



Programa Nacional de Cartas Geológicas
de la República Argentina

**Hoja Geológica
2366 - 33,
Sierra del Cobre
Provincias
de Salta y Jujuy**

Escala 1:100.000

Geología por Vicente Méndez, Francisco E. Nullo, Norma Pezzutti, Juan Otamendi, Raúl González y Flavia Salani

Geología Económica por Vicente Méndez y Norma Pezzutti

Subsecretaría de Minería
SEGEMAR - Instituto de Geología y Recursos Minerales

Peña Colorada S.A.
Buenos Aires, julio de 1997

**PROGRAMA NACIONAL
DE CARTAS GEOLÓGICAS DE
LA REPÚBLICA ARGENTINA**

**HOJA GEOLÓGICA 2366-33
SIERRA DEL COBRE
ESCALA 1: 100.000
PROVINCIAS DE SALTA Y JUJUY**

*Geología: Vicente Méndez, Francisco E. Nullo, Norma Pezzutti,
Juan Otamendi, Raúl González y Flavia Salani*

Recursos Minerales: Vicente Méndez y Norma Pezzutti

**SUBSECRETARÍA DE MINERÍA DE LA NACIÓN
SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO
INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES**

**Peña Colorada S.A.
Buenos Aires, Julio de 1997**

Bolofim 283

CONTENIDO

	Página
Resumen	1
Abstract	3
Introducción	5
Naturaleza y metodología de trabajo	5
Situación y características geográficas	6
Antecedentes bibliográficos	10
 ESTRATIGRAFIA	 11
 PROTEROZOICO	 12
<i>PRECAMBRICO SUPERIOR</i>	12
Formación Puncoviscana (1)	12
 CÁMBRICO	 16
Grupo Mesón	16
Formación Lizoite (2)	18
Formación Campanario (3)	19
Formación Chalhualmayoc (4)	20
Grupo Mesón Indiferenciado (5)	20
 ORDOVÍCICO	 21
Grupo Guayoc Chico	21
Formación Acoite (6a)	22
 ORDOVÍCICO SUPERIOR SILÚRICO	 24
Formación Oire (Faja Eruptiva de la Puna Oriental)	25
Filones de cuarzo (7a)	26
 CRETACICO	 27
Grupo Salta	27
Subgrupo Pirgua (8)	28
Subgrupo Balbuena (9)	28
 TERCIARIO	 28
Formación Sijes (10)	29
Volcanismo mioceno	29
Formación Chipas	30
Pórfido andesítico (11)	30
Andesitas (11a)	30
Ignimbritas (11b)	30

Formación Trancas	31
Pórfidos dacíticos (12)	31
Diques de Pórfidos dacíticos	32
Tobas andesíticas (12a)	32
CUATERNARIO	33
Complejo Efusivo Tuzgle	34
Ignimbritas (13)	34
Depositos de Pie de Monte (14)	34
Coladas Andesíticas	35
Andesitas de la Primera Fase (13a)	36
Andesitas de la Segunda Fase (13b)	36
Andesitas de la Tercera Fase (13c)	36
Depósitos Evaporíticos (15)	36
Depósitos Fluviales (16)	38
TECTONICA	38
Estructuras precámbricas-eocámbricas	38
Estructuras ordovícicas	40
Estructuras cretácicas	42
Estructuras neógenas	42
Estructuras transversales	44
GEOMORFOLOGÍA	45
Relieve	45
Clima	45
Sistema de avenamiento	46
Rasgos geomorfológicos de las unidades	46
HISTORIA GEOLOGICA	49
GEOLOGIA ECONOMICA	51
YACIMIENTOS METALIFEROS	53
Cobre (Au, Pb, Zn, Mn)	53
YACIMIENTOS DE MINERALES INDUSTRIALES	57
Boratos	57
Halita	60
AREAS FAVORABLES	61
Resumen y conclusiones	62
SITIOS DE INTERES GEOLOGICO	63
BIBLIOGRAFIA	64

FICHAS DE MINERALES METALIFEROS	76
FICHAS DE MINERALES INDUSTRIALES	77

**DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA DE LA
HOJA GEOLOGICA 2366-33 SIERRA DEL COBRE
PROVINCIAS DE SALTA Y JUJUY
REPUBLICA ARGENTINA**

*Vicente Méndez, Francisco Nullo, Juan Otamendi, Norma Pezzutti,
Raúl González y Flavia Salani*

Resumen

El presente trabajo tiene por objeto el estudio y evaluación geológica minera de una superficie integrada por 1.887 km², aproximadamente, situada en los departamentos Susques, provincia de Jujuy (25% del área) y La Poma, provincia de Salta (75% del área).

