de algunas quebradas.

4.2.2. RELIEVE DEPRESIVO

Dentro de esta altimetría negativa se reconocen tres sectores:

a) Sectores que se comportan como depocentros de sedimentación y confluencia de los drenajes de las serranías circundantes. Corresponden a la cuenca de Pozuelos, con ambiente lagunar salino.

b) Conos coalescentes perimetrales a las serranías de La Rinconada y Lina, entre otros.

c) Las cuencas de Vilama y lagunas ubicadas al oeste del bloque Pirquitas, las que corresponden a un ambiente lagunar erosivo.

4.2.2.1. Ambiente lagunar salino (laguna de Pozuelos)

Esta unidad, ubicada en el extremo oriental de la Hoja, es la más importante por sus características geomórficas y estructurales. Se trata de un bajo morfoestructural delimitado por fallas de dirección aproximadamente N - S en el que se instaló un sistema lagunar salino somero, actualmente en una etapa media de su desarrollo. Las formas lagunares y perilagunares presentes son los deltas sublacustres, líneas de ribera, terrazas lacustres y cubeta de decantación (Igarzábal, 1978).

Estos elementos se destacan por los bajos valores clinométricos, los cuales no superan el 2%, presentando planaridad superficial en el seno de la cubeta y rasgos de baja rugosidad en los sectores perimetrales de la misma. Las riberas antiguas son lobulares y de origen constructivo no rocoso, mientras que las actuales son de tipo tectónico y de aporte (Igarzábal, 1978). Los deltas se pueden dividir en primarios y actuales; los primeros son escasamente observables por la destrucción erosiva y por el sepultamiento como consecuencia de los productos de acarreo. Se ubican en las desembocaduras de los sistemas hidrográficos de mayor magnitud; las formas actuales son escasas y de poco desarrollo, siendo el delta de mayor envergadura el del río Cincel.

Caracterizan geomorfológicamente a este ambiente la presencia de terrazas lacustres de reducidas dimensiones y cubetas de decantación de restringida superficie. Éstas se ubican en los sectores de abandono del espejo de agua y en las fracturas tectónicas, con inundaciones solamente en los períodos estivales.

4.2.2.2. Ambiente de conos coalescentes

Se trata de un ambiente ubicado en los quiebres de pendiente, en las márgenes de los elementos positivos limitando los relieves depresivos. Son formas aluvionales construidas a partir de la coalescencia de abanicos y conos aluviales progradantes hacia las cubetas lagunares, principalmente reconocibles en las de mayor desarrollo, como es el caso de la depresión de Pozuelos. Los valores clinométricos son variables entre el 2% y el 5%. La superficie de estas formas de acumulación presentan en general leve ondulación e irregularidad, mientras que en otros casos dichas superficies son regulares; otra característica es la alta pedregosidad y retrabajo incipiente de los mismos en los casos de estabilidad por madurez, determinando la construcción de peque-

ñas terrazas en las márgenes de los cauces y nuevos conos en los extremos terminales de los conos coalescentes.

4.2.2.3. Ambiente lagunar erosivo

Se ubica en el sector sudoeste de la Hoja, donde se han instalado una serie de bajos de carácter erosivo, constituidos en lagunas receptoras de sistemas hídricos centrípetos. Las lagunas de mayor importancia son las de Vilama, Pululus, Pular e Isla Grande, entre otras. La litología basal donde se originan estas geoformas es volcánica (ignimbritas con buen desarrollo de diaclasamiento). Los valores clinométricos de estos ambientes son bajos, no mayores al 2% en las cubetas y del orden del 5% en los sectores de borde.

Se destaca en este ambiente un diseño grueso del diaclasamiento aprovechado por los cauces, algunos de estos lineamientos podrían corresponder a estructuras menores de colapso volcánico-tectónico.

De este ambiente, la de mayor extensión es la laguna de Vilama con 75 km² aproximadamente, la cubeta es de fondo levemente cóncavo y forma elongada de orientación casi N - S. En los sectores perimetrales de ésta se han desarrollado una serie de formas lobulares que separan a la cubeta principal de una serie de pequeños depocentros de 1 km² de superficie que se inundan en los períodos de máximas precipitaciones.

4.2.3. RELIEVE VOLCÁNICO

Paisaje distribuido en los sectores centro-occidental y sur de la Hoja, en el cual la erosión eólica tuvo importante participación en el modelado, del mismo modo que la acción fluvial, determinando valles y quebradas de relativa profundidad, particularmente favorecidas por diaclasas de enfriamiento. Se debe destacar para este relieve la acción glaciaria, observada en los cerros Granadas y Zapaleri, entre otros.

El relieve volcánico cobra gran importancia en la Hoja ya que las rocas volcánicas representan aproximadamente el 40% de la superficie total del área. Las geoformas corresponden a aparatos volcánicos centrales, mesadas o campos ignimbriticos y calderas.

4.2.3.1. Ambiente de calderas

Se ubican en el sector occidental y sur de la región, donde se diferencian las estructuras de calderas correspondientes a centros volcánicos cenozoicos como

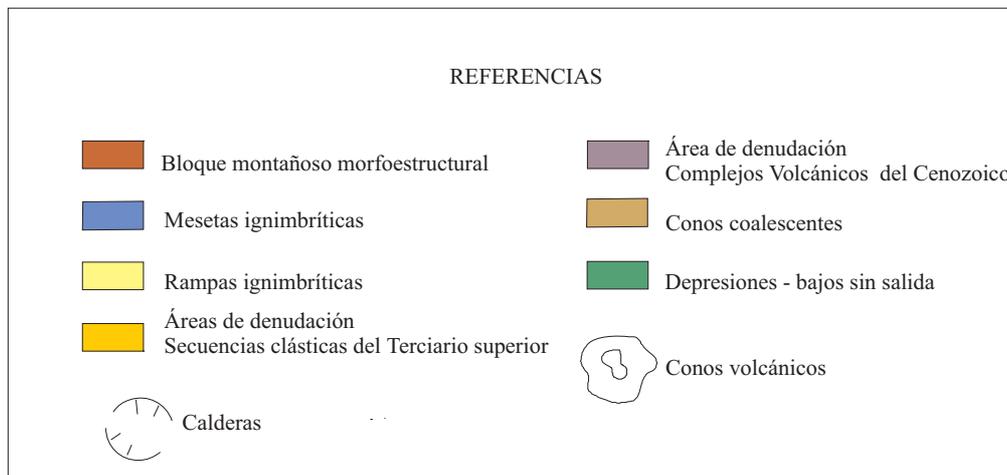
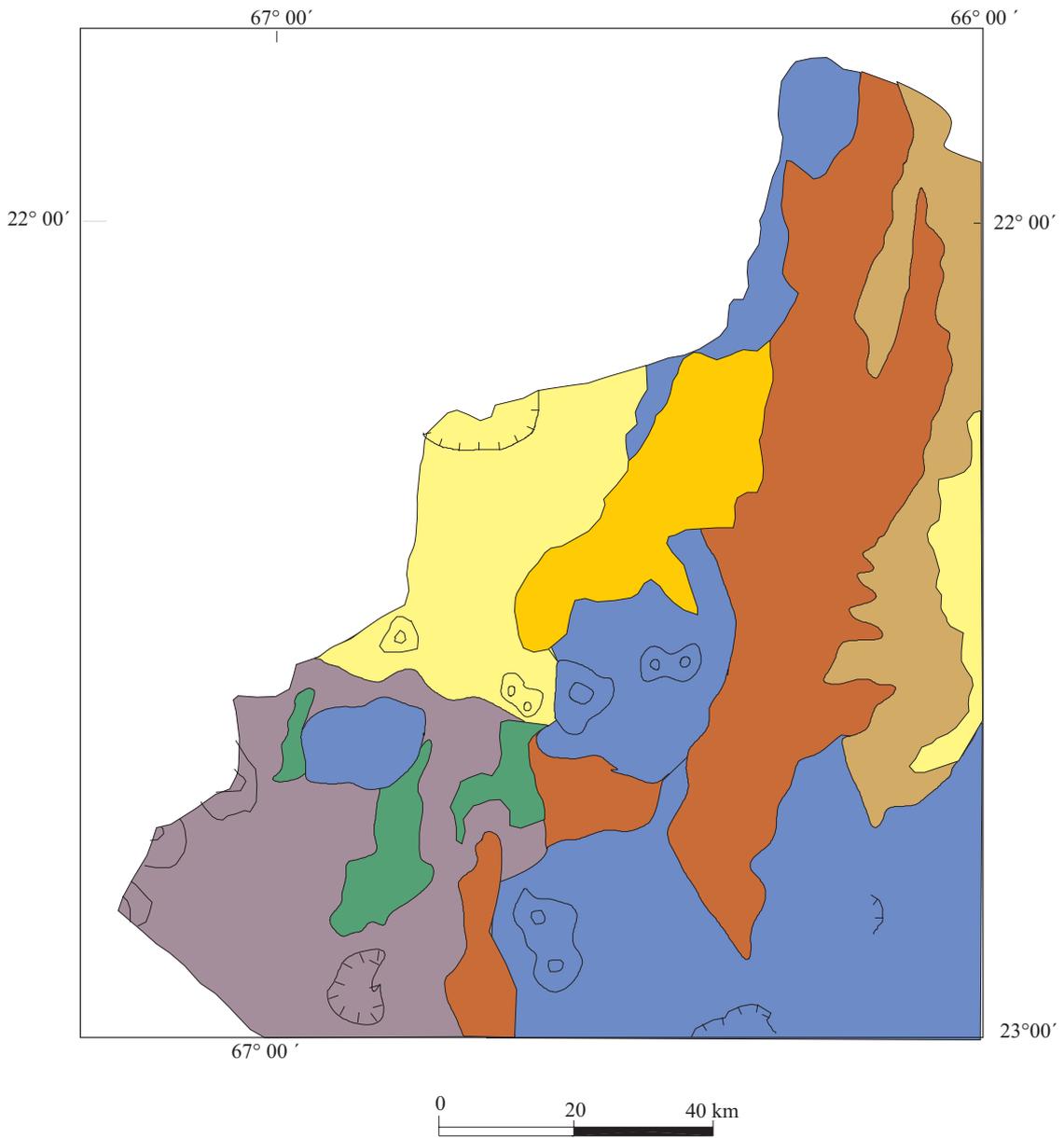


Figura 4. Esquema geomorfológico de la Hoja Mina Pirquitas

Panizos, Vilama-Coruto, Coranzulí y Pairique. Las tres primeras son las más importantes por sus dimensiones y complejidad. El diseño de las formas de las calderas es en general subcircular elongado a ligeramente elipsoidal.

Las geoformas de Vilama-Coruto son subcirculares a elípticas de grandes dimensiones (65x40 km y 40x20 km respectivamente) con moderados resaltos topográficos, particularmente en el extremo sur de laguna Vilama.

Las calderas Panizos y Coranzulí se encuentran en gran parte enmascaradas por edificios lávicos dómicos que suceden a la etapa de colapso. La primera de ellas (Panizos) constituye un tipo de caldera *down-sag*, cubierta por lavas dómicas que desdibujan su morfología originaria. La segunda (caldera Coranzulí) se destaca por la presencia de un área de resalto en el sector occidental donde se puede observar uno de sus bordes de colapso.

El diseño del drenaje en general es radial centrífugo, con cauces de gran poder de incisión y márgenes abruptos. En este caso la erosión lateral es de poca importancia.

4.2.3.2. Ambiente ignimbrítico

Se distinguen tres geoformas donde la litología ignimbrítica es predominante, las rampas y mesetas ignimbríticas y los campos denudados.

Las rampas ignimbríticas se ubican fundamentalmente en el sector occidental de la región. Se destacan por las formas de elevaciones escalonadas, con erosión retrocedente en los frentes y predominantemente verticales en la superficie, dando lugar a la generación de rocas pedestal (Mazzoni, 1986).

Las mesetas son superficies aproximadamente planas y ubicadas generalmente en los extremos marginales de conos volcánicos o calderas. En general no se observan elevaciones en las mesetas, respondiendo normalmente las características de la superficie a la intensidad de la friabilidad de las rocas ignimbríticas: las soldadas presentan mayor "rugosidad" que las menos soldadas.

Los campos ignimbríticos conforman planicies de poca rugosidad con baja pedregosidad, dependiendo esto de la mayor o menor cercanía a los frentes proveedores de detritos.

Los cursos de agua en este ambiente son de inserción vertical pronunciada, que en muchos casos coincide con el diaclasamiento por enfriamiento de las ignimbritas o con la fracturación tectónica posterior.

4.2.3.3. Ambiente de conos y domos volcánicos

Representados por aparatos volcánicos centrales cenozoicos de envergadura media, se destacan en la región los cerros Granada, Colorado, Vilama, Caucani, Zapaleri, Salle, Coyaguaima, Coyambo y Niño, entre otros. Los conos son construcciones estrato-volcánicas del Mioceno. La elevación relativa de los conos es de varios cientos de metros (1000 m aproximadamente) con un desarrollo de pendientes del orden del 20% en sus flancos, implantados en una altiplanicie de altitud media de 3500 m sobre el nivel del mar.

Un segundo tipo de edificios volcánicos son los complejos dómicos como los cerros Redondo, Minuyoc, Chinchillas, Oros mayo-Colorado, Galán, Pan de Azúcar, Caucani y Casa Colorada. De reducidas dimensiones, todos ellos de tamaños y formas similares, están caracterizados por estructuras volcano-tectónicas anulares. El mayor de estos aparatos es el complejo dómico dacítico de Casa Colorada (Caffe, 1996) que cubre una superficie de 4,7 km² y se caracteriza por una morfología elíptica con forma transversal de campana. Estos elementos del paisaje son de formas suaves, redondeadas a subredondeadas, donde las pendientes son variables y características de cada uno de los complejos.

4.2.4. RELIEVE MESETIFORME

Geoformas de distribución irregular de carácter planar rugoso se distribuyen de norte a sur en el sector centro oriental de la Hoja. Son el resultado de la erosión superficial, fundamentalmente sobre los depósitos terciarios clásticos, dichas superficies se encuentran cubiertas con acumulación de detritos producto fundamentalmente de la meteorización mecánica.

4.2.4.1. Ambiente clástico terciario

Se trata de áreas deprimidas, resultado de una erosión hídrica predominante a la que se suma la importante acción eólica. Los procesos han elaborado superficies irregulares con clinometría de bajo valor que poseen una cobertura detrítica de muy poco espesor y un desarrollo superficial relativamente extenso. Se destaca la ausencia de elementos positivos de importancia, determinando un paisaje llano de rugosidad alta.

Los cauces fluviales en este ambiente poseen alta capacidad de inserción vertical y una sinuosidad poco importante con trazos más o menos rectos.

4.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

Las formaciones superficiales son de gran repercusión en los fenómenos de modelado presente y se destacan por ser principalmente depósitos de faldeo, depósitos de pie de monte y de bajos estructurales con poca extensión superficial y depósitos producto de la meteorización y erosión de las litologías sedimentarias y volcánicas.

Los depósitos de faldeo varían de pocos centímetros de espesor a inexistentes en algunos sectores. Son de distribución irregular, con una predominancia de espesores mayores en los sectores medios de las vertientes y ausencia casi total en los interfluvios.

Los depósitos de pie de monte y de bajos estructurales son principalmente coluviales, fluviales y eluviales constituyendo geoformas mantiformes, terrazas y conos; todas ellas de desarrollo medio, no mapeables por sus características de extensión y espesor.

Las acumulaciones desarrolladas en la actualidad a expensas de los procesos de meteorización y erosión de las litologías volcánicas se destacan por su ubicación en el sector centro-oeste de la comarca; se trata principalmente de sedimentos de granulometría fina.

4.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA (HISTORIA GEOMORFOLÓGICA)

La historia geomorfológica en la región es bastante compleja. Está relacionada esencialmente con el alzamiento de la Puna, resultando del acortamiento cortical, la formación de estructuras serranas y expansión del volcanismo cenozoico, determinando una región con morfología típica de la Puna o altiplanicie, con una elevación promedio de 3,7 km, caracterizada por cordones de orientación casi N - S, con desniveles de más de 1000 metros.

Durante la Fase Oclóyica del Ciclo Famatiniano tuvo lugar en la región una importante etapa de deformación (Turner, 1979) manteniéndose desde entonces hasta la actualidad como unidad positiva. En el Cretácico se originó un régimen extensional, con la formación de depresiones que llegaron a constituir cuencas lagunares durante dicho período.

Con la Fase Incaica del Ciclo Andino se inicia un ascenso de la región con la formación de serranías y depresiones alargadas de orientación aproximadamente N - S, en las cuales se depositaron sedimentos de la Formación Peñas Coloradas durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior. Los movimientos a partir de la Fase Quechua principal (Mioceno superior) y Diaguita (Plioceno superior-Pleistoceno inferior; Salfity *et al.*, 1984) fueron los responsables de la configuración montañosa actual de la región.

Durante el Mioceno medio, como consecuencia de las fases iniciales de engrosamiento cortical y alzamiento de la Puna (Coira *et al.*, 1993a), se originó un importante proceso de denudación que determina una gran superficie de erosión denominada, en Bolivia, Chayanta (Servant *et al.*, 1989), con el registro en algunos sectores de depósitos conglomerádicos asociados a sistemas fluviales de amplia difusión lateral o sobre pedimentos.

Luego, en el Mioceno superior, en correspondencia con la fase diastrófica Quechua, se originó otra superficie de erosión regional, denominada San Juan de Oro. Corresponde a una superficie geomórfica de primer orden que conforma superficies de discordancia representadas por pedimentos de amplia difusión, las que son cubiertas por ignimbritas del Mioceno superior y muestran algunos depósitos clásticos gruesos asociados.

En la tectogénesis terciaria jugó un rol importante el desarrollo de estructuras de rumbo ONO y NO correspondientes, por ejemplo, al denominado lineamiento transversal Lípez-Coranzulí (Salfity, 1985) el que se constituyó en un umbral que separó cuencas estructurales, que controlaron la sedimentación terciaria, en condiciones climáticas de aridez.

Las estructuras transversales estuvieron sujetas a movimientos de rumbo, se intersectaron con sistemas de fracturación aproximadamente N - S, generándose zonas distensivas, que controlaron la instauración de importantes centros volcánicos durante el Mioceno superior, permitiendo la construcción de cadenas volcánicas que transformaron esencialmente el paisaje y el relieve de la época en la región. En fases diastróficas sucesivas y de carácter progresivo se consolidó la región como un área positiva.

La deformación durante el Plioceno-Cuaternario, Fase Diaguita, se caracterizó por fallamiento normal y de rumbo, el que se produjo en parte reactivando estructuras previas, a principios del Pleistoceno, conformando un relieve quebrado, constituido por serranías y amplios valles

intermontanos elongados según el rumbo del fracturamiento, con escurrimiento endorreico.

A diferencia del magmatismo volcánico terciario, la efusividad cuaternaria se manifestó puntualmente en algunos sectores aislados del bloque puneño norte.