Desde el punto de vista geológico la comarca está caracterizada por la presencia de un conjunto de unidades litológicas, compuestas principalmente por un basamento Precámbrico superior, integrado por limolitas gris parduscas, compactas de grano fino, bandeadas; cuarcitas gris verdosas de grano mediano inyectadas por venillas de cuarzo lechoso; pizarras verdosas oscuras con pátinas limoníticas y grauvacas grises oscuras, dominantes en el borde oriental de la Sierra del Cobre entre las localidades de Potrerillos y Urcuro.

En discordancia sobre el basamento Precámbrico se asienta el Grupo Mesón, compuesto por las Formaciones Lizoite, Campanario y Chalhualmayoc en la región sudeste del área de trabajo. Sucesión que también aflora al sur de la Serranía del Cobre, pero en este caso representada por areniscas cuarcíticas brechosas, silicificadas, de color blanquecinas grisáceas, indiferenciadas.

En contacto tectónico sobre el Grupo Mesón se asienta una espesa sucesión de areniscas gris verdosas y lutitas pardo amarillentas pertenecientes a la Formación Acoite de edad ordovícica.

En las laderas orientales y occidentales de la Sierra del Cobre aflora un conjunto de pórfidos riódacíticos-dacíticos, pertenecientes a la Formación Oire (Faja Eruptiva de La Puna Oriental) a la que se le asigna edad silúrica. Determinaciones de edad absoluta por el método K/Ar así lo corroboran. Las relaciones de contacto en la región septentrional de la Hoja son claramente intrusivas tanto de la secuencia precámbrica como de la ordovícica. Se observa que en la latitud de la comarca de Sey están muy disturbadas tectónicamente y afectadas por procesos magmáticos cenozoicos de marcadas diferencias composicionales.

Al sur de la Sierra del Cobre, en la parte central, aflora una lámina tectónica de rocas mesozoicas intercalada en la sucesión ordovícica, pertenecientes al Grupo Salta. Dicho grupo está integrado por areniscas rojas, algo conglomerádicas y calizas amarillentas con restos fósilíferos.

Las unidades miocenas-pliocenas están integradas por dos procesos bien definidos, la más antigua, compuesta por una sucesión sedimentaria arcillosa de colores morados, rojizos, azulados y blanquecinos, en tanto que la más moderna son pórfidos dacíticos argilizados y alterados, asociados a brechas jasperóideas, pórfidos andesíticos, andesitas, ignimbrítas y tobas andesíticas.

El conjunto de pórfidos andesíticos, andesitas, ignimbrítas y tobas aflora principalmente en la ladera norte del volcán Tuzgle y cerro Chipas (cerros Morado Grande y Chico) respectivamente. Representan un acontecimiento volcánico esencialmente mioceno-pleistoceno.

El ciclo sedimentario culmina con la formación de extensos depósitos aterrizados, de pie de monte, eólicos, fluviales y evaporitas de relevancia económica regional.

La estructura precámbrica, fue modelada por efectos de los movimientos de la fase Tilcárica (Turner y Méndez, 1975), generando su característica interna en el lapso Precámbrico superior-Cámbrico inferior y su estilo deformacional póstumo al finalizar la actividad de los movimientos del ciclo Pampeano o Panamericano está definido por la discordancia que separa la sucesión precámbrica superior del Grupo Mesón.

La deformación así como el cierre de cuenca de la sucesión ordovícica que aflora en la Sierra del Cobre fueron generados por efectos de los movimientos de la fase Oclóyica en el Ordovícico superior, por lo que la estructura adopta rumbo norte-sur, con pliegues axiales abiertos y apretados y superficie axial subvertical o inclinadas hacia el este. La deformación Oclóyica dio origen a corrimientos, los que se traducen en la falla que cabalga el basamento de la Sierra del Cobre sobre el Ordovícico.

Las estructuras cretácicas de plegamiento y formación de la cuenca del Grupo Salta fueron generadas por la tectónica traccional o “distensional”, aunque en el ámbito de la Hoja éstas, estén escasamente preservadas.

La estructura cenozoica adopta sistemas de fajas falladas y plegadas con marcados despegues basales. Las estructuras vergentes hacia el oeste constituyen un rasgo estructural bien definido, hacia el norte de la Sierra del Cobre donde se asocian a zonas de retrocorrimientos formados a partir de los despegues principales con transporte tectónico en dirección al este. Durante la deformación cenozoica el basamento precámbrico no constituyó una entidad rígida desde el punto de vista mecánico, sino que se plegó. Así lo evidencia la discordancia entre la cobertura mesozoica y el basamento, la que se encuentra en parte invertida, por efectos de mecanismos de flujo además de los pliegues originados por flexión y propagación de fallas.