El volcanismo cenozoico, con los aparatos volcánicos centrales, las mesadas ignimbríticas y las estructuras caldéricas, imprimió al relieve de la región una geomorfología particular. El fenómeno habría comenzado durante el Mioceno medio y alcanzó su máxima expresión en el Mioceno superior durante la tercera fase magmática (Coira *et al.*, 1982). El volcanismo cuaternario no aportó geofomas significativas en el relieve del área.

4.5. MORFODINÁMICA ACTUAL Y RIESGOS GEOLÓGICOS ASOCIADOS

Los procesos morfodinámicos actuales son regidos por las acciones eólica, fluvial y criogénica. Los procesos erosivos predominan en los bloques elevados, con construcción de formas positivas en los faldeos y flancos de las sierras de La Rinconada-Carahuasi, bloque Pirquitas, sierra de Lina y en las depresiones de Pozuelos, cuenca del río Oros mayo-San Juan de Oro y Vilama. Esto determina para la base de los elementos positivos un riesgo máximo que se debe a la removilización y depositación de detritos.

Un proceso común en el sector donde predominan las litologías ignimbríticas es la erosión selectiva que genera rocas tipo pedestal, planos de discontinuidad y bloques de varios metros de diámetro. Estos últimos son los que se desplazan hasta sectores con menores pendientes.

Se destaca la periodicidad de los procesos de acumulación y erosión, los cuales dependen de los fenómenos exógenos (clima) y de la disposición topoaltimétrica y la clinometría presente en cada sector. Los procesos eólicos determinan erosión de tipo mantiforme en las áreas donde las geofomas son planas y de extensión areal de consideración.

Los riesgos geológicos en el ámbito de la Hoja están regidos por la dinámica actuante, por lo tanto se puede decir que estos son de tipo temporal, asociados a los períodos estacionales de reactivación energética, como lo es la temporada estival. Entre los de mayor significación se encuentran los fenómenos de remoción en masa de tipo aluvional, junto a los derrumbes y caídas de bloques. Otros fenómenos asociados a la dinámica que provocan riesgo

geológico en la base de los elementos positivos son la reptación de sedimentos de faldeo y la acumulación de arenas. En el área perimetral de la laguna de Pozuelos se agrega el riesgo por inundaciones como consecuencia del drenaje endorreico, fenómeno que se detecta solamente en forma periódica y dependiente de la pluviometría estival.

Un fenómeno de riesgo que debe ser tenido en cuenta es el volcánico, éste posee la particularidad de originarse fuera de los límites de la Hoja, más precisamente al este de la misma, en la vecina República de Chile, en aparatos volcánicos como el Lascar, que generan lluvias de cenizas de magnitud como la acaecida en el año 1993, controladas por un sistema de vientos dominantes ONO-ESE.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

Los primeros registros en la historia geológica se iniciaron con la depositación de una potente sucesión arenosa-pelítica de talud proximal-plataforma distal a intermedia, a la que se asoció un volcanismo sindepositacional dacítico y básico subordinado, durante el Arenigiano-Llanvirniano en el sector oriental, así como también con depósitos contemporáneos asignados a asociaciones turbidíticas (Bahlburg, 1990a; Bahlburg y Herve, 1997) en el sector occidental, con aportes del arco magmático emplazado al oeste.

Los movimientos orogénicos de la Fase Oclóyica produjeron, durante el Ashgilliano, la deformación de las secuencias, con desarrollo de una faja de máxima deformación coincidente en gran medida con el área de afloramiento del Complejo magmático-sedimentario Cochino-Escaya, en el borde este del bloque de la Puna. Dicha etapa compresional produjo el cierre de las cuencas, su deformación y el cese del volcanismo, así como la implantación de un plutonismo sincolisional hacia el oeste y sur del sector de estudio (Coira *et al.*, 1999).

Durante el Paleozoico superior la región fue un área positiva que contrastó con la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas y norte de Chile, donde se producía durante el Silúrico y Devónico la depositación de más de 4000 m de secuencias diamictíticas y marinas, poco profundas hacia el este, y de facies marinas de plataforma al oeste, sedimentación que continuó bajo condiciones marinas poco profundas durante el Carbonífero-Pérmico.

El inicio de los registros del Ciclo Andino tuvo lugar durante el Jurásico-Cretácico inferior a la latitud de la Hoja en territorio chileno, cuando una serie

de cuencas interconectadas se formaron detrás del arco principal. La presencia de los altos de San Pablo y Transpampeano probablemente impidieron la extensión en la Puna de dichas secuencias (Salfity y Marquillas, 1994).

Durante el Cretácico tuvo lugar en la región el desarrollo de cuencas extensionales de la cuenca del Grupo Salta, correspondiendo los registros del área a facies marginales del depocentro de Tres Cruces.

Los depósitos pre-maastrichtianos del Subgrupo Pirgua representaron una etapa de *sinrift* en la evolución de la cuenca. Un volcanismo alcalino de lavas traquiandesíticas se registró en la región en concomitancia con la depositación clástica.

Episodios relacionados a la ingresión maastrichtiano-paleocena han estado vinculados con cambios eustáticos que han controlado el relleno de la cuenca, representado por las secuencias del Subgrupo Balbuena. La colmatación de dicha cuenca tuvo lugar durante el Maastrichtiano y Eoceno medio, cuando se produjo la depositación del Subgrupo Santa Bárbara.

Como consecuencia de la fase tectónica Incaica, durante el Eoceno superior-Oligoceno inferior, ocurrió la interrupción de la depositación del Grupo Salta y erosión parcial del Subgrupo Santa Bárbara. Este evento compresivo llevó a la formación de amplias cuencas de antepaís, al este del frente deformacional y arco activo. Así, se depositaron en la región las secuencias clásticas de la Formación Peña Colorada en cuencas cuyo depocentro habría estado hacia el NO, fuera de la zona estudiada (cuenca de Uyuni) y hacia el S (cuenca de Olaroz).

Durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior, como consecuencia de otra etapa compresiva (Fase Pehuenche), se generaron cuencas intermontanas como la de la Formación Moreta, que comparte características con cuencas *piggy back*, coetáneas de la Cordillera Oriental Boliviana (Tupiza, Oplaca-Estarca) e incluye registros de un volcanismo reducido en volumen y de afinidades calcoalcalinas.

También se asociaron a dicha fase de deformación en el sector occidental de la sierra de La Rinconada los depósitos pefíticos potentes de la Formación Cabrería. Un volcanismo ignimbrítico proveniente de centros ubicados al norte, en el altiplano boliviano, es registrado en dicha formación (17,4 Ma), así como el magmatismo representado por complejos volcánicos dómicos dacíticos (Casa Colorada-Minuyoc) y el concomitante con las secuencias clásticas de la Formación Moreta, marcan el inicio

del volcanismo cenozoico en el sector. Sus características geoquímicas transicionales de arco a retroarco, señalan a ésta como una etapa temprana de fusión de una corteza no muy gruesa, la que sucedió a una etapa de ausencia de magmatismo.

Durante el Mioceno medio y superior tuvieron lugar los episodios más importantes de acortamiento y engrosamiento cortical en la Puna.

Luego de la deformación que se produjo al final de la Fase Pehuenche (17-16 Ma), en la cual las viejas cuencas de antepaís fueron fuertemente compartimentadas, llegó una etapa de moderada actividad tectónica en la zona. En la cuenca de San Juan de Oro se depositó la Formación Tiomayo, a partir de los 15,7 Ma.

Se observaron registros de movimientos compresivos durante el Mioceno medio, como los reflejados por el sobrecorrimiento, aunque de escasa magnitud, de la Formación Acoite sobre el Complejo volcánico dómico Laguna de Pozuelos en cerro Redondo y suave deformación de las volcanitas en Pan de Azúcar.

Durante el Mioceno medio-superior (12-10 Ma) habrían tenido lugar los últimos episodios compresivos (Fase Quechua) en esta región de la Puna, como lo testifica la superficie San Juan de Oro, labrada en esos tiempos y de amplia distribución en la Puna norte-Altiplano

A los 10 Ma se inició en la Puna un voluminoso e intenso volcanismo caracterizado por erupciones predominantemente ignimbríticas. Ellas reflejarían un marcado incremento en el ángulo de subducción para la región durante ese período, el que habría permitido el ingreso del manto astenosférico por debajo de una litosfera fina generando un profuso volcanismo.

Esfuerzos transcurrentes, con extensiones de rumbo NNE-SSO y ejes de acortamiento con direcciones ONO-ESE, predominaron durante el Mioceno superior facilitando la localización de parte de los centros volcánicos megacaldéricos en condiciones transtensivas.

A partir de los 2 Ma tuvo lugar un alzamiento isostático acompañado de erosión, como resultado del bajo corrimiento del cratón Brasiliano subductado por el este (Gubbels *et al.*, 1993), el que se ha propuesto (Cladouhos *et al.*, 1994; Allmendinger *et al.*, 1997), produjo en función de su oblicuidad, la descomposición del esfuerzo compresivo generando condiciones distensivas y transcurrentes con direcciones de estiramiento E-O y NO-SE, características de la deformación plio-cuaternaria en la región.

6. RECURSOS MINERALES

En la Hoja Mina Pirquitas se han reconocido 78 depósitos minerales. Dentro de ellos se han considerado tanto las manifestaciones con o sin evaluación minera como los yacimientos con significación económica. Una breve información de las primeras se reseña en el cuadro - resumen de indicios y ocurrencias minerales.

Se mencionan minas en actividad tanto de minerales metalíferos como industriales. Por su potencial y/o importancia histórica se ha prestado particular atención a las áreas donde se encuentran emplazados los yacimientos auríferos de la sierra de La Rinconada, así como mina Pabellón, Pirquitas y las manifestaciones minerales asociadas a los complejos volcánicos dómicos y complejos volcánicos caldéricos.

6.1. DEPÓSITOS DE MINERALES METALÍFEROS

Antimonio - Oro

Depósitos vetiformes y brechas hidrotermales

Los depósitos de antimonio de la Puna jujeña corresponden al tipo epitermal y su mineralogía es simple. En todos los casos se trata de concentraciones lenticulares, bolsoneas e incluso diseminaciones de antimonita, en ganga de cuarzo y calcedonia, asociadas a pirita y oro que conforman vetas y/o cementan brechas hidrotermales. Dichas manifestaciones encajan en sedimentitas ordovícicas que constituyen, en territorio argentino, la prolongación austral de la provincia antimonífera sur boliviana (Ahlfeld y Schneider-Scherbina, 1964). Está representada por las manifestaciones Pabellón, Miyuyo, Puyita, La Esperanza, Llanacanacoja y otras.

Pabellón

Se encuentra ubicada hacia el sector noroeste de la Hoja, en las cabeceras de un arroyo afluente del río Queñoal. Es el ejemplo más conspicuo de este tipo de yacimientos.

La mina Pabellón fue analizada por Sgrosso (1943) y descrita en un completo trabajo por Ahlfeld (1948). Entre los años 1936 y 1940 se obtuvieron las mayores producciones de Au y Sb, llegando a abastecer las necesidades de Sb del mercado interno argentino de aquella época.

La veta, de 2 m de potencia, está localizada en un anticlinal, cortado por una falla de rumbo N 25° O e inclinación de 45-50° NE. Esta última aloja a la veta principal, reconocida a lo largo de 300 metros. En el sector SE se ensancha formando un bolsón con cervantita superficial y antimonita en profundidad y valores de oro de 7,0 g/t. A unos 70 m por debajo de la quebrada la veta se acuña, apareciendo la segunda veta de rumbo N25° E e inclinación 50° E, como una ramificación de la principal. En ella el oro ha sido reconocido finamente diseminado en el cuarzo y hacia los laterales hay pirita aurífera con contenidos de hasta 70 g/t Au.

Miyuyo I, II, III

Estas manifestaciones se localizan al noroeste de la localidad de Pirquitas, en las cabeceras de la quebrada de Ciénaga Grande, al norte del cerro Caucani.

El Plan NOA (1970) determinó valores anómalos de cobre, plomo y cinc en el área de las manifestaciones.

Consiste en vetas de sulfuros (antimonita) y óxidos de antimonio (valentinita) y andorita (Ramírez, 1997), de 10 - 15 cm de potencia y de 15 m de longitud. La manifestación vetiforme tiene rumbo N 45° O e inclinación 75° SO; el área presenta una importante alteración hidrotermal. La estructura mineralizada se interrumpe al oeste por una falla de rumbo N-S a N 10° que margina por el este a la quebrada de Ciénaga Grande.

Puyita, La Esperanza y Llanacanacoja

Se ubican en la sierra de La Rinconada, sobre la margen derecha del río Santa Catalina y están separadas entre sí por 2 kilómetros. Estas minas fueron estudiadas por Sgrosso (1943) y Ahlfeld (1948). Fue explotada hasta 1945. La mineralización se presenta en vetas concordantes con el rumbo de las sedimentitas ordovícicas encajantes (rumbo 20° NO e inclinación 70-85° E). La asociación mineral es cuarzo, abundante esfalerita parda clara, antimonita, pirita aurífera y ankerita.

Montserrat

Esta manifestación está situada al este del cerro Campanario.

Mezzetti (1960) y Angelelli (1984) realizaron una ajustada descripción del área. A la fecha está inactiva.

La mineralización está alojada en sedimentos conglomerádicos de la Formación Cabrería. El yaci-

miento consiste en dos vetas: Monserrat y Coyaguayma, de rumbo general E-O con buzamiento N 65° a vertical y en espesores aflorantes de hasta 2 metros. La veta San José o Monserrat, con una potencia de 10 cm, presenta antimonita en ojos o vetillas. La veta Coyaguayma muestra ojos y bolsones mineralizados alojados a lo largo de una falla. La paragénesis mineral es antimonita en agregados comúnmente fibrorradiados, metaestibnita, pirita y marcasita en ganga de cuarzo.

Antimonio-Plata-Estaño

Depósitos relacionados a complejos caldéricos

Corresponden a manifestaciones epitermales de baja sulfuración (Sb,As,Sn,Zn) portadoras de metales preciosos alojadas en complejos volcánicos caldéricos (Coira *et al.*, 1996b).

Depósito del cerro Salle (Sb, As, Sn, Zn) (Au-Ag), en la caldera Vilama-Coruto

El complejo volcánico cerros Salle-Panizos-Alcoak se emplaza en el límite internacional con Bolivia, a 35 km al noroeste de la mina Pirquitas.

El área fue prospectada en 1970 por el Plan NOA I y evaluada por la Secretaría de Minería de la Nación y la Dirección Provincial de Minería de Jujuy en 1982. Coira *et al.* (1984) definieron aspectos genéticos y asociaciones minerales del depósito. La Dirección General de Fabricaciones Militares continuó en 1991 con sus estudios, delimitando áreas prospectivas sobre bases geoquímicas.

El depósito del cerro Salle se aloja en el complejo volcánico estratiforme de los cerros Panizos-Alcoak- Salle, el que margina por el norte a la depresión de la laguna Vilama-Pululus. Corresponde a un área hidrotermalizada y dislocada en la que se han identificado zonas de descarga de paleosistemas geotermales portadores de mineralización de Sb, As, Sn, Zn (Ag-Au) (Coira *et al.*, 1984).

La alteración hidrotermal de la zona de blanqueo es silíceo y argílica en los niveles superiores pobremente erosionados del sistema. Descendiendo en la secuencia se ha reconocido, en el área que margina e incluye a las brechas hidrotermales portadoras de la mineralización, la presencia de illita-sericita y sílice, a los que se suman, en las brechas en sí, adularia-cuarzo.

En los cuerpos de brecha se ha determinado como asociación mineral: pirita, marcasita, melnikovita,

arsenopirita, antimonita, berthierita, rodoestannita (con 11,05% Ag), blenda, casiterita y Au, así como anomalías en Tl (Brodtkorb y Coira, 1986).

La prospección geoquímica por Au, Ag, Bi, Sn, As, Sb, Pb y Zn, de las áreas hidrotermalizadas, realizada por la Dirección General de Fabricaciones Militares en 1991, ha permitido demarcar halos geoquímicos con valores anómalos en Ag, los que engloban a los cuerpos de brecha

La preservación dentro del área hidrotermalizada de niveles cuspidales (zonas de descarga superficial) del sistema geotermal, ha permitido postular la posible existencia en profundidad de otros cuerpos de brecha portadores de mineralización (Coira *et al.*, 1984).

Estaño-Plata

Complejos dómicos portadores de depósitos polimetálicos de Sn-Ag

Ha sido posible asociar a este grupo la mineralización polimetálica compleja de la mina Pirquitas, si bien en este caso no se ha reconocido un sistema magmático aflorante, pero sí anomalías que indicarían su presencia (Chernicoff *et al.*, 1996).

Mina Pirquitas

Es el yacimiento de mayor envergadura de la Hoja, a 135 km al oeste de Abra Pampa.

Los depósitos primarios fueron descubiertos en la década del '30 merced a los aluviones de estaño maderal del río Pircas (Field, 1941). A posteriori, Sgrosso (1943) y Ahlfeld (1948) realizaron un informe técnico-minero del área. Estudios de Malvicini (1966 y 1978) reconocieron parte de la mineralogía y génesis del yacimiento. Caben mencionarse también los trabajos de Chomnales (1985), Ávila *et al.* (1988), Schalamuk *et al.* (1990), De los Hoyos (1993), Idoyaga (1995), Paar *et al.* (1996) y Chernicoff *et al.* (1996). Este yacimiento fue explotado desde el año 1936 hasta el año 1990.

Constituye un depósito polimetálico rico en Sn y Ag, con mineralización a manera de vetas, vetillas en *stockwork* y diseminada, en caja de sedimentitas ordovícicas, integradas por grauvacas, cuarcitas y lutitas fuertemente plegadas. La mineralización se ubica en varios juegos de fracturas, siendo las más importantes aquellas con orientaciones N 75° O y N 45° O. Se reconocieron componentes de cizalla opuestos que ocasionaron mineralización en venillas,

microvenillas, cavidades, microcavidades y finamente diseminada, conformando un yacimiento tipo *stockwork*, según Coira *et al.* (1996 a y b).

Se reconocieron dos pulsos mineralizantes (Sureda *et al.*, 1986): el primer grupo de minerales de altas temperaturas, ubicados en niveles someros, está representado por pirrotina, casiterita, pirita, arsenopirita y cuarzo. A éstos se superponen minerales de media a baja temperatura, como schalenblenda, galena, estannita, bismutina, calcopirita, sulfosales de Sb y Pb, teallita, cilindrita, sulfosales de bismuto, sulfosales de Ag y antimonita. Esto ha permitido clasificar al depósito como xenotermal (Malvicini, 1978). El hallazgo de afloramientos significativos de jasperoides, brechas hidrotermales silicificadas, así como un área de craquelamiento y alteración de la roca alojante, que supera el sector de explotación actual, amplían las expectativas económicas del yacimiento. En él se ha definido una especie propia, la pirquitasita, asociada con horcatita, pirita, wurzita, franckeita, aramayoita, estannina, kesterita, rodoestannita y marcasita (Johan y Picot, 1982) y además, pavonita, Te canfieldita, benjaminita libre de Pb, las que acompañan a más de 30 especies minerales (Paar *et al.*, 1996).

La composición química de la mena primaria muestra valores abundantes de Fe, Sn y Zn; medianamente abundantes de Ag, Pb, Sb, As y Cu; poco abundantes de Ga, Bi, Cd, Tl, In, Ge, Au, y escasos de Ti, Nb, Ta, Se, Te, Sc, Zr y tierras raras; W, Mo, Ni, Co, Th, obtenidos a partir de análisis efectuados por distintos laboratorios.

Estaño-Oro

Depósitos relacionados a complejos caldéricos

Caldera del cerro Pairique

Se encuentra ubicada en el ángulo suroeste de la Hoja, relacionada a la caldera del cerro Pairique.

Koukharsky (1981) y Coira (1990) localizaron en el interior de la caldera un área fuertemente hidrotermalizada (argilitizada, sericitizada, silicificada y propilitizada) con anomalías geoquímicas en Bi (20-40 ppm), Ag (<10g/t) y Au (<0,1 g/t). Seggiaro *et al.* (1995) presentaron un modelo de evolución del complejo caldérico.

Constituye un centro caldérico del Cenozoico superior. A través de estudios volcano-tectónicos, cinemáticos, petrográficos y geoquímicos, se ha realizado el análisis de la potencialidad minera del sec-

tor. Se han reconocido distintos pulsos de alteración hidrotermal dentro del sistema: pre-caldera y post caldera. Se ha definido un área central, coincidente con la depresión, fuertemente hidrotermalizada (argilitizada-sericitizada y propilitizada) con anomalías en Sn, Sb, Bi, Ag y Au. En ella se alojan estructuras de silicificación (sílice-sericita) con anomalías de Au y Ag, controladas por fracturación NO-SE, O-E y en parte por estructuras anulares de colapso. Mineralización de Sn y Fe a la que se vinculan anomalías geoquímicas de Au y Bi ha sido reconocida en asociación con los representantes magmáticos post colapso del complejo.

Manifestaciones aluvionales relacionadas al Grupo Minero Pirquitas

Estos depósitos se desarrollan al pie austral del cerro San Marcos, sobre el río Pircas y también en parte de las quebradas de los ríos Laime, Coyaguayma y Orosmayo.

Estos aluviones fueron estudiados en su conjunto por Sgrosso (1935) y Ahlfeld (1948), y en forma localizada algunos de ellos merecieron trabajos de Tezón (1951), Rayces (1954), De La Iglesia (1961), Angelelli (1984) e Idoyaga (1995). Fueron explotados desde 1933 a 1949.

La mineralización se compone de casiterita, texturalmente idéntica a la de las vetas; están enriquecidos con Au, con leyes que van desde 0,01 g/m³ hasta 0,143 g/m³. Entre ellos se mencionan los placeres del sector aluvional de San Marcos.

Otros depósitos a lo largo del río Orosmayo se han explotado por Au con reducidos contenidos en estaño, conocidos como Orosmayo (Sn 180 g/m³, Au 143 mg/m³) y Civitavecchia.

Manifestaciones aluvionales de Sn vinculadas a depósitos volcánicos y volcanoclásticos

Minas Torona (Sn, Au), Lucho (Sn), Saturno (Sn, Au), Pairique (Sn, Au, Cu)

Estas manifestaciones se encuentran relacionadas al Complejo volcánico Pairique.

Se reconocen en el área antiguas labores en pequeña escala, donde se obtuvieron valores de concentrados que varían de 45% al 60% de Sn. Estas manifestaciones son citadas por Sgrosso (1935) y Ahlfeld (1948) y posteriormente en trabajos realizados por la Dirección Provincial de Minería de Jujuy y el Servicio Minero Nacional (Servicio Minero Na-

cional-NOA-Dirección Provincial de Minería de Jujuy, 1982). Coira (1990) vinculó su origen al volcanismo cenozoico.

La mineralización consiste en casiterita gris oscura de brillo metálico proveniente de la destrucción de la roca volcánica alojante. Por geoquímica se determinaron anomalías de Au y Bi (Coira, 1990).

Manifestaciones de Sn del cerro Negro-Caucani

Las manifestaciones de Caucañi y Santa Bárbara se encuentran en los aluviones del cerro Caucañi, en la quebrada de Tugli y en la mina Constancia, en la quebrada de cerro Negro.

Sgrosso (1935) y Alhfeld (1948) citaron la presencia de casiterita, en su variedad estaño madera. Posteriormente, Coira (1983, 1984) mencionó la existencia de aluviones estanníferos en dichas áreas volcánicas, particularmente en proximidades de flujos ignimbríticos y lávicos con anomalías en Sn, Sb, Bi, Ag y Au.

La mineralización consiste en rodados de casiterita contenidos en aluviones que yacen sobre las laderas de los cerros Caucañi y Negro, en manifestaciones conocidas como Santa Bárbara, Caucañi y Constancia. Se realizaron análisis geoquímicos de las rocas alojantes en ambos sectores, determinándose en las lavas dómicas del cerro Negro anomalías en Sn (175 ppm) y Sb (20 ppm) y en las coladas dacíticas de la plataforma del Caucañi valores anómalos en Sb (35 ppm) y Au (1,2 g/t). Por otra, parte los niveles ignimbríticos arrojaron valores de 150-225 ppm Sn; 27-30 ppm Sb y 0,4-0,1 g/t de Au (Coira, 1983).

Estaño-Hierro

Depósitos fumarólicos

Mina Colpitayoc

En la región de laguna Vilama se reconocen seis secciones, entre las que se destacan Pululus y Colpitayoc.

Sgrosso (1935) citó estas manifestaciones, Alhfeld (1948) las caracterizó genéticamente y Coira (1990) vinculó estos depósitos al volcanismo dacítico del Cenozoico. Existen labores de exploración con una profundidad de 40 m de las que se extrajeron algunas toneladas del mineral.

Estas manifestaciones se encuentran alojadas en la Ignimbrita Pululus, perteneciente al Complejo volcánico Vilama-Coruto. El estaño se halla en forma de casiterita fibrosa, botrioidal y espinosa, roja parca y negra, a la que se asocian hematita y angelellita (Ramdohr *et al.*, 1959). Existen numerosas fisuras en la ignimbrita de unos pocos milímetros cubiertas por películas muy delgadas de casiterita a la que se suele asociar hematita; excepcionalmente se han hallado espinas de casiterita a flor de tierra.

Hierro-Manganeso

Depósitos de tipo volcánico continental

Minas Pabelloncito e Iral de Fe, Mn y de Sb-Fe Minas San José y Doncellas

Se encuentran en sectores marginales del estratovolcán Rachaite. La mina Doncellas se sitúa en la porción noroeste del mismo, mientras que Pabelloncito e Iral en el extremo norte.

Coira (1979) describió estas manifestaciones localizadas en las secuencias del volcán Rachaite.

La mineralización en la mina Doncellas se emplacea en cuerpos de brechas cementadas por ópalo-calconia con anomalías en superficie de As, Sb, Mn y Au. Estas brechas se encuentran asociadas a niveles piroclásticos de la Formación Doncellas y lavas de la Formación VicuñaHuasi y estarían vinculadas a sistemas desarrollados como fases póstumas del volcanismo cenozoico (Español, 1993). Esta zona está afectada por procesos geotermales que han dado origen a sectores con alteración argílica-silíceo y silíceo-carbonática y a mineralizaciones de antimonio y manganeso. La mineralización de antimonio-manganeso está relacionada a *sinters* silíceos y a estructuras de rumbo N 60°/40° O, en las que se registraron anomalías de As, Sb y Au.

La mina San José está alojada en un sector de una oleada piroclástica correspondiente a la secuencia ignimbrítica denominada Formación Alto Laguna; en ella se registraron anomalías de As, Au y Sb.

Las minas Iral y Pabelloncito son depósitos de manganeso ubicados en el extremo nororiental del estratovolcán Rachaite. Consisten en niveles subparalelos o de aspecto venoso, en tobas y brechas de la Formación Doncellas; la mineralogía es pilomelano o criptomelano con escasa participación de hierro.

Manifestaciones de hierro ubicadas en sedimentitas ordovícicas de la Formación Acoite, en

proximidades a las facies piroclásticas ignimbríticas de la misma (Coira, 1979) son conocidas como Peñas Negras y El Sombrero.

La mineralización está representada por hematita y goethita alojadas en una secuencia brechosa-oligomíctica discordante con las sedimentitas ordovícicas.

Molibdeno

Sistema cerro Colorado-Oros mayo

Las manifestaciones minerales del cerro Colorado-Oros mayo se ubican en el cerro homónimo.

La región ha sido evaluada en trabajos realizados por la Dirección General de Fabricaciones Militares (1982), Chayle *et al.* (1984) y Rodríguez (1997).

El molibdeno es de baja temperatura y se asocia al domo intrusivo de cerro Colorado, fuertemente hidrotermalizado, con alteración potásica y carbonatización sobrepuesta. Esta mineralización podría abrir perspectivas de hallazgo en profundidad de molibdeno tipo *stockwork*.

Rodríguez (1997) reconoció estructuras mineralizadas de Mo-Cu-Fe asociadas al domo dacítico intrusivo de cerro Colorado y brechas hidrotermales desarrolladas hacia el borde del domo. La mineralización se desarrolla en un sistema de delgadas vetillas de calcita donde se aloja la molibdenita con hábito radiada en rosetas. Chayle *et al.* (1984) observaron la misma mineralización en el sector norte de la quebrada de Aguas Calientes. También se ha reconocido calcopirita, bornita, covellina, pirita, magnetita en pasaje a hematita y limonita (Rodríguez, 1997). Fajas argilitizadas y alunitizadas de rumbo ONO-ESE y O-E con *stockworks* y diseminación de pirita y marcasita, junto a anomalías geoquímicas en Ag, Au Sn y Sb, se localizan en el área deprimida del sector occidental del complejo.

Oro

A) En veta

La mineralización de oro libre y pirita aurífera, frecuentemente en los ejes anticlinales de tipo *saddle reef*, se emplaza en vetas de cuarzo de espesores variables de pocos centímetros a 15 m, dentro de una caja de sedimentitas ordovícicas correspondientes a la Formación Acoite en la sierra de La Rinconada.

El oro nativo se observa, por lo general, finamente diseminado en el cuarzo y en el material

sulfuros; se presenta como grano fino y chispas distribuidos irregularmente. Los principales minerales de mena que acompañan al Au nativo son electrum, arsenopirita y pirita (Segal *et al.*, 1997).

A esta tipología corresponden la casi totalidad de las manifestaciones auríferas vetiformes de la Hoja, tales como: La Justicia, Palca Ingenio, Fraile Renegado, San Francisco, Los Azules, Oratorio, Pucará Chico, Timón Cruz, Sol de Mayo, Fray Bartolomé de Las Casas, San José de Rinconada, El Carmen, Santa Alicia, Santo Domingo, Farillón, Chiricoya, Pampacoya, El Rodeo, Jarillón, Rosario de Coyaguayma y Cabalonga.

Yacimientos auríferos de la sierra de La Rinconada

La Justicia, Palca Ingenio, Fraile Renegado y San Francisco

Estas minas se encuentran en la sierra de La Rinconada, a una altura promedio de 4000 m s.n.m., a pocos kilómetros de la localidad homónima.

Estos depósitos han sido motivo de descripciones por Kittl (1931), Stegmann (1941), Sgrosso (1943), Ahlfeld (1948) y Barber (1986).

Fueron trabajados por los jesuitas a pequeña escala desde el siglo XVIII y continuó su explotación en forma intermitente hasta 1885.

Se trata de vetas, venillas y guías de cuarzo generalmente de rumbo concordante con la estratificación del basamento ordovícico (lutitas, limolitas y areniscas de la Formación Acoite) que las alojan. La mineralogía está constituida por oro libre en cuarzo y en pirita.

La veta mineralizada La Justicia de unos 0,30 m de espesor, tiene rumbo N 18° E e inclinación 60° SE, la corrida llega a los 245 metros. En cuanto a los tenores, se determinó 19,5 g/t Au (Barber, 1986).

La veta de cuarzo Palca Ingenio, de rumbo N-S a N 20° E e inclinación 60-78° E, tiene una corrida de 300 m y una potencia media de 3,63 metros. Las leyes obtenidas oscilan entre 0,3 y 3,3 g/t Au (Barber, 1986).

La veta de la mina San Francisco, también de rumbo norte - sur e inclinación vertical, tiene una corrida visible de 280 metros. Las leyes dieron valores de 0,2 a 1,8 g/t (Barber, 1986).

La veta de cuarzo Fraile Renegado, con rumbo N-S e inclinación de pocos grados al este, alcanza una corrida de 300 m y un espesor de 0,30 metros. Las leyes determinadas son 1,6 a 6, 1 g/t de Au (Barber, 1986).

Los Azules

Está ubicada a 4 km al sur de la localidad de Santa Catalina.

Sagnett (1906), Sgrosso (1943) y Ahlfeld (1948) describieron estas minas con indicación de la geología, leyes y perspectivas económicas. Las leyes a través de muestreos obtenidos en las últimas décadas dieron valores disímiles que varían entre 15 a 60 g/t Au; en fechas más recientes dieron valores de 6 a 17 g/t Au (De los Hoyos, 1993).

La mineralización se halla alojada en vetas de cuarzo, de rumbo aproximado N-S e inclinación 60° NO. La caja está representada por sedimentitas de la Formación Acoite y su mineralogía es simple: cuarzo piritoso y limonita. A la fecha, las labores se encuentran inundadas y en los sectores deprimidos donde afloran las vetas se extrae oro en forma artesanal.

Oratorio, Pucará Chico y Timón Cruz

Estas manifestaciones están situadas 24 km al suroeste de la localidad de Santa Catalina. Las vetas de Pucará Chico se encuentran a 2 km al suroeste de Oratorio.

Sagnett (1906) y Chomnales (1979a) mencionaron corridas de seis vetas paralelas de rumbo N-S, con espesores de hasta 60 cm, las que fueron explotadas en forma artesanal. Angelelli (1984) se refirió a estas minas sólo brevemente. Sagnett (1906) mencionó valores de 16 y 25 g/t Au.

Se trata de una serie de vetas cuarzosas a las que se asocian limonitas y antimonita; están alojadas en caja ordovícica. El rumbo de las vetas en general es de N 56° E e inclinación 75° N. La potencia de estas vetas es variable, siendo el promedio de 1 metro.

Sol de Mayo, Fray Bartolomé de Las Casas y San José de Rinconada

En la localidad de Rinconada, a 3950 m s.n.m., se localizan una serie de vetas auríferas alojadas en sedimentitas ordovícicas correspondientes a la Formación Acoite.

Bondenbender (1902), Kittl (1925), Sgrosso (1943), Ahlfeld (1948) y Segal *et al.* (1997) hicieron mención de estas minas. La ley mencionada por Ahlfeld (1948) es de 120 g/t Au.

El rumbo general de estas vetas es N-S y la posición subvertical, con una potencia de 1 cm hasta 2 m y una corrida visible de hasta 60 metros. El oro se halla

en estado nativo y en la piritita con distribución irregular; se encontraron bolsones enriquecidos. Se menciona además la presencia de piritita, arsenopiritita y blenda en pequeñas cantidades (mina San José de Rinconada).

Merece destacarse la mina San José de Rinconada, ubicada en la falda occidental de la sierra de La Rinconada, a unos 12 km de la localidad homónima. Al sur de la manifestación, en una quebrada que baja del río Oros mayo se encuentran vetas de cuarzo de unos pocos centímetros, con rumbo E-O e inclinación 60° N. En ellas se presenta el oro finamente distribuido en presencia de arsenopiritita y blenda.

El Carmen

Se encuentra ubicada en el cerro El Carmen a una altura de 4600 m sobre el nivel del mar.

Sgrosso (1943) hizo una breve mención de esta mina; Coira (1983) realizó una sucinta descripción de la misma.

Consiste en dos vetas de cuarzo de una corrida de 800 m, de dirección N-S, concordantes con los sedimentos ordovícicos, con una inclinación 85° E y un espesor que va de unos pocos decímetros hasta 2 metros. El oro nativo está finamente diseminado en cuarzo.

Santo Domingo

Se localiza a 25 km al sur-suroeste de la población de Rinconada.

Sgrosso (1943) y Angelelli (1984) reseñaron a esta mina con una breve descripción geológico-minera.

La mineralización está alojada en una veta de cuarzo de espesor variable, alcanzando en un sector el metro de potencia, de rumbo N-S e inclinación al oeste, con una corrida de 500 metros. La misma es concordante con las secuencias ordovícicas que conforman la roca de caja. El oro está distribuido en cuarzo, con ganga de arsenopiritita.

Además de los yacimientos descritos precedentemente, se mencionan para la sierra de La Rinconada: Santa Alicia, Farillón, Chiricoya, Pampacoya, El Rodeo, Jarillón y Cabalonga.

Rosario de Coyaguayma

Se ubica en uno de los faldeos de la sierra de Coyaguayma, a 72 km al sur de Rinconada.

Angelelli (1984) hizo una breve descripción del yacimiento, donde mencionó leyes promedio de 6,3g/t de Au.

Las vetas están alojadas en las secuencias ordovícicas, son delgadas y tienen rumbo N 23° E e inclinación 60° E. Se trata de vetas de cuarzo que rellena fracturas; en ellas el oro está finamente diseminado.

B) Placeres

Este tipo de yacimientos se encuentra cubriendo un gran sector de la Hoja, comprendiendo la sierra de La Rinconada en toda su extensión, correspondiendo las manifestaciones más australes al área de Coyaguayma y extendiéndose hacia el occidente.

El oro en los aluviones se presenta en pepas, pepitas, pajuelas y hojuelas predominando las fracciones más finas. Se cita el hallazgo de una pepa de más 8 kg, cuyo facsímil se encuentra en la colección del Museo del Instituto de Geología y Minería de la Universidad Nacional del Jujuy.

A este tipo de manifestaciones corresponden las minas Eureka, El Cóndor, Pasamayo, Pampacoya, La Jujeña, Ajedrez, Las Bases, Las Pepas y Chajarahuaico.

Eureka

Se encuentra en el extremo noroccidental de la sierra de La Rinconada, a 4300 m s.n.m., distante 90 km de La Quiaca.

Eureka ha sido explotada por oro y cobre desde 1885, si bien la extracción de cobre comenzó recién en 1949 y continuó en forma esporádica hasta 1975. Según Sureda *et al.* (1986) en este yacimiento concurren dos metalotectos exogénicos. El origen supone la precipitación del cobre en condiciones reductoras, a partir de aguas vadosas que circulan a través de los conglomerados auríferos de la Formación Eureka (Viera, 1984).