Desde el punto de vista metalogenético la región que abarca la presente Hoja forma parte de una faja de rumbo meridiano de reconocida proyección económica. Hacia el norte se destacan los dominios mineros La Colorada-Rangel, Quepente, Tusaquillas, Rachaite y mina Aguilar-Candelario. En esta faja se caracterizan tres épocas metalogénicas distintivas que son las siguientes:

- Precámbrico superior-Paleozoico
- Cretácico-Eoceno

- Eoceno-Holoceno

Los procesos estructurales, tectónicos, sedimentarios y magmatógenos dieron lugar al emplazamiento de importantes dominios, algunos en etapa de exploración y desarrollo y otros aún lejos de esos objetivos, por lo que las expectativas sobre el potencial minero de la región son de destacada relevancia minera: particularmente las manifestaciones de metales preciosos (Au-Ag), carbonatitas portadoras de tierras raras y depósitos sedimentarios exhalativos ("SEDEX") portadores de Pb, Zn, Ag y Cu.

En la segunda época metalogénica tiene importancia el magmatismo granítico alcalino y calcoalcalino cretácico con paragénesis Uranio-Níquel-Cobalto-Bismuto, Cobre, Plomo, Zinc, Plata. En el ciclo exógeno el ámbito de emplazamiento de los metalotectos se desarrolla dentro de típicos rift, con concentraciones tipo "stratabound" de U, Cu, V y Cu, Pb, Zn en calizas.

En la tercera época, de marcado carácter andino y de gran relevancia metalogenética, se destacan dominios cuya filiación se puede asignar como adecuada para el desarrollo potencial de mineralizaciones tipo pórfido de Cu, epitermales vetiformes y diseminados de Au, Cu, Pb, Zn, Ag, depósitos geotermales, evaporíticos y rocas de aplicación.

Abstract

The purpose of this work is the mining geological study and evaluation of a surface of approximately 1.887 km², located in the Susques department, Jujuy province (25% of the area) and La Poma department, Salta province (75% of the area)

From the geological viewpoint, the area is characterized by the presence of a group of lithological units, composed mainly by an upper precambrian basement, fitted up with fine-grain compacted gray-brownish silstones; medium-grain gray-greenish quartzites injected with veins of milky quartz; dark greenish slates with limonitic and dark gray graywackes, are predominant in the east border of the Sierra del Cobre, between the localities of Potrerillos and Urcuro.

In unconformity over the precambrian basement settles in the Meson Group. It is composed by the Lizoite, Campanario and chalhualmayoc Formations, in the southwestern region of the area. This also out in the Sierra del Cobre, but in this case, represented by non-diferentiated white-grayish silification breccious quartzitic sandstones.

In tectonic contact over the Meson Group settles a thick succession of gray-greenish sandstones and yellowish-brownish shale from the Acoite Formation from the ordovician.

On the east and west slopes of the Sierra del Cobre, a group of rhyodacitic-dacitic porphyries from the Oire Formation (Faja Eruptiva de la Puna Oriental) crops out. This Formation is assigned to the silurian age. This was corroborated by determination absolute age through the K-Ar method. The contact relations in the northern portion of the Sheet, are clearly intrusive in

the Precambrian as well as in the tectonically disturbed and affected by Cenozoic magmatic processes of strong compositional differences.

In the south of the Sierra del Cobre, in the central zone, a tectonic lamina of mesozoic rocks intercalated in the ordovician succession, from the Salta Group crops out. This Group is integrated by red sandstones, scarcely conglomeratic and yellowish limestones with fossiliferous remains.

The miocene-pliocene units are integrated by two well defined processes, the oldest, composed by a arcitic sedimentary succession of reddish, bluish, whitish colors and while the most modern a argillized and altered dacitic porphyries, associated to jasperoidal breccias, andesitic porphyries, andesites, ignimbrites and andesitic tuff.

A group of dacitic porphyries, andesites, ignimbrites and tuffs crops out mainly on the north slope of the Tuzgle volcano and Chipas hills (Morado Grande and Chico hills). They represented a volcanic occurrence, mainly from the miocene-pleistocene.

The sedimentary cycle ends up with the formation of large glacial, piedmont, eolic, fluvial terraced deposits and evaporites of important regional and economic relevance.

The precambrian structure was shaped by the effects of the movements of the Tilcárca phase (Turner & Méndez, 1975), which generated its internal characteristic in the upper Precambrian-lower Cambrian and its subsequent deformational style, at the end of the movement of the Pampean or Panamerican cycles, defined by the unconformity that divides the upper Precambrian succession from the Meson Group.

The deformation as well as the basin closing of the ordovician succession, which crop out in the Sierra del Cobre, were generated by the effects of the movements of the Oclóyica phase in the upper ordovician, therefore, the structure takes a north-south direction with open and tight axial folds and subvertical axial surface or bent towards the east. The Oclóyica deformation gave rise to thrust, which are translated in the fault that mounts the basement of the Sierra del Cobre on the ordovician.

The Cretaceous fold structure and formation of the Salta Group basin were generated by tractional or "distentional" tectonics, although in this Sheet, they are scarcely preserved.