El oro de placer de la mina Eureka promedia 1 g/m³ y se extiende en un manto conglomerádico de 1 a 2 m de potencia en áreas que sobrepasan la mineralización cuprífera (Novarese, 1893; Rius, 1950; Wleklinski, 1953). El depósito fósil de placer aurífero ha captado parcialmente las soluciones cupríferas de una actividad epigénica posterior.

Los minerales de cobre que se encuentran cementando los clastos de los conglomerados son esencialmente cobre nativo y calcosina. El oro aparece esporádicamente asociado al cobre.

El Cóndor

La mina El Cóndor está situada a 3 km al norte del pueblo de Rinconada, a 3700 m sobre el nivel del mar.

Sgrosso (1943) realizó un informe técnico-minero detallado de la mina; otro aporte significativo es el de Stegmann (1941).

La mineralización está constituida por un nivel inferior enriquecido en Au que es el que presenta los mayores tenores; sobre éste se apoya un estéril constituido en su base por un conglomerado, y hacia el techo por niveles tobáceos. Por encima aparece un segundo nivel aurífero de ley inferior al anterior, cubriendo este último existe un estéril de 30 m, culminando con un nivel aurífero superficial (aventadero), explotado circunstancialmente por los pobladores de la zona.

Estos depósitos residuales de oro se podrían vincular tentativamente con algún episodio dentro de la evolución del sistema caldérico ahogado bajo la cubierta sedimentaria, de edad miocena media (Chernicoff *et al.*, 1996).

Otros depósitos, tales como Pasamayo, La Jujeña, Ajedrez, Las Bases, Las Pepas y Chajarahuaico, ubicados en el extremo sur de la Hoja, conforman un pequeño distrito aurífero, que fue explotado en forma esporádica.

Plomo–Cinc–Plata

A) Depósitos tipo vetiformes (Pb, Zn, Ag, baritina)

Las manifestaciones Quebrada Delgada Chica, Rogelio y San Pedro fueron prospectadas por el Servicio Minero Nacional y la Dirección Provincial de Minería de Jujuy (1982). Estos depósitos fueron explotados por baritina. A la fecha se encuentran totalmente soterrados.

Quebrada Delgada Chica

Se sitúa en el extremo noroeste de la Hoja.

La mineralización consiste en una veta de Ba-Pb-Zn alojada en sedimentitas ordovícicas de la Formación Acoite, con rumbo N-S e inclinación 40-59° E. La asociación mineral está representada por esfalerita y baritina con una zona central discontinua de cuarzo con guías de galena

Rogelio y San Pedro

Rogelio se ubica en el departamento de Santa Catalina y San Pedro en el de La Rinconada

Ambas tienen las mismas características; son vetas de rumbo N-S con alteración limonítica y mineralogía de sulfuros: galena, esfalerita, pirita

y calcopirita, alojadas en sedimentitas ordovícicas de la Formación Acoite.

B) Depósitos epitermales de metales básicos ricos en preciosos

a) Yacimientos asociados a complejos volcánicos dómicos

Complejos volcánicos dómicos (explosivos-lávicos) de edad miocena han sido interpretados en muchos casos como cuerpos intrusivos y brechas hidrotermales asociadas, habiendo sido definidos, por ejemplo, como pórfiros de estaño (Sillitoe, 1975) en Bolivia y reinterpretados en la la Puna como sistemas esencialmente extrusivos (Coira *et al.*, 1993a). En estos sistemas la secuencia culmina con una etapa hidrotermal formadora de los depósitos epitermales de metales básicos y preciosos, con frecuentes asociaciones de alteración cuarzo-adularia-sericita (baja sulfuración) (Coira *et al.*, 1993a).

El emplazamiento de estos complejos dómicos ha tenido lugar según sistemas distensivos, en correspondencia, gran parte de ellos, con cizallas de Riedel antitéticas NO-SE y ONO-ESE, asociadas a movimientos de rumbo de sistemas principales casi N-S (Chernicoff *et al.*, 1996).

Complejos dómicos de la laguna de Pozuelos

Chernicoff *et al.* (1996) han propuesto la existencia de una caldera ahogada bajo la cubierta sedimentaria, de edad miocena media, a la que se asociarían como representantes de las fases magmáticas finales del sistema los complejos dómicos de cerro Redondo y Pan de Azúcar, portadores de mineralización polimetálica de metales básicos ricos en Ag y Au.

Cerro Redondo

Está situado en el borde occidental de la depresión de Pozuelos, unos siete kilómetros al norte de la localidad de Rinconada.

Se conocen trabajos regionales, tales como los de Brackebush (1891), Ahlfeld (1948), Turner (1960) e Igarzábal (1978), de detalle como los de Brito (1991), Sureda y Brito (1992) y Brito y Sureda (1992), y otros de carácter genético como los de Cladouhos *et al.* (1994), Coira y Brodtkorb (1995), Chernicoff *et al.* (1996) y Caffè (1998).

La mineralización está presente en diques de brechas o predominantemente en las brechas de explosión hidrotermales (Caffè, 1998) alojadas en el domo lávico del cerro Redondo, integrada por una serie de pulsos (Brito y Sureda, 1992) de minerales hipogénicos: I-pirita, arsenopirita, menos magnetita y calcopirita en asociación a la silicificación-turmalinización, II-pirita 2 y marcasita rellenando grietas y III-proustita, sartorita, arsenopirita₂, marcasita₂, pirita 3, greigita, enargita, calcopirita₂, bismutina, bismuto y oro nativo.

Pan de Azúcar

Se halla en el extremo suroeste de la depresión de Pozuelos.

Los trabajos conocidos abarcan estudios geológicos, como los de Igarzábal (1969), Brodtkorb (1969), Igarzábal y Viramonte (1972), Coira (1979), Segal de Svetliza (1980), Coira y Brodtkorb (1995) y Chernicoff *et al.* (1996) y minero-metalogenéticos, como los de Sgrosso (1943), Ahlfeld (1948), Fernández Lima *et al.* (1958), Angelelli (1984), Chomnals (1968, 1969 y 1979b), Kleine Hering *et al.* (1981), De los Hoyos (1993) y Caffè (1998). Fue explotada desde 1925 hasta 1990, registrándose contenidos metálicos medios de los clavos determinados para toda la mina, desde el nivel -40 hasta el -250, con 4,92% Pb, 5,91% Zn y 3,77 g/t Ag.

La mineralización se halla alojada en el complejo dómico Pan de Azúcar, del Mioceno medio. El yacimiento consiste en un sistema de fallas mineralizadas, de rumbo ONO-ESE e inclinación subvertical al sur (De los Hoyos, 1993). La paragénesis mineral está representada por esfalerita, galena argentífera, marcasita y pirita como esenciales, asociados a calcopirita, plata nativa, greenockita, freibergita, bournonita, pirrotina, pirargirita, arsenopirita, estannita, oro nativo y wurtzita; como accesorios. argirodita, boulangerita, casiterita, electrum y hexaestanita (Segal de Svetliza, 1980).

Mina Chinchillas

La mina Chinchillas está ubicada en el complejo volcánico homónimo, de edad miocena media (13±1 Ma), en la ladera oriental del cerro Fundiciones.

Los estudios realizados en la región están referidos a sus manifestaciones minerales; tal es el caso

de los trabajos de De la Iglesia (1958), De Los Hoyos (1962), Valvano y Galeota (1978), Chomnals (1977, 1978), Soncini (1981) y Ávila *et al.* (1986). En cuanto a aspectos metalogenéticos se mencionan los de Coira (1983); Sureda *et al.* (1986) y Coira *et al.* (1994). También existen estudios geológicos regionales (Coira, 1979; Méndez *et al.*, 1979).

El Complejo volcánico dómico Chinchillas es portador de mineralización epitermal de metales básicos con Ag y Sn. La paragénesis de este depósito está representada por pirita, arsenopirita, calcopirita, esfalerita y galena, seguidos por pirargirita, proustita, freibergita, polibasita, jamesonita, antimonita y oro. Dentro de los minerales supergénicos hay argentita (Coira *et al.*, 1993b).

Se identificaron zonas de descarga geotermal representadas por brechas hidrotermales, controladas por estructuras anulares, asociadas al colapso y resurgencia del sistema magmático, así como por sistemas de fracturación de rumbo NO-SE, NE-SO, N-S y E-O, a las que se asocia la mineralización principal. Por otra parte, han sido reconocidos depósitos de Mn correspondientes a zonas de descarga superficial de sistemas geotermales póstumos (Coira *et al.*, 1993b).

Las asociaciones de minerales metalíferos y de alteración hidrotermal determinados, señalan para los sistemas hidrotermales mineralizantes de interés económico del sector Chinchillas, condiciones de ebullición en ambiente de baja sulfuración, con circulación de soluciones prácticamente neutras, tipo adularia-sericita. Coira *et al.* (1993b) han estimado para estos depósitos una profundidad superior a los 350 m, por debajo de la zona de descarga, correspondiendo a niveles altos del «Horizonte de metales básicos del modelo epitermal» (Berger y Eimon, 1983; Buchanan, 1981).

El modelo volcano-tectónico y metalogenético de referencia ha sido corroborado por Chernicoff *et al.* (1996) al llevarse a cabo la interpretación geológica del relevamiento aeromagnético de la Puna septentrional.

b) Depósitos relacionados a la caldera Vilama-Coruto

Las importantes áreas de alteración hidrotermal coincidentes con estructuras anulares como transversales, a las que se asocian depósitos epitermales portadores de metales preciosos, señalan la importancia que cobraron las fases geotermales en las etapas póstumas del sistema y remarcan la potencialidad minera del mismo.

Los depósitos minerales corresponden en su mayoría a sistemas epitermales o exhalativos, afectados por un reducido nivel erosivo.

Depósitos epitermales del cerro Colla: minas Bonanza y Minas Viejas

Bonanza se ubica al oeste del cerro homónimo y Minas Viejas en el faldeo oriental del cerro Tinte.

Las primeras labores fueron desarrolladas en 1940 (Mina Bonanza) y evaluadas por la Secretaría de Minería de la Nación y la Dirección Provincial de Minería de Jujuy en el año 1982. Muestras obtenidas sobre veta han arrojado valores de hasta 1,95% Pb, 5,6% Zn y 180 g/t Ag, estos datos fueron obtenidos de la Dirección Provincial de Minería y Recursos Energéticos, 1990. En Minas Viejas, dentro de un sector microfracturado, argilitizado y silicificado, se disponen vetas de psilomelano y wad con antecedentes de explotación. Un muestreo realizado sobre las mismas arrojó valores de hasta 25% Mn; 1,8% Pb; 4,5% Zn; 1,5% Cu y 120 g/t Ag (Dirección Provincial de Minería y Recursos Energéticos, 1990).

La mineralización comprende los sectores de la mina Bonanza y Minas Viejas. El primero de ellos corresponde a un área fuertemente hidrotermalizada, argilitizada-silicificada, en la que se han reconocido brechas hidrotermales y zonas craqueladas, silicificadas, limonitizadas, con alunita y reemplazo por baritina. En ella se han identificado vetas de rumbo E-O y NO-SE portadoras de sulfuros y sulfosales de Ag, sulfoantimoniuros de Pb, Zn, Cu y estibnita, en ganga de cuarzo, baritina y carbonatos. La prospección geoquímica realizada en las áreas hidrotermalizadas ha permitido detectar sectores con anomalías metalíferas en Pb, Zn, Cu, Ag, As, Sb, Mn y Ba, particularmente asociados a afloramientos de brechas hidrotermales y áreas superficiales de descarga (*sinters* silíceos) de los sistemas hidrotermales. Muestreos geoquímicos de las fajas craqueladas detectaron anomalías en Zn, Pb, Cu, Ag y Mn; observándose fuertes correlaciones Ag/Mn.

c) Depósitos relacionados al centro volcánico Coranzulí-Rachaite

Mina Chocaya

Se localiza unos 60 km al suroeste de Abra Pampa, en el núcleo parcialmente erosionado del estratovolcán Rachaite.

Cuadro - Resumen de indicios y ocurrencias minerales de la Hoja Geológica 2366-I / 2166-III, Mina Pirquitas

INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		LITOLOGÍA	UNIDAD CARTOGRÁFICA	EDAD	MINERALOGÍA	LABORES MINERAS
				LATITUD	LONGITUD					
1	S	AMANCAY	Rinconada	22°32'00''	67°01'12''	Lavas dacíticas a andesíticas	Conjunto lávico C° Tinte, etc.	Mioceno superior-Plioceno	Limonita – hematita	No existen
2	Pb-Zn-Ag	BONANZA	Rinconada	22°44'10''	66°58'33''	Ignimbritas dacíticas	Ignimbrita Vilama	8,49±0,2 Ma	Vetas de baritina con galena argentífera	Socavones someros, trinchera de 15 m de longitud por 15 m de profundidad
3	S	ZAPALERI	Rinconada	22°49'36''	67°10'48''	Lavas dacíticas a andesíticas	Conjunto lávico C° Tinte, etc.	Mioceno superior-Plioceno	Azufre nativo	No existen
4	Sn-Au	SATURNO	Rinconada	23°55'48''	67°03'39''	Lavas andesíticas	Lavas del C° Morado	Mioceno superior	Casiterita	Laboreos aluvionales
5	Sb-Ag	GRUPO MINERO SALLE	Rinconada	22°26'31''	66°46'51''	Brechas dacíticas	Conjunto lávico temprano de los cerros Bayo, etc.	Mioceno superior-Plioceno	Pirita, casiterita, melnicovita, arsenopirita, rodoestannita, blenda oro, berthierita y antimonita	No existen
6	Sn	PULULUS	Rinconada	22°35'10''	66°52'23''	Ignimbrita dacítica	Ignimbrita Pululus	Mioceno superior-Plioceno	Casiterita	Galerías y piques de 45 m
7	Sn	COLPITAYOC	Rinconada	22°39'45''	66°48'08''	Ignimbrita dacítica	Ignimbrita Pululus	Mioceno superior-Plioceno	Casiterita	Galerías aterradas
8	Mn	MINAS VIEJAS	Rinconada	22°42'07''	66°58'14''	Ignimbrita dacítica	Ignimbrita Vilama	8,49±0,2 Ma	Pirolusita y psilomelano	Pique de 20 m
9	Sn	LUCHO	Rinconada	22°54'07''	66°56'07''	Lavas, ignimbritas y brechas dacítico-andesíticas	Complejo volcánico Pairique	Mioceno superior	Casiterita arriñonada, hematita, magnetita, pirita	No existen
10	Sn-Au	TORONA	Rinconada	22°58'54''	66°57'45''	Ignimbrita dacítica*	Ignimbrita Granada	8,49±0,2 Ma	Casiterita	Aluviones estanníferos
11	Sn-Au-Cu	PAIRIQUE	Rinconada	22°53'10''	66°49'54''	Lavas, ignimbritas y brechas de composición dacítica-andesítica*	Complejo volcánico Pairique	Mioceno superior	Casiterita, oro libre	Aluviones estanníferos

Cuadro - Resumen de indicios y ocurrencias minerales de la Hoja Geológica 2366-I / 2166-III, Mina Pirquitas (continuación)

INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		LITOLOGÍA	UNIDAD CARTOGRÁFICA	EDAD	MINERALOGÍA	LABORES MINERAS
				LATITUD	LONGITUD					
12	Sn-Au	HOCHSCHILD	Rinconada	22°53'32''	66°50'02''	Lavas, ignimbritas y brechas de composición dacítica-andesítica*	Complejo volcánico Pairique	Mioceno superior	Casiterita, oro libre	Aluviones estanníferos
13	Cu	ARCO JARA	Rinconada	22°56'30''	66°51'30''	Lavas, ignimbritas y brechas dacítica-andesítica	Complejo volcánico Pairique	Mioceno superior		
14	Onix	PUCARA	Rinconada	22°22'00''	66°34'48''	Sedimentitas terciarias	Formación Peña Colorada	Eoceno sup.-Oligoceno superior	Ónix, calcita	Labores a cielo abierto
15	Ba-Pb-Zn	QDA. DELGADA CHICA	Rinconada	22°28'37''	66°36'41''	Sedimentitas ordovícicas	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvirniano	Baritina, blenda y galena	Socavón 25 m R N70° E
16	Sb-Au	PABELLON	Rinconada	22°25'21''	66°38'33''	Sedimentitas ordovícicas	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvirniano	Antimonita y oro	Galerías desarrolladas en 3 niveles, alcanzando 120 m de profundidad
17	Sn	CAUCANIA	Rinconada	22°30'24''	66°34'57''	Lavas dacíticas	Ignimbrita Granada	8,9±0,2 Ma	Estaño madera	Aluviones estanníferos
18	Sb-Au	MIYUYO I-II-III	Rinconada	22°29'47''	66°34'39''	Sedimentitas ordovícicas	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvirniano	Antimonita	Dos trincheras de R N30° O y una galería R N25° O de 3 m de longitud
19	Sn	SANTA BARBARA	Rinconada	22°31'30''	66°34'05''	Lavas dacíticas*	Ignimbrita Granada	8,9±0,2 Ma	Estaño madera	Aluviones estanníferos
20	Sn	CONSTANCIA	Rinconada	22°33'16''	66°38'23''	Lavas dacíticas*	Conjunto lávico C° Tinte, etc.	Mioceno superior-Plioceno	Estaño madera	Aluviones estanníferos
21	Sn-Au-Ag	GRUPO MINERO PIRQUITAS	Rinconada	22°39'49''	66°32'11''	Sedimentitas ordovícicas	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvirniano	Casiterita, blenda, galena, estannina, tetraedrita, proustita y marcasita. Plata nativa, argentita y cerargirita	Diversos niveles y piques. En la actualidad se estudia la posibilidad de su explotación a cielo abierto

Cuadro - Resumen de indicios y ocurrencias minerales de la Hoja Geológica 2366-I / 2166-III, Mina Pirquitas (continuación)

INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		LITOLOGÍA	UNIDAD CARTOGRÁFICA	EDAD	MINERALOGÍA	LABORES MINERAS
				LATITUD	LONGITUD					
34	Au	FARELLON	Rinconada	22°35'06''	66°18'00''	Sedimentitas ordovícicas*	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvirniano	Oro	Labores aluviales auríferos
35	Sn	CIVITA-VECCHIA	Rinconada	22°36'40''	66°21'00''	Sedimentitas ordovícicas*	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvirniano	Casiterita	Labores aluviales
36	Sn	LA JUJEÑA	Rinconada	22°36'57''	66°23'11''	Depósitos aluviales – coluviales recientes	Depósitos aluviales-coluviales recientes	Holoceno	Casiterita	Labores aluviales
37	Au	AJEDREZ	Rinconada	22°37'54''	66°22'14''	Depósitos aluviales – coluviales recientes	Depósitos aluviales-coluviales recientes	Holoceno	Oro y casiterita	Labores aluviales
38	Au	CHIRICOYA	Rinconada	22°39'43''	66°25'19''	Sedimentitas ordovícicas*	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvirniano	Oro	Labores aluviales auríferos
39	Au	PAMPACOYA	Rinconada	22°41'16''	66°16'05''	Sedimentitas ordovícicas*	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvirniano	Oro	Labores aluviales auríferos
40	Sn	COLPAYOC	Rinconada	22°42'16''	66°22'01''	Sedimentitas ordovícicas*	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvirniano	Casiterita	Labores aluviales
41	Sn-Au	PIRCAS	Rinconada	22°42'48''	66°27'57''	Depósitos aluviales - coluviales recientes	Depósitos aluviales -coluviales recientes	Holoceno	Casiterita	Labores aluviales
42	Sn-Au	SAN MARCOS	Rinconada	22°43'54''	66°24'48''	Conglomerados, areniscas e lgnimbritas intercaladas	Formación Tiomayo *	Mioceno medio	Casiterita	Labores aluviales
43	Au	CABALONGA	Rinconada	22°45'24''	66°20'20''	Sedimentitas ordovícicas*	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvirniano	Oro	Labores aluviales auríferos
44	Zn-Pb-Ag	ROGELIO	Sta. Catalina	21°54'42''	66°05'51''	Sedimentitas ordovícicas*	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvirniano	Galena, blenda y pirita	Galería de 12m de longitud y cortavetas
45	Cu-Au	EUREKA	Sta. Catalina	21°57'24''	66°11'46''	Conglomerado	Formación Puertas de San Pedro	Mioceno superior-Plioceno	Oro nativo, cobre nativo, cuprita, malaquita, azurita y crisocola	Socavón, varias galerías, chimeneas y labores superficiales

Cuadro - Resumen de indicios y ocurrencias minerales de la Hoja Geológica 2366-I / 2166-III, Mina Pirquitas (continuación)

INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		LITOLÓGÍA	UNIDAD CARTOGRÁFICA	EDAD	MINERALOGÍA	LABORES MINERAS
				LATITUD	LONGITUD					
34	Au	FARELLON	Rinconada	22°35'06''	66°18'00''	Sedimentitas ordovícicas*	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvirniano	Oro	Labores aluvionales auríferos
35	Sn	CIVITA-VECCHIA	Rinconada	22°36'40''	66°21'00''	Sedimentitas ordovícicas*	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvirniano	Casiterita	Labores aluvionales
36	Sn	LA JUJEÑA	Rinconada	22°36'57''	66°23'11''	Depósitos aluviales – coluviales recientes	Depósitos aluviales-coluviales recientes	Holoceno	Casiterita	Labores aluvionales
37	Au	AJEDREZ	Rinconada	22°37'54''	66°22'14''	Depósitos aluviales – coluviales recientes	Depósitos aluviales-coluviales recientes	Holoceno	Oro y casiterita	Labores aluvionales
38	Au	CHIRICOYA	Rinconada	22°39'43''	66°25'19''	Sedimentitas ordovícicas*	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvirniano	Oro	Labores aluvionales auríferos
39	Au	PAMPACOYA	Rinconada	22°41'16''	66°16'05''	Sedimentitas ordovícicas*	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvirniano	Oro	Labores aluvionales auríferos
40	Sn	COLPAYOC	Rinconada	22°42'16''	66°22'01''	Sedimentitas ordovícicas*	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvirniano	Casiterita	Labores aluvionales
41	Sn-Au	PIRCAS	Rinconada	22°42'48''	66°27'57''	Depósitos aluviales – coluviales recientes	Depósitos aluviales-coluviales recientes	Holoceno	Casiterita	Labores aluvionales
42	Sn-Au	SAN MARCOS	Rinconada	22°43'54''	66°24'48''	Conglomerados, areniscas e Ignimbritas intercaladas	Formación Tiomayo *	Mioceno medio	Casiterita	Labores aluvionales
43	Au	CABALONGA	Rinconada	22°45'24''	66°20'20''	Sedimentitas ordovícicas*	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvirniano	Oro	Labores aluvionales auríferos
44	Zn-Pb-Ag	ROGELIO	Sta. Catalina	21°54'42''	66°05'51''	Sedimentitas ordovícicas*	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvirniano	Galena, blenda y pirita	Galería de 12m de longitud y cortavetas
45	Cu-Au	EUREKA	Sta. Catalina	21°57'24''	66°11'46''	Conglomerado	Formación Puertas de San Pedro	Mioceno superior-Plioceno	Oro nativo, cobre nativo, cuprita, malaquita, azurita y crisocola	Socavón, varias galerías, chimeneas y labores superficiales

Cuadro - Resumen de indicios y ocurrencias minerales de la Hoja Geológica 2366-I / 2166-III, Mina Pirquitas (continuación)

INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		LITOLOGÍA	UNIDAD CARTOGRÁFICA	EDAD	MINERALOGÍA	LABORES MINERAS
				LATITUD	LONGITUD					
46	Au	PALCA INGENIO	Sta. Catalina	21°56'36"	66°06'52"	Sedimentitas ordovícicas*	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvirniano	Cuarzo aurífero	Laboreos aluvionales auríferos
47	Au	LA JUSTICIA	Sta. Catalina	21°57'09"	66°08'20"	Sedimentitas ordovícicas*	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvirniano	Cuarzo aurífero	Laboreos aluvionales auríferos
48	Au	FRAILE RENEGADO	Sta. Catalina	21°58'18"	66°08'11"	Sedimentitas ordovícicas*	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvirniano	Oro	Laboreos aluvionales auríferos
49	Au	SAN FRANCISCO	Sta. Catalina	22°00'00"	66°09'25"	Sedimentitas ordovícicas*	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvirniano	Pirita, arsenopirita, antimonita y oro libre	Socavones y piques
50	Au	LOS AZULES	Sta. Catalina	22°00'00"	66°03'26"	Sedimentitas ordovícicas*	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvirniano	Cuarzo piritoso y limonita	Laboreos aluvionales auríferos
51	Au	JARILLON	Sta. Catalina	22°02'53"	66°09'55"	Sedimentitas ordovícicas*	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvirniano	Oro libre	Laboreos aluvionales auríferos
52	Au	ORATORIO	Sta. Catalina	22°06'24"	66°07'49"	Sedimentitas ordovícicas*	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvirniano	Oro libre	Laboreos aluvionales auríferos
53	Au	PUCARA CHICO	Sta. Catalina	22°07'30"	66°08'54"	Sedimentitas ordovícicas*	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvirniano	Oro libre	Laboreos aluvionales auríferos
54	Au	EL RODEO	Sta. Catalina	22°10'05"	66°09'57"	Sedimentitas ordovícicas*	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvirniano	Oro libre	Laboreos aluvionales auríferos
55	Au	TIMON CRUZ	Sta. Catalina	22°11'24"	66°09'00"	Sedimentitas ordovícicas*	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvirniano	Oro libre	Laboreos aluvionales auríferos
56	Sb-Au	LLANCA-NACOLLA	Sta. Catalina	22°12'57"	66°06'17"	Sedimentitas ordovícicas	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvirniano	Antimonita	Pique y galerías
57	Sb-Au	PUYITA	Sta. Catalina	22°14'02"	66°06'12"	Sedimentitas ordovícicas	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvirniano	Antimonita, oro libre	Un pique y dos galerías
58	Sb-Au	LA ESPERANZA	Sta. Catalina	22°15'16"	66°06'21"	Sedimentitas ordovícicas	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvirniano	Antimonita	Piques, galerías y chiflones

Cuadro - Resumen de indicios y ocurrencias minerales de la Hoja Geológica 2366-I / 2166-III, Mina Pirquitas (continuación)

INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		LITOLOGÍA	UNIDAD CARTOGRÁFICA	EDAD	MINERALOGÍA	LABORES MINERAS
				LATITUD	LONGITUD					
59	Au-Ag	CERRO REDONDO	Rinconada	22°22'46''	66°08'15''	Dacita	Complejo volcánico-dómico Laguna de Pozuelos	Mioceno medio	Marcasita, esfalerita, galena, proustita, bismuto y oro	No existen
60	Au	INTI CORI	Rinconada	22°25'00''	66°09'00''	Sedimentitas ordovícicas	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvirniano	Oro libre	Galerías y piques
61	Au	EL CONDOR	Rinconada	22°25'17''	66°08'04''	Sedimentitas ordovícicas	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvirniano	Oro	Galerías
62	Au	FRAY BARTOLO-ME DE LAS CASAS	Rinconada	22°26'10''	66°09'21''	Sedimentitas ordovícicas	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvirniano	Oro libre, pirita y arsenopirita	Galerías y piques
63	Au	EL CARMEN	Rinconada	22°25'54''	66°14'33''	Sedimentitas ordovícicas	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvirniano	Oro nativo	Algunos chiflones, galerías y trincheras
64	Au	SANTA ALICIA	Rinconada	22°26'51''	66°14'51''	Sedimentitas ordovícicas	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvirniano	Oro	Galerías y piques
65	Mo, Fe	CERRO COLORADO	Rinconada	22°31'45''	66°22'48''	Lavas dómicas de composición dacítica	Conjunto lávico dómico temprano de los C° Bayo, etc.	Mioceno superior-Plioceno	Molibdenita y hematita	No existen
66	Au	SANTO DOMINGO	Rinconada	22°33'40''	66°13'40''	Sedimentitas ordovícicas	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvirniano	Oro libre	Galerías
67	Pb-Zn-Ag	PAN DE AZUCAR	Rinconada	22°37'54''	66°02'55''	Dacita	Complejo volcánico-dómico Laguna de Pozuelos	Mioceno medio	Galena, blenda, marcasita, pirita, bournonita, calcopirita, freibergita, pirrotina, pirirgiritita y menos comunes: boulangerita, casiterita, hexases-tannita	Varias galerías hasta -250 m
68	Au	CHAJARA-HUAICO	Rinconada	22°41'02''	66°11'37''	Conglomerados, areniscas e ignimbritas intercaladas*	Formación Tiomayo	Mioceno medio	Pirita aurífera, antimonita y galena	Laboreos aluviones

Cuadro - Resumen de indicios y ocurrencias minerales de la Hoja Geológica 2366-I / 2166-III, Mina Pirquitas (continuación)

INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		LITOLOGÍA	UNIDAD CARTOGRÁFICA	EDAD	MINERALOGÍA	LABORES MINERAS
				LATITUD	LONGITUD					
69	Au	LAS PEPAS	Rinconada	22°41'02''	66°13'49''	Ignimbrita dacítica*	Ignimbrita Las Termas	Mioceno superior	Pirita aurífera, antimonita y galena	Laboreos aluviones
70	Au	LAS BASES	Rinconada	22°41'57''	66°12'30''	Ignimbrita Dacítica*	Ignimbrita Las Termas	Mioceno superior	Oro	Laboreos aluvionales
71	Fe	PEÑAS NEGRAS	Cochinoca	22°42'16''	66°06'00''	Sedimentitas ordovícicas	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvir-Niano	Goethita y hematita	Galería
72	Fe	EL SOMBRE-RO	Rinconada	22°42'05''	66°05'42''	Sedimentitas ordovícicas	Formación Acoite	Arenigiano – Llanvir-Niano	Goethita y hematita	Galería
73	Pb-Zn-Ag	TUPIZA	Cochinoca	22°45'01''	66°05'42''	Sedimentitas ordovícicas	Complejo volcánico Cochino- Escaya	Arenigiano – Llanvir-Niano	Marcasita, esfalerita y galena	Socavón aterrado
74	Mn	IRAL	Cochinoca	22°48'48''	66°00'58''	Tobas brechosas andesíticas	Formación Doncellas	Mioceno superior	Manganeso	No existen
75	Mn	PABELLONCITO	Cochinoca	22°49'21''	66°02'11''	Tobas brechosas andesíticas	Formación Doncellas	Mioceno superior	Manganeso	Socavón
76	Sb-Mn-Fe	DONCELLAS	Cochinoca	22°52'54''	66°01'18''	Lavas y brechas andesíticas	Formación VicuñaHuasi	Mioceno superior	Antimonita y psilomelano	Socavones y chimeneas
77	Sb	SAN JOSE	Cochinoca	22°53'10''	66°02'28''	Lavas y brechas andesíticas	Formación VicuñaHuasi	Mioceno superior	Antimonita y psilomelano	Labores aluvionales
78	Pb-Zn-Ag	CHOCAYA	Cochinoca	22°52'54''	66°08'11''	Lavas y brechas andesíticas	Formación Doncellas	Mioceno superior	Galena, esfalerita, argentita y pirargirita	Socavón

* Las manifestaciones o minas con este símbolo caen en la unidad cartografiada, en razón de la escala no se mapean los aluviones.

Los primeros trabajos fueron realizados por los jesuitas. Angelelli (1984) efectuó una síntesis de la geología y mineralizaciones del área. Coira *et al.* (1990) analizaron las características petrográficas y la alteración hidrotermal del sector. También hay trabajos inéditos previos, privados o estatales acerca de la actividad de la mina.

La mineralización principal está vinculada al estratovolcán Rachaite, según patrones de fracturación N-S, NNO-SSE y NE-SO y se localiza en las zonas de alteración argílica-sericítica-silíceas; se presenta en vetas, venillas y diseminada conformando un típico stockwork (Coira *et al.*, 1990). La corrida visible alcanza los 250 metros. Acompañan a las vetas una densa red de venillas mineralizadas que definen zonas de hasta 1,50 m de potencia. La mineralogía está representada por esfalerita, greenockita, galena, tetraedrita argentífera, bournonita, sulfosales de Pb, plata nativa, pirargirita, polibasita y piritita (Coira *et al.*, 1990).

6.2. DEPÓSITOS DE MINERALES INDUSTRIALES

Azufre

Depósitos relacionados a complejos caldéricos

Mina Amancay

Se sitúa en el extremo norte, muy cerca del cerro Negro (límite con Bolivia).

La Secretaría de Minería de la Nación y la Dirección Provincial de Minería de Jujuy en el año 1982 prospectaron la zona.

Corresponde a un área hidrotermalizada en la que se han comprobado manifestaciones de azufre. Se han identificado brechas hidrotermales, moderada a intensamente silicificadas y argilitizadas, con presencia de alunita y a las que se asocian sulfuros y sulfosales finamente diseminados. La prospección geoquímica efectuada reveló anomalías en Ag, Pb, Zn y As-Mn.

Mina Zapaleri

Se sitúa en el faldeo del cerro Zapaleri (límite con Chile y Bolivia).

En el conjunto lávico de los cerros Tinte-Campanario-Granada-Caucani-San Pedro-Zapaleri, se

han reconocido manifestaciones de azufre de reducidas dimensiones, dentro de un sector argilitizado, silicificado.

Otras manifestaciones de S vinculadas a la cadena volcánica Campanario-Niño-Coyambo, situada en el extremo sur de la región central, son mina Campanario e Iramain.

Boratos

Mina Edith

Está situada en la quebrada de Iscaycancha, al sur de la mina Pirquitas.

Ahlfeld (1948) realizó un estudio detallado del yacimiento. Alonso (1986) asoció este yacimiento con otros cuerpos de boratos de la Puna.

La mineralización se encuentra alojada a lo largo de una zona de fracturación de rumbo NO que afecta a rocas clásticas ordovícicas y conglomerados de la Formación Cabrerías. En esta depresión se ha depositado ulexita en capas que alcanzan el metro de espesor. El mineral se presenta blanco, puro y macizo, las bocas de los manantiales se ubican a unos 50 m por encima del cauce de la quebrada, según Alonso (1986), esto sugiere un fuerte control estructural para el ascenso de las aguas boratadas calientes que aprovecharían las zonas de debilidad existentes. Ahlfeld (1948) mencionó la presencia de antimonita dentro de la ulexita.

Ónix

Mina Pucará

Se halla ubicada en la quebrada Panizos, afluyente por la margen izquierda del río Rosario.

Turner (1962) y Lizarraga (1974) hicieron mención de la misma.

Aflora mármol ónix como un conjunto de bancos, adosados a sedimentitas de la Formación Acoite, reflejo de un paleosistema geotermal de baja temperatura. A la fecha está siendo explotada por una cooperativa del lugar.

7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Río Grande de San Juan de Oro

El río Grande de San Juan de Oro constituye el único curso de agua en la Puna norte con desagüe al

océano Atlántico. Pertenece a la cuenca imbrífera del río Pilcomayo. En su curso superior toma el nombre de río Granada. El río Grande de San Juan de Oro tiene sus cabeceras en las cumbres nevadas del límite internacional. Sus afluentes más importantes de la margen izquierda, de norte a sur, son: río Ciénaga, quebrada de Paicone, quebrada de Pupusayo, quebrada de García y quebrada Delgada. Por su margen derecha recibe a los ríos Angosto, Cabrerías, de Oros, Urosmayo y Tiomayo.

Centro ignimbrítico del cerro Panizos

El Centro ignimbrítico del cerro Panizos tiene una altura de 5228 m s.n.m. y está ubicado en la frontera con Bolivia (22°15'S - 66°45'O). Está emplazado en la Zona Volcánica Central Andina, en el ámbito del Altiplano – Puna. Es representativo del volcanismo ácido explosivo del Mioceno superior de la Puna (7,9-6,1 Ma.), al cual estuvo asociada la formación de esta caldera anidada de colapso tipo *down-sag*. Este centro emisor consiste en un enorme edificio volcánico mesetiforme de unos 15 km de radio, construido por acumulación sucesiva de depósitos de flujos piroclásticos, en cuyo centro se dispone un conjunto de domos lávicos dacíticos.

Secuencia terciaria en el valle del río Tiomayo

A lo largo del valle del río Tiomayo se registran secciones representativas de secuencias clásticas terciarias con registro de fases diastólicas miocenas (Incaica, Pehuenche, Quechua). Se localiza entre los 22°20'-22°26'S y los 66°24'-66°29'O. El valle del Tiomayo, labrado por el río homónimo, tributario del río San Juan de Oro, tiene dirección norte - sur en su tramo austral y nor-noroeste hacia el final. Las secuencias clásticas están constituidas por areniscas, limolitas, arcilitas, niveles conglomerádicos, rocas volcanoclásticas y piroclásticas correspondientes a las formaciones Peña Colorada y Tiomayo.

Monumento natural de la laguna de Pozuelos

La depresión de Pozuelos corresponde a una cuenca endorreica, enmarcada dentro de las características de un bolsón lineal, tectónicamente delimitado en la casi totalidad de su perímetro. Abarca una superficie de 380.000 ha.

El centro de la depresión está ocupado por un cuerpo de agua elongado en dirección norte - sur, recibiendo escurrimiento permanente por el norte y por el sur.

En 1990 fue declarada Reserva de la Biósfera por el programa MAB (El Hombre y la Biósfera) de la UNESCO.

Complejo dómico Chinchillas

Se trata de un complejo dómico dacítico explosivo-lávico, localizado entre los 22°31'S y los 66°14'30»O, de edad miocena media (13±1 Ma), portador de depósitos epitermales de metales básicos con Ag y Sn. Este complejo volcánico ocupa un área deprimida de forma elíptica, está integrado por flujos piroclásticos y lavas dómicas de composición dacítica y distintas variedades de brechas de explosión y de depósitos geotermales fósiles.