The Cenozoic structure adopt system of faulted belts with strong basal detachment. The vergent structures towards the west constitute a well defined structural feature; towards the north of the Sierra del Cobre, where they associated to retrothrust zones, formed from main detachment with tectonic movement toward the east. During the Cenozoic deformation, the Precambrian basement did not constitute any rigid substance from mechanical point of view, but rather, it was folded. This is evidenced by the unconformity between the mesozoic cover and the basement, which is found in part inverted, by effects of flow mechanisms, in addition to folds originated by folding and faults propagation.

From the metalogenetic viewpoint, the region encompassed by this Sheet forms part of belt of meridian direction of unknown economic projection. Towards the north, we find mining sites such as La Colorada-Rangel, Quepente, Tusaquillas, Rachaite and the Aguilar-Candelario mine. In this belt, three distinctive metalogenetic eras are found:

- Upper Precambrian-Paleozoic
- Cretaceous-Eocene
- Eocene-Holocene

The structural, tectonic, sedimentary and magmatogenic processes gave rise to sites of important domains, some of which are being explored and developed, and others are still far from these objectives, therefore the expetancies on the mining potential of the region are remarkable relevance, mainly the manifestations of precious metals (Au-Ag), rare earth holder carbonaties and exhalative sedimentary deposits (SEDEX) with Pb, Zn, Ag and Cu.

In the second metalogenetic era, the alkaline granites and cretaceous calcoalkaline magmatism was relevant with Uranium, Nickel, Cobalt-Bismuth and Copper, Lead, Zinc, in limestones.

In the third era, of strong Andean character and of great metalogenetic relevance, we can remark domains which relationship can be adequate for potential development of mineralizations such as Cu porphyries, vein-shapped and disseminated epithermal of Au, Cu, Zn, Ag, geothermal deposits, evaporities and industrial rocks.

Introducción

El presente trabajo tiene por finalidad dar a conocer los resultados alcanzados en el proceso de ejecución de la Hoja 2366-33, cuyo objetivo fuera propuesto en la Licitación Pública N° 24.758/94, realizada por la entonces Secretaría de Minería de la Nación, de acuerdo con las normas regulatorias vigentes relacionadas con la ejecución del **levantamiento regular de las Hojas Geológicas, a escala 1:100.000 de las Provincias de Jujuy, Salta, San Juan, Mendoza, Neuquén, Chubut y Santa Cruz.**

Los trabajos fueron adjudicados a Peña Colorada S. A., empresa que llevó a cabo un curso de acción que estuvo implementado de acuerdo con los términos y modificaciones de la oferta inicial según lo establecido por Acta Convenio y su Anexo I de fecha 18 de septiembre de 1995. Las tareas dieron comienzo el 26 de enero de 1996.

Naturaleza y metodología de trabajo

La campaña geológica se llevó a cabo en cuatro etapas, las tres primeras en Enero, Abril y Junio de 1996 respectivamente y la cuarta en mayo de 1997 con la que se completó un total de sesenta días de trabajo de campo. En dicho lapso se realizaron perfiles transversales a las estructuras precámbricas-fanerozoicas; se recolectaron muestras para estudios petrográficos, geoquímicos, mineralógicos, alteraciones y dataciones radimétricas; se reconocieron antiguas minas y manifestaciones minerales metalíferas y no metalíferas; se analizaron sectores donde se emplazan prospectos de exploración minera a los efectos de tomar nota sobre la futura incidencia

en relación con la protección del medio ambiente, así como el relevamiento de puntos de interés geológico.

Como base topográfica se tomó el mapa topográfico del Instituto Geográfico Militar a escala 1:250.000 el que fue ampliado a escala 1: 100.000 y controlado con la imagen Satelitaria TM, a igual escala, correspondiente al Landsat 5 de la NASA y la base topográfica a escala 1:100.000 de la Carta Aeromagnética de la Puna (Hoja Sur) de la Dirección Nacional del Servicio Geológico. En general, la topografía de la Hoja, tomando en consideración los datos precedentes puede considerarse bien representada para cubrir los objetivos perseguidos.

La metodología de trabajo consistió inicialmente en la recopilación bibliográfica; la ejecución de un mapa de compilación y síntesis a escala 1:100.000; la fotointerpretación de fotogramas pancromáticos a escala 1:50.000 ; la interpretación geológico-estructural de las imágenes satelitarias TM del Landsat 5 ; el relevamiento de las estructuras a través de perfiles transversales a lo largo de quebradas y ríos, apoyados en vehículos de doble tracción, o a pie (no hay animales equinos adecuados para el traslado de comisiones de campaña en la comarca) de acuerdo a las circunstancias y condiciones de accesibilidad.

El cotejo de campo sobre el material fotointerpretado estuvo basado en el análisis litológico de las unidades aflorantes; las observaciones detalladas de las superficies de discordancias; la correlación estratigráfica, particularmente de las unidades cretácico-terciarias que permitieron el hallazgo de nuevos afloramientos y el enriquecimiento de la columna estratigráfica.

Desde el punto de vista de la infraestructura de apoyo para las tareas de campo se debe destacar que para cubrir la parte sur de la Hoja, la base de operaciones fue San Antonio de los Cobres (provincia de Salta), localidad que cuenta con una hostería comfortable, dotada de servicios de teléfono y de hotelería ; adecuada provisión de combustibles, hospital y productos alimenticios. Para las tareas de relevamiento de la parte noreste se hizo base en el hospedaje del Centro de Artesanos de la localidad de Cobres (provincia de Salta), en tanto que para la zona noroeste y sudoeste la infraestructura de apoyo se centralizó en la localidad de Susques (Jujuy).

Situación y características geográficas

La hoja Sierra del Cobre está situada en el departamento La Poma al noroeste de la provincia de Salta, y en el departamento Susques al suroeste de la provincia de Jujuy. Está delimitada por las coordenadas geográficas de 23°40'-24°00' de Latitud Sur y 66°00'-66°30' de Longitud Oeste y ocupa una superficie de 1.887 kilómetros cuadrados (37 kilómetros en sentido norte-sur y 51 kilómetros en sentido este-oeste, aproximadamente).

El límite norte pasa por la latitud de Purmamarca, Cerro Negro, ruta internacional a Chile (por el Paso de Jama), Abdón Castro Tolay y Susques entre otras. El límite occidental lo constituyen las terrazas altas del río Pastos Chicos y la localidad de Sey. El límite este pasa por el centro de Salinas Grandes y coincide aproximadamente con la división política de las provincias de Salta y Jujuy hasta el Volcán Chipas que forma el esquinero sudeste de la hoja. El límite sur está

conformado por una línea imaginaria que une el Volcán Chipas-pie del Volcán Tuzgle, unos 20 kilómetros al norte de la localidad de San Antonio de Los Cobres.