Volcán Granada

Enmarcado dentro de los edificios volcánicos centrales lávicos, relacionados a la evolución post colapso del complejo caldérico Vilama, se localiza a los 22°32'S y 66°32'O y presenta una altura de 5697 m s.n.m. Consta de dos unidades principales: una inferior, que corresponde a la plataforma Granada (5,5 Ma), de composición dacítica; y otra superior perteneciente al cono Granada de composición andesítica. Muestra importante erosión glacial en su flanco oriental.

Complejo caldérico Vilama - Coruto

Constituye un sistema megacaldérico de particular interés, representante de un volcanismo ignimbrítico de retroarco del Mioceno superior – Plioceno. Se localiza en la zona oeste de la Hoja (22°20' - 23° S y 66°30' - 67° O) marginado por los centros volcánicos de Salle, Caucani, Granadas y por el bloque de Pirquitas. En él han sido reconocidos extensos flujos piroclásticos: Ignimbrita Granada e Ignimbrita Vilama, así como lineamientos, que formando parte de estructuras caldéricas de colapso, podrían haber estado asociados a la emisión de los mismos, como también haber controlado episodios lávicos subsiguientes.

Cerros Convento - Niño - Coyambo

Corresponden a una cadena lávico-piroclástica de edificios centrales de edad

pliocena, de rumbo NNO-SSE. Se localiza en el borde sudoriental del complejo caldérico Vilama ($22^{\circ}47' - 22^{\circ}57' S$ y $66^{\circ}32' - 66^{\circ}39' O$), con alturas promedios de 5600 m s.n.m. y su construcción ha estado vinculada a etapas post colapso de esta estructura caldérica mayor. Las lavas del Campanario, de composición dacítica y coloraciones grisáceas, han sido datadas en $2,03 \pm 0,07$ Ma. (Aguater, 1979).

Distrito Pan de Azúcar

Ejemplo de sistemas hidrotermales de metales básicos asociados a complejos extrusivos dómicos dacíticos del Mioceno medio. Está ubicado al sur de la depresión de Pozuelos ($22^{\circ}37' S$ y $66^{\circ}02' O$). El Complejo volcánico dómico Pan de Azúcar (12 ± 2 Ma) presenta mineralización polimetálica de metales básicos, rica en Ag y Au. Son vetas polimetálicas cuyos minerales esenciales son: blenda, galena, marcasita y pirita, en ganga de cuarzo y calcita. En el área de la mina se han identificado más de veinte

minerales primarios y numerosas especies supergénicas.

Criptodomo dacítico de Muñayoc

Es un representante del volcanismo submarino del Ordovícico, con desarrollo de facies megapeperíticas. Corresponde a un cuerpo dómico dacítico sinsedimentario que se ubica entre los $22^{\circ} 47' - 22^{\circ} 57' S$ y $66^{\circ}39' - 66^{\circ}39' O$, en el flanco occidental de la sierra de Quichagua, con alturas promedios de 5600 m sobre el nivel del mar.

Distrito Minero Rachaite

Localizado en el sector occidental del voluminoso estratovolcán Rachaite del Mioceno superior ($22^{\circ}52' S$ y $66^{\circ}08' O$). Su mineralización vetiforme y en *stockwork* de Pb-Zn-Ag está relacionada a un paleosistema geotermal de baja sulfuración asociado a la evolución de dicho complejo volcánico.

BIBLIOGRAFÍA

- Aceñolaza, F.G. y A. Toselli, 1984. Lower Ordovician volcanism in northwestern Argentina. En: Bruton, D.L. (Ed.), Aspects of the Ordovician System. Palaeontological Contributions from the University of Oslo, 295: 203-209. Oslo.
- Aceñolaza, F.G., J.L. Benedetto y J.A. Salfity, 1972. El Neopaleozoico de la Puna argentina: su fauna y relación con áreas vecinas. Anales de la Academia Brasil. Cienc., 44 (Supl.): 5-20.
- Ahfeld, F., 1941. La terminación meridional de la Faja Estannífera Boliviana. Dirección Provincial de Minería y Recursos Energéticos de Jujuy. Carpeta 46, Informe 124: 1-10, inédito.
- Ahlfeld, F., 1946. Investigaciones geológicas en la Provincia de Sud Lípez, Bolivia. Cuadernos de Mineralogía y Geología, Universidad Nacional de Tucumán, 4 (15): 5-28.
- Ahlfeld, F., 1948. Estudios geológicos de yacimientos minerales de la Provincia de Jujuy. Primera Parte. Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Tucumán. Publicación 455.
- Ahlfeld, F., 1950. Geología de la Mina Pirquitas. Minería de Bolivia, 7: 5-14.
- Ahlfeld, F. y A. Schneider-Scherbina, 1964. Los yacimientos minerales de hidrocarburos de Bolivia. Boletín Departamento Nacional de Geología, 5: 1-388. La Paz.
- Alonso, R.N., 1986. Ocurrencia, posición estratigráfica y génesis de boratos de la Puna Argentina. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta. Tesis doctoral, 196 pp., inédita. Salta.
- Alonso, R.N. y J.G. Viramonte, 1987. Geología y Metalogenia de la Puna. Estudios Geológicos, 43: 393-407.
- Alonso, R., R. Gutiérrez, R. Pascual y M. Raskovsky, 1982. El Grupo Pastos Grandes (Puna salteña). Mamíferos de su Formación Pozuelos y su antigüedad. 3^{er} Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. Resúmenes. Corrientes.
- Alonso, R.N., J.G. Viramonte y R. Gutiérrez, 1984. Puna Austral. Bases para el Subprovincialismo Geológico de la Puna Argentina. 9º Congreso Geológico Argentino, 1: 43-63. Buenos Aires.
- Allmendinger, R.W., 1986. Tectonic development, southwestern border of the Puna Plateau, Northwestern Argentine Andes. Bulletin of Geological Society of America, 97: 1070-1082.
- Allmendinger, R.W. y T.R. Zapata, 1996. Imaging the Andean structure of the structure of the Eastern Cordillera on reprocessed. YPF seismic reflection data. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 125-135. Buenos Aires.
- Allmendinger, R., M. Strecker, J. Eremchuk y P. Francis, 1989. Neotectonic deformation of the Southern Puna plateau, Northwestern Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 2: 111-130.
- Allmendinger, R.W., T.E. Jordan, S.M. Kay y B.L. Isacks, 1997. The evolution of the Altiplano-Puna of the Central Andes. Annual Reviews Earth Planetary Science Letters 25: 139-174.
- Angelelli, V., 1941. Los yacimientos de minerales y rocas de aplicación de la República Argentina. Su geología y relaciones genéticas. Boletín de la Dirección Nacional de Minería y Geología, 50. Buenos Aires.
- Angelelli, V., 1950. Recursos Minerales de la República Argentina I. Yacimientos Metalíferos. Revista del Instituto Nacional Investigaciones Científicas Naturales. Museo Argentino de Ciencias Naturales «Bernardino Rivadavia». Serie Ciencias Geológicas, 2: 542 pp. Buenos Aires.
- Angelelli, V., 1984. Yacimientos Metalíferos de la República Argentina. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CIC), 1-2: 704 pp. La Plata.
- Angelelli, V. y J.C. Fernández Lima, 1980. Reseña de los ciclos metalogenéticos de la República Argentina. En: Turner J.C. (Ed.), Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 2: 1603-1640. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Aniel, B.G., 1987. Comportement naturel de l'Uranium en Milieu Volcanique et approche experimentale. Université de Nancy. Tesis doctoral, inédita. Francia.
- Aquater, 1979. Estudio del potencial geotérmico de la Provincia de Jujuy, República Argentina. Secretaría de Estado de Minería: 1-129. Trabajo inédito. Buenos Aires.
- Ávila, J.C., R. Chomnals y J. Soncini Lema, 1986. Geología y Metalogénesis del yacimiento Chinchillas. Departamento Rinconada, Provincia de Jujuy, Argentina. Revista del Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Jujuy, 6: 87-103. Jujuy.

- Ávila, J.C., J.E. Lazarte y L.E. Velazco Robles, 1988. Metalotectos estructurales en el Yacimiento Estanno-Argentífero Mina Pirquitas, Jujuy. 3^{er} Congreso Argentino de Geología Económica, 1: 221-236. Olavarría.
- Baby, P. y T. Sempere, 1989. Interpretación geológica de la parte meridional del Altiplano Sur. Convenio YPFB-ORSTOM. Informe 15: 1-27. La Paz.
- Baby, P., T. Sempere, J. Oller, L. Barrios y G. Herail, 1990. The Southern Altiplano of Bolivia: An Oligo-Miocene intermontane foreland basin. Abstract. Structure and Evolution of the Central Andes in North Chile, South Bolivia and Northwest Argentina, 76. Berlín.
- Baby, P., P. Rochat, G. Mascle y G. Herail, 1997. Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes. *Geology*, 25 (10): 883-886.
- Bahlburg, H., 1990a. The «Faja Eruptiva de la Puna Oriental» in the northern Argentinian Puna revisited: granitoid emplacement in a Late-Ocloyic (Silurian?) sinistral strike-slip zone. 11^o Congreso Geológico Argentino y 1^{er} Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 297-300. San Juan.
- Bahlburg H., 1990b. The Ordovician basin in the Puna of Argentina and Chile: geodynamic evolution from back-arc to foreland basin. 11^o Congreso Geológico Argentino y 1^{er} Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 293-296. San Juan.
- Bahlburg, H. y F. Herve, 1997. Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of northwestern Argentina and northern Chile. *Bulletin Geological Society of America*, 109 (7): 869-884.
- Bahlburg, H., C. Breitkreuz, J. Maletz, M.C. Moya y J.A. Salfity, 1990. The Ordovician sedimentary rocks in the northern Puna of Argentina and Chile: new stratigraphical data based on graptolites. *Newsletters on Stratigraphy*, 23(2): 69-89.
- Barber, E., 1986. Informe preliminar Área de Inventario geológico-minero N° 1/82 «El Torno-San Francisco». Plan NOA Geológico-Minero, 87 pp., inédito.
- Beck, S.L., G. Zandt, S.C. Myers, T.C. Wallace, P.G. Silver y L. Drake, 1996. Crustal-thickness variations in the Central Andes. *Geology*, 24 (5): 407-410.
- Bellman, R. y R. Chomnales, 1960. Estudio hidrogeológico del Valle Puesto Viejo y sus posibilidades económicas, Provincia de Jujuy. Instituto Miguel Lillo. *Acta Geológica Lilloana*, 3: 59-84.
- Benedetto, J.L. y T.M. Sánchez, 1990. Fauna y edad del estratotipo de la Formación Salar del Rincón (Eopaleozoico, Puna Argentina). *Ameghiniana*, 27 (3-4): 317-326. Buenos Aires.
- Berger, B.A. y P.L. Eimon, 1983. Conceptual models of epithermal precious-metals deposits. En: Skanks W.C. (Ed.), *Cameron volume on unconventional mineral deposits*. Society Mining Engineering: 191-205.
- Bianucci, H.A. y J.F. Homovc, 1982. Tectogénesis de un sector de la cuenca del Subgrupo Pirgua, Noroeste argentino. 5^o Congreso Latinoamericano de Geología, 1: 539-546. Buenos Aires.
- Bianucci, H.A., C.A. Fernández Garrasino y E.G. Sánchez, 1987. Corrimientos de bajo ángulo entre La Quiaca y Abra Pampa, Provincia de Jujuy, Argentina. 10^o Congreso Geológico Argentina, 1: 165-168. Tucumán.
- Bodenbender, G., 1902. Comunicaciones mineras y mineralógicas. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 18: 369-371. Córdoba.
- Brackebusch, L., 1883. Estudios sobre la Formación Petrolífera de Jujuy. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 5: 137-252. Córdoba.
- Brackebusch, L., 1891. Mapa geológico del interior de la República Argentina, escala 1: 1.000.000. Gotha.
- Brito, J.R., 1991. Estudio geológico-minero del prospecto polimetálico Cerro Redondo, Departamento Rinconada, Provincia de Jujuy. Dirección Provincial de Minería y Recursos Energéticos de Jujuy. Carpeta 211, Informe 572: 1-17 pp., inédito. Jujuy.
- Brito, J. y R. Sureda, 1992. Exploración del Prospecto polimetálico Cerro Redondo, Rinconada, Jujuy, Argentina. 4^o Congreso Nacional de Geología Económica: 183-194. Córdoba.
- Brodtkorb, M.K. de, 1969. Sobre la denominada «Geocronita» del Yacimiento de Pan de Azúcar, Provincia de Jujuy, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24 (2): 116-118. Buenos Aires.
- Brodtkorb, M.K. de y B. Coira, 1986. The Salle Epithermal Deposit and its Paragenesis. Province of Jujuy, Argentine. *Mineral Paragenesis*. A. Augsthitits (Ed.), Theophrastus Publications.
- Buchanan, L.J., 1981. Precious metal deposits associated with volcanic environments in the Southwestern Arizona. *Geological Society Digest*, 14: 237-262.

- Caffe, P.J., 1996. Registros magmáticos del Terciario superior en Puna Jujeña (Área Casa Colorada). Informe final beca de iniciación-CONICET: 162 pp., inédito. Jujuy.
- Caffe, P.J., 1997. Complejos volcánicos dómicos del Terciario superior de Puna Norte: sus implicancias magmatotectónicas y metalogenéticas. Informe de avance beca de perfeccionamiento-CONICET: 225 pp., inédito. Jujuy.
- Caffe, P.J., 1998. Complejos Volcánicos Dómicos del Terciario Superior de la Puna Norte: sus implicancias magmatotectónicas y metalogenéticas. Informe final beca de perfeccionamiento-CONICET: 254pp., inédito. Jujuy.
- Caffe, P.J. y B. Coira, 1997. The Casa Colorada Dome (Puna- Argentina): Evidences of a shallow magma reservoir. IAVCEI General Assembly Abstracts, 21. Puerto Vallarta.
- Camoin, G., J. Casanova, J.M. Rouchy, M.M. Blanc Valleron y J.F. Deconinck, 1997. Environmental controls on perennial and ephemeral carbonate lakes: The Central Palaeo-Andean Basin of Bolivia during Late Cretaceous to early Tertiary times. *Sedimentary Geology*, 113 (1-2):1-26.
- Carpio, E., 1975. Informe Final: Área de Reserva N° 32 Casa Colorada-Paicone, Plan NOA-I, Provincia de Jujuy. Dirección General de Fabricaciones Militares. Informe, 346: 13 pp., inédito. Buenos Aires.
- Chayle, W., 1994. Consideraciones del Oro Aluvional en la Puna Jujeña. Encuentro Internacional de Minería, 1: 106-109. Buenos Aires.
- Chernicoff, C. J., G. Garea, F. Hongn, R. Seggiaro, E. Zappettini, B. Coira, P. Caffè, W. Chayle, G. Rodríguez, A. Pérez, M. Soler y L. Rankin, 1996. Interpretación geológica del relevamiento aeromagnético de la Puna Septentrional, Jujuy y Salta. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Serie Contribuciones Técnicas-Geofísica, 1: 46 pp. Buenos Aires.
- Chomnals, R., 1968 y 1969. Estudio microscópico de cortes pulidos sobre muestreos de labores de la mina Pan de Azúcar. Departamento Rinconada, provincia de Jujuy. Instituto de Geología y Minería. Informe inédito. Jujuy.
- Chomnals, R., 1977. Estudio microscópico de cortes pulidos y transparentes procedentes de muestras de Mina Chinchillas. Departamento Rinconada, Jujuy. Instituto de Geología y Minería- UNJu. Informe 298: 1-13, inédito. Jujuy.
- Chomnals, R., 1978. Estudio microscópico en base a cortes pulidos procedentes cortaveta, Mina Pirquitas, Potosí 2. Departamento Rinconada, Jujuy. Instituto de Geología y Minería-UNJu. Informe 306: 1-97, inédito. Jujuy.
- Chomnals, R., 1979a. Estudio microscópico de cortes pulidos procedentes de Mina Oratorio. Departamento Santa Catalina, Provincia de Jujuy. Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Jujuy. Informe 340: 1-2, inédito. Jujuy.
- Chomnals, R., 1979b. Estudio microscópico de cortes pulidos de un muestreo procedente de Cerro Kuntur, Coyahuaima. Departamento Rinconada, Provincia de Jujuy. Dirección Provincial de Minería y Recursos Energéticos de Jujuy. Carpeta 163, Informe 420: 6 pp, inédito. Jujuy.
- Chomnals, R., 1985. Geología, estructura y mineralización en el Distrito Minero de Pirquitas, Departamento Rinconada, Provincia de Jujuy. Instituto de Geología y Minería de Jujuy, Universidad Nacional de Jujuy. Informe, 381:1-16, inédito. Jujuy.
- Cladouhos, T.T., R. Allmendinger, B. Coira y E. Farrar, 1994. Late Cenozoic deformation in the Central Andes: fault kinematics from the northern Puna, Northwestern Argentina and Southwestern Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences*, 7 (2): 209-228.
- Código Argentino de Estratigrafía, 1992. Comité Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina. Serie B (Didáctica y complementaria), 20: 1-64. Buenos Aires.
- Coira, B., 1973. Resultados preliminares sobre la petrología del ciclo eruptivo ordovícico concomitante con la sedimentación de la Formación Acoite en la zona de Abra Pampa, Provincia de Jujuy, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28 (1): 85-90. Buenos Aires.
- Coira, B., 1975. Ciclo efusivo ordovícico registrado en la Formación Acoite, Abra Pampa, Provincia de Jujuy, Argentina. 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, 1: 37-56. Buenos Aires.
- Coira, B., 1978. Episodios volcánicos cenozoicos en el área de Chajarahuaico-Casabindo, Puna jujeña. 7° Congreso Geológico Argentino, 2: 537-552. Buenos Aires.
- Coira, B., 1979. Descripción geológica de la Hoja 3c Abra Pampa, Provincia de Jujuy. Servicio Geológico Nacional, Boletín 170: 1-90. Buenos Aires.