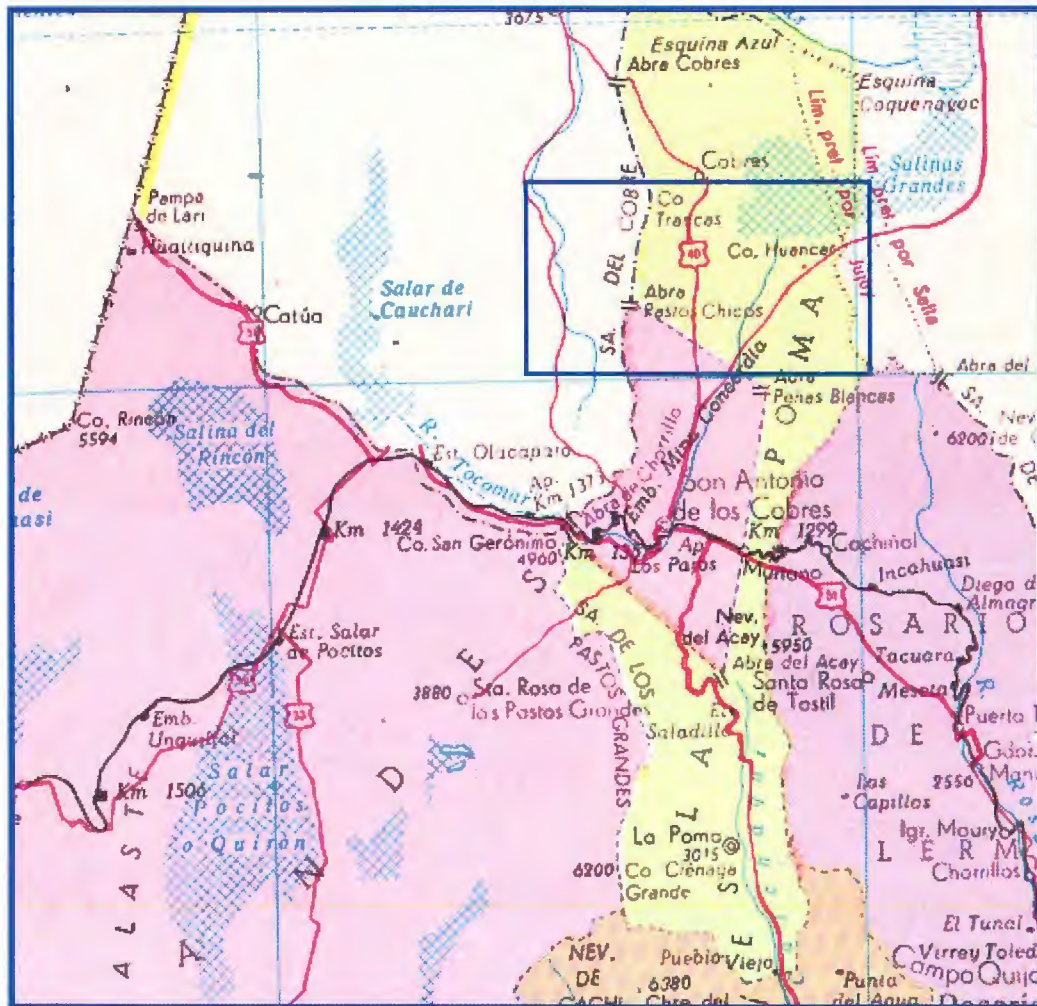


Figura 1: Mapa de Ubicación aproximada de la hoja sierra del Cobre

Hay dos alternativas de acceso hacia la zona de trabajo, la primera, a partir de la ciudad de Salta a través de la ruta nacional 51, (con calzada pavimentada hasta Campo Quijano, que cubre una distancia de 25 km), hasta San Antonio de los Cobres (160 km), luego desde esta última localidad se toma la ruta nacional 40 que conduce hasta la localidad de Cobres (78 km). Este tramo de la ruta recorre la parte central de la Hoja en sentido norte-sur. A unos 30 km al norte de San Antonio de Los Cobres se desprende hacia el noreste una rama de la ruta nacional 40 por la que se accede a las comarcas de Cangrejillos, Aguadita, Tres Morros, laguna de Guayatayoc y Abra Pampa.

La segunda alternativa de acceso parte desde la ciudad de San Salvador de Jujuy, por la ruta nacional 9, con calzada pavimentada hasta Purmamarca (70 km). Desde ésta última localidad se recorren 80 km con dirección al oeste a través de la Cuesta de Lipán (4.180 m.s.n.m.) por la ruta

internacional que conduce a Chile por el Paso de Jama, al llegar a la intersección con la ruta nacional 40 variante Cobres-Abdón Castro Tolay se gira hacia el sur y a unos 35 km aproximadamente comienza el límite norte de la hoja. El borde oeste de la hoja es accesible desde la localidad de Susques por la ruta que conduce a Sey-San Antonio de los Cobres. En general el estado de conservación de todas estas rutas es bueno.

Desde el punto de vista geográfico la Hoja está compuesta por una cadena central de rumbo meridiano, denominada sierra del Cobre en la que se destacan elevaciones como las correspondientes a los cerros: Alto de Minas, Chiquero, León Yaco, El Niño Muerto, Lagunitas, Huancar, Chuschuyo, Saltanan, Potrerillos, Alto la Ollada y Matancillas entre los más importantes.

Desde un punto de vista general, la Puna es una unidad morfoestructural que se extiende en los territorios de Chile, Bolivia y Perú. La genealogía de este nombre de origen "Quechua" es: **Páramo**. El término fue propuesto por primera vez en la literatura geológica por Bertrand (1885), en su acepción más amplia para referirse a una comarca sin desagüe, específicamente a la Puna de Atacama, en Chile.

Dentro de esta llanura en altura culmina el cierre de la parte austral de la depresión Abra Pampa-Salinas Grandes, típica cuenca centrípeta, con varios núcleos deprimidos entre los que se destacan las lagunas de Rontuyoc (próximo a Abra Pampa), Guayatayoc (al oeste de la sierra Aguilar) y Salinas Grandes gran centro de acumulación evaporítica con formación de cloruro de sodio y boratos actualmente en explotación. La diferencia de altura entre la altiplanicie y los cordones montañosos laterales varía entre 100 metros y 2.000 metros aproximadamente.

Hacia el sur de la Hoja, en los esquineros sureste (volcán Chipas) y suroeste (parte septentrional de las coladas del volcán Tuzgle), las características orográficas están regidas por los fenómenos volcánicos, cuya expresión se manifiesta en varias secuencias efusivas de andesitas, tobas, basaltos, azufre, ignimbritas y fuentes termales en activa evolución que transforman el paisaje en un ámbito de gran peculiaridad regional.

Hidrográficamente se puede considerar un sistema centrípeta principal con núcleo constituido por las Salinas Grandes, en la que desagúan en forma directa todos los tributarios con nacientes en la parte oriental de la sierra del Cobre, tales como los ríos del Cobre, Talaos y las quebradas Potrerillos y Urcuro entre las más importantes. Respecto a la calidad de las aguas, se debe destacar que son adecuadas para el consumo humano en tanto fluyen sobre el lecho precámbrico-paleozoico en los tramos de la sierra del Cobre. Al llegar a la llanura fluvial se contaminan ante la presencia de evaporitas de diferente composición, proceso que se acelera por el alto coeficiente de radiación solar. A este mismo sistema corresponde todo el avenamiento norte y noroeste del volcán Chipas cuyas aguas no son aptas para el consumo humano.

Un segundo sistema es el que corresponde a los tributarios del río Pastos Chicos, tales como las quebradas Foco, Lare, Taique, Taraste, Sepulturas, y los Charcos que desaguarán en el río de Las Burras y éste posteriormente en la laguna de Guayatayoc, fuera de la hoja. En general las aguas de este sistema son adecuadas para el consumo humano.

Los suelos son del tipo esquelético y subesquelético grises. El horizonte húmico está mal desarrollado, salvo en algunas vegas y depresiones donde se conforma un suelo arenoso pedregoso, común en las laderas de las serranías y terrazas, particularmente en ambos márgenes del río Pastos Chicos (Turner, 1960).

El suelo salino-evaporítico de mayor predominio es el depositado en la depresión de Salinas Grandes. Se observa una marcada zonificación centrípeta que gradúa de suelos arenosos pedregosos en las laderas de las serranías a médanos, arcillas, costras salinas-arcillosas pentagonales y costras rugosas para ingresar francamente en los depósitos evaporíticos y pequeñas lagunas salinas en los centros de la depresión.

La vegetación es xerófita como consecuencia del clima, presenta una flora caracterizada por el predominio de plantas bajas, constituidas por matas mas o menos alejadas unas de las otras o integrando manchones aislados en los lugares con mayor humedad. En las vegas y ciénagas, alrededor de manantiales o en puntos favorecidos por la humedad de los valles, se puede encontrar una vegetación continua, cerrada.

En la hoja se observan dos fajas arbustivas bien definidas, la occidental, correspondiente a la flora situada al oeste de la línea divisoria de aguas de la sierra del Cobre, la que comprende principalmente la cuenca del río Pastos Chicos y sus tributarios (véase foto N° 1), en la que se puede observar una cubierta arbustiva integrada casi exclusivamente por tola ("Lepidophyllum sp."). Este arbusto es importante como combustible, a tal punto que próximo a las poblaciones ha sido totalmente rosada (véase foto N° 2), provocando el consecuente avance hacia una más cruenta desertificación.

La faja arbustiva oriental es más húmeda con una vegetación de ladera caracterizada por gramíneas: *Stipa saltensis*, *Calamagrostis tenuifolia*, *Calamagrostis nardifolia*, *Poa Kurtzii*, *Poa chilensis*. En los valles y zonas bajas hay tola (*Lepidophyllum philicaeforme*), chachacoma (*Senecio graveolens*), baila bueno (*Haploppapus* sp.), copa copa (*Artemisia copa-copa*), poposa (*Werneria poposa*), pata de perdiz (*Fabiana bryoides*), yareta (*azorella caspitosa*, choquincagua (*Mulinum grassifolium*), cortadera, churqui, cardón (*Trichocereus* sp.) entre otras.

La población es escasa a nula y se congrega en comarcas como Sey, Pastos Chicos, Huancar (provincia de Jujuy), Cangrejillos, San José de Cerrillos, Potrerillos y Matancillas (provincia de Salta), entre otras. La población autóctona es la predominante, con edades que superan la media de los 60 años. Los jóvenes a partir de los 15 años migran hacia los centros poblados en búsqueda de educación y trabajo. La mayoría de los pobladores habitan puestos o viviendas construidas con materiales de la zona, las que resultan bastante precarias frente a las inclemencias climáticas.



Foto N° 1: Vista del río Pastos Chicos y cubierta arbustiva de Tola (*Lepidophyllum*, sp), protegida de la actividad antrópica por el mencionado río.

Los recursos más importantes de la región son los mineros. Estos permiten ocupación de mano de obra local, destacándose los establecimientos salineros y boratíferos como los más importantes. Como segunda actividad regional se destaca la cría de ganado, tanto de camélidos (Llamas) como de bóvidos y óvidos.

Antecedentes bibliográficos

Los trabajos locales y regionales realizados fueron de índole geológica y minera, predominando los primeros sobre los segundos. Entre los más relevantes conviene destacar los realizados por Stelzner (1873) relativos a la mineralogía del norte argentino; Brackebush (1883, 1891, 1893) autor del primer mapa geológico del noroeste argentino, Novaresse (1883); Bodenbender (1906); Reitcher (1907); Keidel (1907, 1910, 1937, 1943); San Román (1911); Caplain (1912); Bonarelli (1913, 1914, 1921); Barnabé (1915); Catalano (1927); Feruglio (1929, 1930); Hagerman (1933); Schlagintweit (1941); Ahlfeld (1948); Sgrosso (1943); Harrington (1957, 1975); Picard



Foto N°2.: Pastos Chicos. Obsérvese en primer plano la inexistencia de cobertura arbustiva.