- Coira, B., 1983. Magmatismo y mineralizaciones asociadas en Puna jujeña, Argentina. 2° Congreso Nacional de Geología Económica, 2: 405-423. San Juan.
- Coira, B., 1990. Ignimbritas y lavas dacíticas del Cenozoico superior de la Puna Jujeña y sus contenidos en Sn, Sb, Ag y Au. 11° Congreso Geológico Argentino, 1:299-302. San Juan.
- Coira, B., 1994. Eventos metalogenéticos en el marco evolutivo magmato-tectónico de la Puna Norte durante el Cenozoico superior. Comunicaciones N° 45: 67-76. Santiago.
- Coira, B., 1996. Volcanismo submarino silíceo ordovícico en la Puna nororiental (22°-24°S, 65°45'-66°45' O), Argentina. Memorias 12° Congreso Geológico de Bolivia, 3: 1003-1009. Tarija.
- Coira, B. y M. Barbieri, 1989. Relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las vulcanitas cenozoicas de los Andes Centrales (22°-24° 30' S. Puna Argentina). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 44 (1-4): 78-88. Buenos Aires.
- Coira, B. y M. Brodtkorb, 1995. Paragenesis of polymetallic mineralization related with Cenozoic volcanism in northern Puna Argentina. En: Mank, J.L. y J.D.S. George (Eds.), Pacrin Congress, 135-140.
- Coira, B. y P. Caffè, 1995. Xenoliths hosted in Andean Cenozoic volcanic rocks as samples of northern Puna crystalline basement. Laurentian-Gondwanan connections before Pangea-Field Conference-IGCP Project 376: 10-11. Jujuy.
- Coira, B. y S.M. Kay, 1993. Magmatismo y levantamiento de la Puna. Su relación con cambios en el ángulo de subducción y en el espesor cortical. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3: 308-319. Mendoza.
- Coira, B. y M. Koukharsky, 1991. Lavas en almohadilla ordovícicas en el Cordón de Escaya, Puna Septentrional, Argentina. 6° Congreso Geológico Chileno, I/A5: 674-678. Viña del Mar.
- Coira, B. y M. Koukharsky, 1994. Complejos submarinos dómicos-lávicos silíceos de edad ordovícica en el sector oriental de Puna Jujeña (22°-23°45'S). Sus implicancias. 7° Congreso Geológico Chileno, 2: 1000-1004. Concepción.
- Coira B. y M. Mazzoni, 1986. Depósitos de flujos piroclásticos del Cerro Panizos, Jujuy, Argentina. 1ª Reunión Argentina de Sedimentología: 89-92.
- Coira, B., J. Davidson, C. Mpodozis y V. Ramos, 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and northwestern Chile. Earth Science Review, 18: 303-332. Amsterdam.
- Coira, B., E. Donnari y M. Brodtkorb, 1984. Brecha mineralizada (Sb, Ag, Sb) del Complejo volcánico Panizos-Alcoak-Salle (Terciario superior) Provincia de Jujuy, Argentina. 9° Congreso Geológico Argentino, 7: 418-429. Buenos Aires.
- Coira, B., W. Chayle, E. Barber, N. Solís, M. Brodtkorb, M. Camacho y A. Díaz, 1990. Paleosistema geotermal del Terciario Superior y su mineralización de metales básicos. (Pb, Zn, Ag). Rachaite, Jujuy, Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino y 1º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1: 303-306. San Juan.
- Coira, B., S. Mahlburg Kay y J. Viramonte, 1993a. Upper Cenozoic magmatic evolution of the Argentine Puna. A model for changing, subduction geometry. International Geology Review, 35 (8): 677-720.
- Coira, B., A. Díaz, W. Chayle, A. Pérez y A. Ramírez, 1993b. Chinchillas, un modelo de complejo volcánico dómico portador de depósitos de metales de base con Ag y Sn en Puna Jujeña. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4: 270-276. Mendoza.
- Coira, B., P. Caffè, A. Díaz y A. Ramírez, 1996a. Sistema de calderas anidadas del Cenozoico Superior: Vilama-Coruto, Puna (Argentina)-Altiplano (Bolivia). Memorias del 12° Congreso Geológico de Bolivia, 3: 991-1002. Tarija.
- Coira, B., P. Caffè, S. Mahlburg Kay, A. Díaz y A. Ramírez, 1996b. Complejo Volcánico Vilama-Sistema caldérico del Cenozoico superior en Puna, Jujuy. 13° Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3: 603-620. Buenos Aires.
- Coira, B., P. Caffè, A. Díaz y A. Ramírez, 1997. Vilama-Coruto Caldera Complex: A major nested caldera system in Puna, Argentina. General Assembly IAVCEI.
- Coira, B., S. Mahlburg Kay, B. Pérez, B. Woll, M. Hanning y P. Flores, 1999. Magmatic sources and tectonic setting of Gondwana margin ordovician magmas, northern Puna of Argentina and Chile. En: Ramos V.A. y J.D. Keppie (Eds.), Laurentina Gondwana connections before Pangea.. Geological Society of America. Special Paper, 336:145-170. Boulder. Colorado.

- Craig, J.R., S.J. Segal y E.O. Zappettini, 1995. El distrito aurífero Rinconada, Provincia de Jujuy, República Argentina. Actas 9º Congreso Latinoamericano de Geología. Caracas.
- Dalziel, I.W.D. y R.D. Fosythe, 1985. Andean evolution and the terrane concept. En: Howell, D.G. (Ed.), Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific-Region, Circum-Pacific-Council for Energy and Mineral Resources: Earth Science Series, 1: 565-581.
- De la Iglesia, H.J., 1958. Informe sobre la mina de plomo Chinchilla, Departamento Rinconada, Provincia de Jujuy. Dirección Nacional de Geología y Minería. Carpeta 423, inédita. Buenos Aires.
- De La Iglesia, H.J., 1961. Estudio y exploración del aluvión auroestannífero de Cerro Galán, Departamento Rinconada, Provincia de Jujuy. Dirección Nacional de Geología y Minería. Carpeta 451, inédita. Buenos Aires.
- De los Hoyos, L., 1962. Informe de la mina de plomo La Candelaria, Departamento Rinconada, Provincia de Jujuy. Dirección Provincial de Minería de Jujuy. Informe 196, Carpeta 77, inédita. Jujuy.
- De los Hoyos, L., 1993. La situación de la Minería jujeña y sus perspectivas. Consejo Federal de Inversiones, Informe inédito, 113 pp. Jujuy.
- DGFM, 1972. Exploración geológica minera del Noroeste Argentino (Plan NOA I-Área Salta-Jujuy). Dirección General de Fabricaciones Militares, Ministerio de Defensa.
- Díaz A, B. Coira y A. Ramírez, 1996. Caracterización petrográfica y geoquímica de las unidades lávicas del Cerro Kuntur, Provincia de Jujuy, Argentina. Memorias del 12º Congreso Geológico de Bolivia, 3: 1011-1018.
- Dingman, R.J., 1965. Pliocene ages of ash-flow deposits of San Pedro Area, Chile, U.S. Geological Survey. Professional Paper, 525C: 63-67. Washington.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: Ham, W.E. (Ed.), Classification of carbonate rocks. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 1: 108-121.
- Españón, A., 1993. Geología del Complejo Rachaite. Informe Beca-CONICOR, inédito.
- Fernández Lima, J.C.H., H.J. De la Iglesia y A. Jutorán, 1953. Informe preliminar sobre mina Pan de Azúcar. Dirección de Minería y Geología. Inédito. Buenos Aires.
- Field, R., 1941. The Pirquitas mine: A tin-silver property in Argentina. Engineering and Mining Journal, 142 (7): 35-39. New York.
- Flemings, P.B. y T.E. Jordan, 1990. Stratigraphic modeling of foreland basins: interpreting thrust deformation and lithosphere rheology. Geology, 18: 430-434.
- Fornari, M., G. Hérail, L. Pozzo y G. Vizcarra, 1989. Los yacimientos de oro de Los López (Bolivia). Misión de La Paz, ORSTOM en Bolivia. Informe 19: 1-26. La Paz.
- Fornari, M., L. Pozzo, P. Soler, L. Bailly, J. Leroy y M.G. Bonhomme, 1993. Miocene volcanic centers in the southern Altiplano of Bolivia, The Cerro Morokho & Cerro Bonete area (Sur López). En: Second ISAG: 363-366. Oxford.
- Gangui, A. y H.J. Göetze, 1996. The deep structure of the Northern Puna, Argentina-Constrains from 2D seismic data and 3D gravity modeling. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 545-565. Buenos Aires.
- García, A.F., E. Pérez D'Angelo y S. Ceballos, 1962. El Ordovícico de Aguada de la Perdiz, Puna de Atacama, Provincia de Antofagasta. Revista Mineralógica, 77: 52-61.
- Gardeweg, M. y C.F. Ramírez, 1985. Hoja Río Zapaleri, II Región de Antofagasta. Servicio Nacional Geológico Minero, Carta Geológica de Chile, 66: 1-89. Santiago.
- Gardeweg, M. y C. Ramírez, 1987. La Pacana Caldera and the Atana Ignimbrite. A major ash-flow and resurgent caldera complex in the Andes of northern Chile. Bulletin of Volcanology, 49: 547-566.
- Gayet, M., T. Sempere, H. Cappetta, E. Jaillard y A. Lévy, 1993. La presence de fossiles marins dans le Crétacé terminal des Andes centrales et ses consequences paleogeographiques. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 102: 283-319.
- Gómez Omil, R.J., A. Boll y R.M. Hernández, 1989. Cuenca Cretácico-Terciaria del noroeste argentino (Grupo Salta). En: Chebli, G. y L. Spalletti (Eds.), Cuencas sedimentarias argentinas. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, 6: 43-64. Tucumán.
- Gorustovich, S.A., A. Vullien, B. Aniel y R. Bustos, 1989. Uranio en relación a ignimbritas cenozoicas de la comarca Coranzulí-Ramallo, Puna argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 44 (1-4): 175-185.

- Gubbels, T.L., B.L. Isacks y E. Farrar, 1993. High level surfaces, plateau uplift, and foreland development, Central Bolivian Andes. *Geology*, 21: 695-698.
- Gutiérrez Marco, J.C., G.F. Aceñolaza y S.B. Esteban, 1996. Revisión de algunas localidades con graptolitos ordovícicos en la Puna Salto-Jujeña (noroeste de Argentina). *Memorias del 12° Congreso Geológico de Bolivia*: 725-731. Tarija.
- Harrington, H.J., 1957. Ordovician formations of Argentina. En: Harrington H.J. y A.F. Leanza (Eds.), *Ordovician trilobites of Argentina*. Department of Geology, University Kansas. Special Publication, 1: 1-59.
- Hausen, H., 1925. Sobre un perfil geológico del borde de la puna de Atacama, con una descripción de algunos yacimientos minerales de la Puna de Salta y Jujuy. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 28:3-95. Córdoba.
- Heraíl, G., P. Baby y P. Soler, 1994. El contacto Cordillera Oriental-Altiplano en Bolivia: Evolución tectónica, sedimentaria y geomorfológica durante el Mioceno. 7° Congreso Geológico Chileno, 1: 62-66. Concepción.
- Hongn, F.D., 1992. Tectónica y microtectónica del basamento predevónico de la Puna. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta. Tesis doctoral, 228 pp., inédita. Salta.
- Hongn, F.D., 1995. Estructuras precámbricas y paleozoicas del basamento de la Puna oriental, su aplicación para el análisis regional de la faja eruptiva. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49 (3-4): 256-268. Buenos Aires.
- Horton, B.K. y P.G. De Celles, 1997. The modern foreland basin system adjacent to the Central Andes. *Geology*, 25 (10): 895-898.
- Hosking, K.F.G., 1974. The search for deposits from which tin can be profitably recovered now and the foreseeable future. Preprint Fourth World tin Congress, Kuala Lumpur.
- Idoyaga, M., 1995. Caracterización tectónica y metalogenética de los depósitos estanníferos argentinos. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Tesis doctoral, 179 pp., inédita. Buenos Aires.
- Igarzábal, A.P., 1969. Estructura, mineralización y génesis del yacimiento plumbo-argentífero-zincífero «Pan de Azúcar», Departamento Rinconada, Provincia de Jujuy. *Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas*, 1: 371-396. Buenos Aires.
- Igarzábal, A.P., 1978. La Laguna de Pozuelos y su ambiente salino. Departamento Rinconada, Provincia de Jujuy. Instituto Miguel Lillo. *Acta Geológica Lilloana*, 15 (1): 79-103. Tucumán.
- Igarzábal, A.P. y R.N. Alonso, 1995. El recurso evaporítico de la Puna Argentina. *Boletín Geoindustrial*, 3 (4-5): 22-25. Tucumán.
- Igarzábal, A.P. y J.G. Viramonte, 1972. Geomorfología y petrología de los domos del sur del Bolsón de Pozuelos (Provincia de Jujuy). 5° Congreso Geológico Argentino, 1: 187-208. Buenos Aires.
- Irvine, T. y W. Baragar, 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Canada Journal of the Earth Science*, 8: 523-548.
- Isaacson, P.E., B. Antelo y A.J. Boucout, 1976. Implications of a Llandovery (Early Silurian) brachiopod fauna from Salta Province, Argentina. *Journal Paleontology*, Tulsa, 50 (6): 1103-1112.
- Isacks, B.L., 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the bolivian orocline. *Journal of Geothermal Research*, 93 (B4): 3211-3231.
- Jahan, W.F., 1945. Informe del examen de la Mina Rosario de Coyahuaima. Corp. Prom. Inter. Buenos Aires. Informe inédito.
- Jenks, A., 1914. Minería de la Provincia de Jujuy. *Boletín Oficial*, 1. Jujuy.
- Johan, Z. y P. Picot, 1982. La pirquitasite, $AgZnSnS$, un nouveau membre du groupe de la stannite. *Bulletin Mineralogie*, 105: 229-235.
- Jordan, T. y R. Alonso, 1987. Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes Mountains. 20°-28°, South latitude. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologist*, 71(1): 49-56.
- Kittl, E., 1925. Los yacimientos auríferos de la Sierra de la Rinconada, Provincia de Jujuy. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 28: 107-132. Córdoba.
- Kittl, E., 1931. Los yacimientos auríferos de la República Argentina, su génesis y prospección genética. *Revista Minera*, 3 (4): 47-124; (5): 129-154; (6): 161-190; (7): 193-222. Buenos Aires.
- Kleine Hering, H., J.H. Malinowski, C. Dekowski, B. Lubienski y M. Kulms, 1981. Informe Mina Pan de Azúcar. Misión Alemana, 175 pp., inédito. Banco Nacional de Desarrollo. Buenos Aires.

- Kley, J., J. Muller, S. Tawackoli, V. Jacobshagen y E. Manutsoglu, 1996. Pre-andean and andean-age deformation in the Eastern Cordillera of Southern Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences*.
- Koukharsky, M., 1981. Informe de las áreas de Poquis y de Pairique Chico. Convenio Faja Estannífera. Dirección Provincial de Minería y Recursos Energéticos de Jujuy. Carpeta 202, informe 328, 12 pp., inédito. Jujuy.
- Koukharsky, M. y J.C. Mirré, 1974. Nuevas evidencias del vulcanismo ordovícico en la Puna. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29 (1): 128-134. Buenos Aires.
- Koukharsky, M., B. Coira, E. Barber y M. Hanning, 1988. Geoquímica de vulcanitas ordovícicas de la Puna (Argentina) y sus implicancias tectónicas. 5° Congreso Geológico Chileno, 3: 137-158. Santiago.
- Kusssmaul, S., L. Jordan & E. Ploskonka, 1975. Isotopic ages of Tertiary volcanic rocks of SW Bolivia. *Geological Jb.*: 111-117.
- Linares, E. y R.R. González, 1990. Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina. 1957-1987. Publicaciones Especiales de la Asociación Geológica Argentina. Serie B (19): 371 pp. Buenos Aires.
- Lindgren, W., 1933. *Mineral deposits*. 4th Ed., McGraw-Hill, New York.
- Lizárraga, A.C., 1974. Informe final, estudio cantera «Pucará», distrito Cusi-Cusi, departamento Santa Catalina, Jujuy. Dirección Provincial de Minería de Jujuy. Informe inédito. Jujuy.
- Lizárraga, A.C., 1978. Noticia preliminar sobre la presencia de anomalías geoquímicas de Estaño en un cuerpo intrusivo de composición dacítica en el Distrito de Coyahuaima. Jujuy. *Revista del Instituto de Ciencias Geológicas, Universidad Nacional de Jujuy*, 3: 155-159. Jujuy.
- Lork A. y H. Bahlburg, 1993. Precise U-Pb age of monzonites from the Faja eruptiva de la Puna Oriental and the Cordillera Oriental, NW Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4: 1-6. Mendoza.
- Malvicini, L., 1966. *Mineralogía y génesis del yacimiento de estaño y plata Mina «Pirquitas»*. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Tesis doctoral, inédita. Buenos Aires.
- Malvicini, L., 1978. Las vetas de estaño y plata de minas «Pirquitas» (Pircas), Provincia de Jujuy, República Argentina. *Revista de la Asociación Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 9 (1 y 2): 1-25. Buenos Aires.
- Marinovic, N., 1979. *Geología de los cuadrángulos Zapaleri y Nevados de Poquis. II Región. Antofagasta. Chile.* Departamento de Geología, Universidad de Chile. Tesis doctoral, inédita. Santiago.
- Marquillas, R.A. y C. Del Papa, 1993. Las calizas estromatolíticas del Cretácico-Terciario del norte argentino. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1: 263-273. Mendoza.
- Marret, R., R.W. Allmendinger, R. Alonso y R.E. Drake, 1994. Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna plateau and adjacent foreland northwestern Argentine Andes. *Journal of South American Science*, 7 (2): 179-207.
- Mazzoni, M., 1986. Procesos y depósitos piroclásticos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y Complementaria)*, 14, 115 pp. Buenos Aires.
- Méndez, V., A. Navarini, D. Plaza y V. Viera, 1973. Faja eruptiva de la Puna oriental. 5° Congreso Geológico Argentino, 4: 89-100. Buenos Aires.
- Méndez, V., J.C.M. Turner, A. Navarini, R. Amengual y O. Viera, 1979. *Geología de la región Noroeste, Provincias de Salta y Jujuy. República Argentina. Dirección General de Fabricaciones Militares: 1-118.* Trabajo inédito. Buenos Aires.
- Mezzetti, A.M., 1960. Levantamiento topográfico-geológico de la Mina San José (Antimonio). Distrito Coyahuaima, Departamento Rinconada, Provincia de Jujuy. Dirección Provincial de Minería y Recursos Energéticos de Jujuy. Carpeta 1, Informe 426, inédito. Jujuy.
- Mobarec, R. y B. Heuschmidt, 1994. Evolución tectónica y diferenciación magmática de la Caldera de Guacha, sud-oeste de Bolivia. 7° Congreso Geológico Chileno, 1: 112-116. Concepción.
- Mon, R., 1979. Esquema tectónico de los Andes del norte argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34: 53-60. Buenos Aires.
- Mon, R. y F.D. Hongn, 1987. Estructura del Ordovícico de la Puna, Noroeste de Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42: 31-38. Buenos Aires.

- Mon, R. y F.D. Hongn, 1991. The structure of the Precambrian and lower Paleozoic basement of the Central Andes between 22° and 32° S Lat. *Geologische Rundschau*, 80 (3): 745-758.
- Moreno, J.A., 1970. Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico superior de la cuenca del Noroeste Argentino, con especial mención a los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25 (1): 9-44. Buenos Aires.
- Navarini, A., V. Méndez y J.C. Zanettini, 1973. Sobre la presencia de la Formación Yacoraite en el anticlinal del Cerro Chaupiorco. Departamento Santa Catalina, Provincia de Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28 (1): 88-90. Buenos Aires.
- Novarese, V., 1893. Los yacimientos auríferos de la Puna Argentina. *Anales Sociedad Científica Argentina*, 35: 89-117. Buenos Aires.
- Omarini, R., V. Cordani, J. Viramonte, J. Salfity y K. Kawashita, 1979. Estudio isotópico Rb/Sr de la Faja Eruptiva de la Puna, a los 22°35' Lat. Sur, Argentina. 2° Congreso Geológico Chileno, 3: E257-E269. Arica.
- Ort, M.H., 1992. Orbicular volcanic rocks of Cerro Panizos: Their origin and implications for orb formation. *Bulletin of the Geological Society of America*, 104: 1048-1058.
- Ort, M.H., 1993. Eruptive processes and caldera formation in a nested down-sag-collapse caldera: Cerro Panizos, Central Andes Mountains. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 56: 221-252.
- Ort, M., B. Coira, M. Mazzoni, R.V. Fisher y J.M. Mattison, 1987. Volcanismo ignimbrítico del Cerro Panizos, Jujuy, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, 4: 335-337. Tucumán.
- Ort, M., B. Coira, M. Mazzoni, R.V. Fisher y J.C. Merodio, 1989. Centro emisor volcánico Cerro Panizos, Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44 (1-4): 291-300. Buenos Aires.
- Ort, M., B. Coira y M. Mazzoni, 1996. Generation of a crust- mantle magma mixture: magma sources and contamination at Cerro Panizos, Central Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123: 308-322.
- Paar, W.H., M.K. Brodtkorb, D. Topa y R.J. Sureda, 1996. Caracterización mineralógica y química de algunas especies metalíferas del Yacimiento Pirquitas, Provincia de Jujuy, República Argentina-Parte 1. 13° Congreso Geológico Argentino y 3^{er} Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3: 141-158. Buenos Aires.
- Palma, R.M., 1985. Interpretación ambiental de las formaciones del límite Cretácico-Terciario en el noroeste de Argentina. *Zbl. Geol. Paläontol.* H9/10: 1337-1350.
- Pascual, R., 1983. Novedosos marsupiales paleógenos de la Formación Pozuelos (Grupo Pastos Grandes) de la Puna, Salta, Argentina. *Ameghiniana* 20 (3-4): 265-280. Buenos Aires.
- Peccerillo, A. y S.R. Taylor, 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamanou area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 61-63.
- Programa Volcanismo, Metalogenia y Medio Ambiente de la Puna Jujeña, 1996. Mapa Geológico de la Provincia de Jujuy, escala 1: 500.000. Dirección del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería de la Nación. Buenos Aires.
- Ramírez, A., 1997. Magmatismo y mineralizaciones asociadas en los Cerros Caucañi-Solterío, Departamento Rinconada, Provincia de Jujuy. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta. Tesis de grado, 99 pp., inédita. Salta.
- Ramos, V., 1986. El diastrofismo Oclóyico: Un ejemplo de tectónica de colisión durante el Eopaleozoico en el Noroeste Argentino. *Revista del Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Jujuy*, 6: 13-38. Jujuy.
- Ramos, V., 1988. Late Proterozoic–Early Paleozoic of South America. A collisional history. *Episodes*, 11 (3): 168-174.
- Rapela, C.W., B. Coira, J.A. Toselli y J. Saavedra, 1992. El magmatismo del Paleozoico inferior en el sudoeste de Gondwana. En: Gutiérrez Marco J.C., J. Saavedra e I. Rábano (Eds.), *Paleozoico inferior de Ibero-América*: 21-68. Mérida.
- Rayces, E.C., 1954. Informe sobre el aluvión auroestannífero de la zona de río Oros mayo, Departamento Rinconada, Jujuy. Informe inédito. Jujuy.
- Reyes, F.C. y J.A. Salfity, 1973. Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del Noroeste Argentino. 5° Congreso Geológico Argentino, 3: 354-385. Buenos Aires.
- Rius, J. C., 1950. Inventario de los recursos minerales de la provincia de Jujuy. Dirección Nacional de Geología y Minería, División Minería. Informe 375, inédito. Jujuy.

- Rodríguez, G.A., 1997. Manifestaciones minerales asociadas al volcanismo cenozoico en Cerro Colorado-Orosmapo (Departamento Rinconada, Provincia de Jujuy). Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. Tesis de grado, 134 pp., inédita. Córdoba.
- Rutland, R.W., J.E. Guest y R.L. Gratsy, 1965. Isotopic ages and the Andean Uplift. *Nature*, 208: 677-678. Londres.
- Sagnett, F., 1906. Minas de oro en los departamentos de Santa Catalina y Rinconada (Jujuy). Imprenta del Censo Español. Buenos Aires.
- Salfity, J.A., 1982. Evolución paleogeográfica del Grupo Salta (Cretácico-Eogénico), República Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, 1: 11-26. Buenos Aires.
- Salfity, J.A. y R.A. Marquillas, 1994. Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group basin, Argentina. En: Salfity, J.A. (Ed.), *Cretaceous tectonics of the Andes. Earth evolution Sciences*, 266-315. Friedr.& Sohn Braunschweig/Wiesbaden.
- Salfity, J.A., R. Omarini, B. Baldis y W. Gutiérrez, 1976. Consideraciones sobre la evolución geológica del Precámbrico y Paleozoico del norte argentino. 2° Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, 4: 341-361. Buenos Aires.
- Salfity, J.A., S.A. Gorustovich, M.C. Moya y R. Amengual, 1984. Marco tectónico de la sedimentación y efusividad cenozoicos en la Puna Argentina. 9° Congreso Geológico Argentino, 1: 539-554. Buenos Aires.
- Schalamuk, I., R. Fernández y R. Etcheverry, 1983. Los yacimientos minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la Región NOA. Ministerio de Economía. Subsecretaría de Minería. *Anales*, 20: 196 pp. Buenos Aires.
- Schalamuk, I., A. Arrospide, A. Toselli, A. Saavedra, R. Fernández y H. Echeveste, 1990. El plutón de Mazán (La Rioja, NO de Argentina) y su relación con otros granitos de paragénesis estannífera y afines del basamento Paleozoico de los Andes Centrales. *Symposium international, Godynamique Andine, Francia, Resúmenes des Communications*, 379-382.
- Schmitz, M., 1994. A balanced model of the southern Central Andes. *Tectonics*, 13: 484-492.
- Schwab, K., 1973. Die stratigraphie in der umgebung des Salar de Cauchari (NW Argentinien). Ein Beitrag zur erdgeschichtlichen Entwicklung der Puna. *Goetektische Forschungen*, 43: 1-168. Stuttgart.
- Schwab, K. y H. Lippolt, 1974. K-Ar mineral ages and late Cenozoic history of the Salar de Cauchari area (Argentina Puna). *International Association Volcanology and Chemistry Earth's*: 698-714.
- Secretaría de Minería de la Nación y Dirección Provincial de Minería de Jujuy, 1982. Informes de Prospección y evaluación. Informes inéditos. Jujuy.
- Segal de Svetliza, S., 1980. Estudio mineralógico y consideraciones genéticas del Distrito Pan de Azúcar. Departamento Rinconada, Provincia de Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35 (3): 375-400. Buenos Aires.
- Segal, S.J., E. Zappettini y J. Craig, 1997. Metalogénesis del oro de la Sierra de Rinconada, Provincia de Jujuy. *Servicio Geológico Minero Argentino. Serie Contribuciones Técnicas, Recursos Minerales*, 2: 5-31. Buenos Aires.
- Seggiaro, R., 1994. Petrología, Geoquímica y Mecanismos de Erupción del Complejo Volcánico Coranzulí. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta. Tesis doctoral, 137 pp., inédita. Salta.
- Seggiaro, R.E. y B. Aniel, 1989. Los ciclos piroclásticos del área Tiomayo-Coranzulí, Provincia de Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44 (1-4): 394-401. Buenos Aires.
- Seggiaro, R.E. y F.D. Hongn, 1994. Tectónica transcurrente asociada al volcán Coranzulí, Jujuy, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, 1: 169-173. Concepción.
- Seggiaro, R., S.A. Gorustovich y J. Marti, 1987. Las ignimbritas del Complejo Volcánico Coranzulí (Puna Argentina-Andes Centrales). *Estudios Geológicos*, 43: 354-358.
- Seggiaro, R., R. Becchio, B. Coira y R. Hongn, 1995. La caldera del Pairique (Puna jujeña), vinculación con zonas de alteración hidrotermal y manifestaciones metalíferas de posible Interés económico. 5° Congreso Nacional de Geología Económica, 1: 274-280. Buenos Aires.
- Sempere T., 1990. Cuadros estratigráficos de Bolivia: Propuestas Nuevas. *Institut Francais de Recherche Scientifique. Informe*, 20: 22. Francia.
- Sempere, T., 1995. Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions. En: Tankard, A.J., R. Suarez y H.J. Welsink (Eds.), *Petroleum basins of South America. Memoir American Association of Petroleum Geologists*, 62: 207-230.

- Sempere, T., G. Herail, J. Oller y P. Baby, 1989. Geologic structure and tectonic history of the Bolivian orocline. 28th International Geological Congress, 3: 72-73. Washington.
- Sempere, T., G. Herail, J. Oller y M.G. Bonhomme, 1990. Late Oligocene-early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia. *Geology*, 18: 946-949.
- Sempere, T., R.F. Butler, D.R. Richards, L.G. Marshall, W. Sharp y C.C. Swisher, 1997. Stratigraphy and chronology of Upper Cretaceous-lower Paleogene strata in Bolivia and northwest Argentina. *Bulletin of Geological Society of America*, 109 (6): 709-727.
- Servant, M., T. Sempere, J. Argollo, M. Bernat, G. Ferraud y P. Lo Bello, 1989. Morphogenese et soulèvement de la Cordillere Orientale des Andes de Bolivie au Cenozoique. *Acad. Sci.* 309, Serie, 2: 417-422. París.
- Sgrosso, P., 1935. Los yacimientos aluvionales de estaño del dpto. Rinconada, Provincia de Jujuy. Dirección Nacional de Geología y Minería. Publicación 110, inédita. Buenos Aires.
- Sgrosso, P., 1943. Contribución al conocimiento de la minería y geología del Noroeste Argentino. *Boletín de la Dirección de Minas y Geología*, 53: 175 pp. Buenos Aires.
- Sheffels, B.M., 1990. Lower bound on the amount of crustal shortening in the Central Bolivian Andes. *Geology*, 18: 812-815.
- Sillitoe, R.H., 1975. Lead silver, manganese and native sulfur mineralization within a stratovolcano El Quevar, Northwest Argentina. *Economic Geology*, 5 (70): 1119-1201.
- Singer, S., R. Somoza, J.F Vilas y B. Coira, 1996. Aplicación de la anisotropía de la susceptibilidad magnética al estudio de flujos piroclásticos en la Puna Jujeña. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3: 633. Buenos Aires.
- Soler, M.M., 1996. Volcanismo cenozoico superior temprano en la Sierra Pirurayo, Puna Jujeña. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. Tesis de Grado, 119 pp., inédita. Córdoba.
- Soler, P. y N. Jiménez, 1993. Magmatic constraints upon the evolution of the bolivian Andes since late Oligocene times. *Second ISAG*: 447-451. Oxford.
- Somoza, R., S. Singer, B. Coira, J. Vilas, A. Díaz y P. Caffè, 1994. Ignimbritas del Complejo volcánico Vilama (22,6° S.-67° O). Correlaciones paleomagnéticas y petrológicas. 7° Congreso Geológico Chileno, 1: 179-183. Santiago.
- Soncini, J., 1981. Estudio geológico-económico de la comarca de Mina Chinchillas, Departamento Rinconada, Provincia de Jujuy. Facultad Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán. Trabajo inédito. Tucumán.
- Stegmann, E., 1941. El yacimiento aluvional de oro de Mina El Cóndor. Departamento Rinconada, Provincia de Jujuy. Dirección Nacional de Geología y Minería. Carpeta 83, inédita. Buenos Aires.
- Steimann, G. y H. Hoek, 1912. Das Silur and Cambrium des Hochlandes von Bolivia und ihre Fauna, en *Beiträge zur Geologie Paläontologie von Südamerika* 18, *Neue Jahrb. Min.*, 34: 176-252. Beilageband.
- Steimann, G., H. Hoek y A. Von Bistram, 1904. Zur geologie des südöstlichen Boliviens. *Centralblatt für Min., Geologie und Paläontologie*: 1-4. Stuttgart.
- Subsecretaría de Minería de la Nación-Dirección de Minería de la Provincia de Jujuy, 1982. Exploración Minera de la Puna Jujeña- Primera Fase: 1-322. trabajo inédito. Jujuy.
- Sureda, R. y J.R. Brito, 1992. Sartorita PbAs S₂, en el prospecto polimetálico de Cerro Redondo, Jujuy, Argentina. 1^a Reunión de Mineralogía y Metalogenia, 2: 307-318.
- Sureda, R.J. y M.A. Galliski, 1989. La metalogenia del Norte Argentino. Universidad Nacional de Tucumán. *Correlación Geológica*, 3: 13-44. Tucumán.
- Sureda, R.J., M.A. Galliski, P. Argañaraz y J. Daroca, 1986. Aspectos Metalogenéticos del Noroeste Argentino (Salta y Jujuy). *Capricornio*, 1 (1): 39-95. Salta.
- Tezón, R.V., 1951. Yacimiento aluvional de casiterita de la región de Pircas, Departamento Rinconada, Provincia de Jujuy. Servicio Geológico Nacional. Carpeta 231, inédita. Buenos Aires.
- Thorpe, R.S., P.W. Francis y R.S. Harmon, 1981. Andean andesites and crustal growth. *Royal Society of London Philosophical Transactions, Serie A*, 301: 305-320.
- Turner, J.C.M., 1959. Estratigrafía del cordón de Escaya y de la Sierra de Rinconada (Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 13 (1-2): 15-39. Buenos Aires.

- Turner, J.C.M., 1960. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias, Provincias de Salta y Jujuy. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 41 (2): 163-196. Córdoba.
- Turner, J.C.M., 1962. Descripción geológica y Mapa Geológico de las Hojas 1 a y b Santa Catalina y 2a San Juan de Oro (Provincia de Jujuy). Servicio Geológico Nacional. Trabajo inédito. Buenos Aires.
- Turner, J.C.M., 1964a. Descripción geológica de la Hoja 2c Santa Victoria (Provincias de Salta y Jujuy). Boletín del Instituto Nacional de Geología y Minería, 104: 83 pp. Buenos Aires.
- Turner, J.C.M., 1964b. Descripción geológica de la Hoja 2b La Quiaca (Provincia de Jujuy). Boletín del Instituto Nacional de Geología y Minería, 103: 109 pp. Buenos Aires.
- Turner, J.C.M., 1965. Perfil transversal de la Puna. Latitud 22°15' S aproximadamente. Instituto Miguel Lillo. Acta Geológica Lilloana, 5: 335-378. Tucumán.
- Turner, J.C.M., 1966. Estratigrafía de la comarca de Santa Catalina, Jujuy. Instituto Miguel Lillo. Acta Geológica Lilloana, 8: 33-47. Tucumán.
- Turner, J.C.M., 1970. The Andes of Northwestern Argentina. Geologische Rundschau, 59 (3): 1028-1063. Stuttgart.
- Turner, J.C.M., 1972. Puna. En: Leanza, A.F. (Ed.), Geología Regional Argentina: 91-116. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Turner, J.C.M., 1978. Descripción geológica de las Hojas 1a y b, Santa Catalina y 2a, San Juan de Oro. Provincia de Jujuy. Boletín del Servicio Geológico Nacional, 156 (7): 1-56 pp. Buenos Aires.
- Turner, J.C.M., 1979. Geología de la comarca de Mina Pirquitas. Provincia de Jujuy. 7° Congreso Geológico Argentino, 1: 351-366. Buenos Aires.
- Turner, J.C.M., 1982. Descripción geológica de la Hoja 3b, Mina Pirquitas, Jujuy. Servicio Geológico Nacional. Secretaría de Industria y Minería. Boletín 187: 1-56. Buenos Aires.
- Turner, J.C.M. y V. Méndez, 1975. Geología del sector oriental de los Departamentos de Santa Victoria e Iruya, Provincia de Salta, República Argentina. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 51 (1-2): 11-24. Córdoba.
- Turner, J.C.M. y V. Méndez, 1979. Puna. 2° Simposio Geológico Regional Argentino, 1: 11-56. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Valvano, J. y R. Galeota, 1978. Informe sobre el Yacimiento Chinchillas. Departamento Rinconada, Provincia de Jujuy. Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Jujuy: 1-3. Trabajo inédito. Jujuy.
- Vandervoort, D.S., T. Jordan, P.K. Zeitler y R.N. Alonso, 1995. Chronology of internal drainage development and uplift, southern Puna plateau, Argentine Central Andes. Geology 23:145-148.
- Viera, O.V., 1984. Geología de la comarca de Eureka. Departamento Santa Catalina, Provincia de Jujuy. Plan NOA-I. Dirección Provincial de Minería y Recursos Energéticos de Jujuy. Informe 574, Carpeta 214: 1-183, inédito. Jujuy.
- Vilela, C.R., 1951. Acerca del hallazgo del horizonte calcáreo dolomítico en la Puna salto-jujeña y su significado geológico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 6 (2): 101-107. Buenos Aires.
- Vilela, C.R., 1956. Descripción geológica de la Hoja 7d, Rosario de Lerma (Provincia de Salta). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 84. Buenos Aires.
- Viramonte, J.G., M. Galliski, V. Araña Saavedra, A. Aparicio, L. García Cacho y M. Escoya, 1984. El finivulcanismo básico de la Depresión de Arizaro, Provincia de Salta, República Argentina. 9° Congreso Geológico Argentino, 3: 216-233. Buenos Aires.
- Walker, G.P., 1984. Downsag calderas ring faults, caldera sizes and incremental caldera growth. Journal of Geophys. Research, 89 (B10): 8407-8416.
- Wippen, J., 1970. Investigaciones de yacimientos en la zona de las viejas explotaciones auríferas en los Departamentos Santa Catalina y Rinconada. Provincia de Jujuy. Grupo Asesor Minero Alemán (GAMA). Informe NJ1-1: 1-35, inédito.
- Wleklinski, E., 1953. Informe sobre la Mina Eureka. Departamento Santa Catalina, Provincia de Jujuy. Dirección Provincial de Minería y Recursos Energéticos de Jujuy. Carpeta 97, informe 242, inédito.
- Wright, J.V. y G.P.L. Walker, 1977. The ignimbrite source problem: significance of a co-ignimbrite lag-fall deposit. Geology, 5: 729-732.
- Zappettini, E.O. y S.J. Segal, 1994. Metallogeny gold in Sierra of Rinconada, Province of Jujuy, Argentina. 9th IAGOD Symposium, Abstract, 1. Beijing, China.