(1948); Angelelli (1950, 1970,1984); Vilela (1954, 1956, 1969, 1978); Groeber (1952); Harrington y Leanza (1957); Whiting (1959); Turner (1960, 1964, 1972, 1975, 1979); Moreno (1970); Mingramm y Russo (1972); Reyes y Salfity (1973, 1975); Salfity (1975,1980, 1981, 1982, 1985, 1986, 1989, 1990, 1994); Méndez (1973, 1974, 1975, 1979, 1984, 1995, 1997); Gebhard (1974); Sureda (1986); Omarini (1978, 1983,1984, 1987, 1991, 1993,1995); Viramonte (1984,1988, 1990, 1991); Zappettini (1989); Aceñolaza y Toselli (1987).

ESTRATIGRAFIA

Las unidades geológicas de la comarca involucradas en la hoja sierra del Cobre integran un potente conjunto caracterizado litológica y estratigráficamente. Las secuencias más antiguas están representadas por sedimentitas marinas con intercalaciones lávicas ácidas, levemente afectadas por metamorfismo regional correspondientes al Precámbrico superior.

En contacto discordante sobre la secuencia precedente, se asientan las areniscas marinas cámbricas del Grupo Mesón que integran una asociación típica de borde de cuenca, las que son sobrepuestas también en relación de discordancia por una importante secuencia marina pelítica del ordovícico que es marcadamente dominante en la estructura paleozoica.

Un importante proceso magmático de relevancia regional : la Formación Oire (Faja Eruptiva de La Puna Oriental) intruye a las sedimentitas precámbricas y ordovícicas en el silúrico inferior. El

conjunto de la Sierra del Cobre integra parte de una cuenca de transarco mayor imbricada entre el cratón de Arequipa-Antofalla al oeste y el margen del continente Gondwana al este.

La sedimentación mesozoica está vinculada a cuencas de rift, traducidas en láminas tectónicas de rumbo meridiano y de litología predominantemente carbonática, la que se asienta discordantemente sobre la secuencia paleozoica.

La secuencia cenozoica está integrada por pequeños afloramientos arcillosos continentales miocenos-pliocenos hasta pleistocenos, a la que sucede una importante actividad volcánica y piroclástica compuesta por pórfidos dacíticos al sur del cerro Alto de Minas (caldera Trancas) y pórfidos andesíticos al sur del cerro Morado Chico (volcán Chipas) y un clan de rocas efusivas esencialmente andesíticas, ignimbríticas y tobas dacíticas y andesíticas. El ciclo de depositación se cierra con la acumulación de depósitos evaporíticos de importancia económica en la comarca y un extenso campo de acarreo fluviales y aluviales.

PROTEROZOICO

PRECAMBRICO SUPERIOR

FORMACION PUNCOVISCANA (1).

La Formación Puncoviscana fue propuesta formalmente por Turner (1960). El perfil tipo se localiza en la sierra de Santa Victoria, situado al noroeste de la presente hoja. Los afloramientos volumétricamente más importante de la Formación Puncoviscana, en el caso que nos ocupa, están situados al sureste de la sierra del Cobre, en la intersección de las coordenadas geográficas de 23°55' de latitud sur y 66°20' de longitud oeste, aproximadamente, cuerpo que se proyecta con asomos aislados hacia el norte hasta el oeste y suroeste de la depresión de Salinas Grandes. Las localidades más importantes son: al norte Potrerillos y Cerrillos donde se puede observar el contacto entre la Formación Puncoviscana-Grupo Mesón (véase Foto N°3) y Formación Acoite y en la comarca de Matancillas, el contacto Precámbrico Cámbrico. Al oeste de Salinas Grandes en el cerro El Niño Muerto es posible verificar el contacto Precámbrico-Silúrico (Faja Eruptiva de la Puna Oriental).

Un segundo grupo de sedimentitas precámbricas, de menor magnitud que el anterior aflora al noreste y norte del Volcán Chipas en la intersección de las coordenadas geográficas de 23°50' de latitud sur y 66°00' de longitud oeste, parcialmente cubierto por depósitos de pie de monte.

Asomos de esta misma faja se pueden observar próximo a Cangrejillos y Ojos de Huancar, al sureste de Salinas Grandes a los que se accede por la ruta nacional 40 que conduce a las comarcas de El Moreno-Abra Pampa.

Desde el punto de vista litológico esta Formación está integrada por lutitas, pizarras, filitas, grauvacas y esquistos cuarcíticos. Todo el conjunto presenta una coloración gris verdoso oscuro y se encuentra afectado por metamorfismo regional leve, de carácter dinámico que no alcanzó a

obliterar las características sedimentarias originales; los sedimentos no superan la facies de esquistos verdes. En las comarcas de Talao y en los afloramientos situados al oeste de la Escuela Nacional de Los Cerrillos y al suroeste de Potrerillos se emplaza un conjunto de filones y vetas de cuarzo, de potencia variable entre 5 cm a 1 metro.

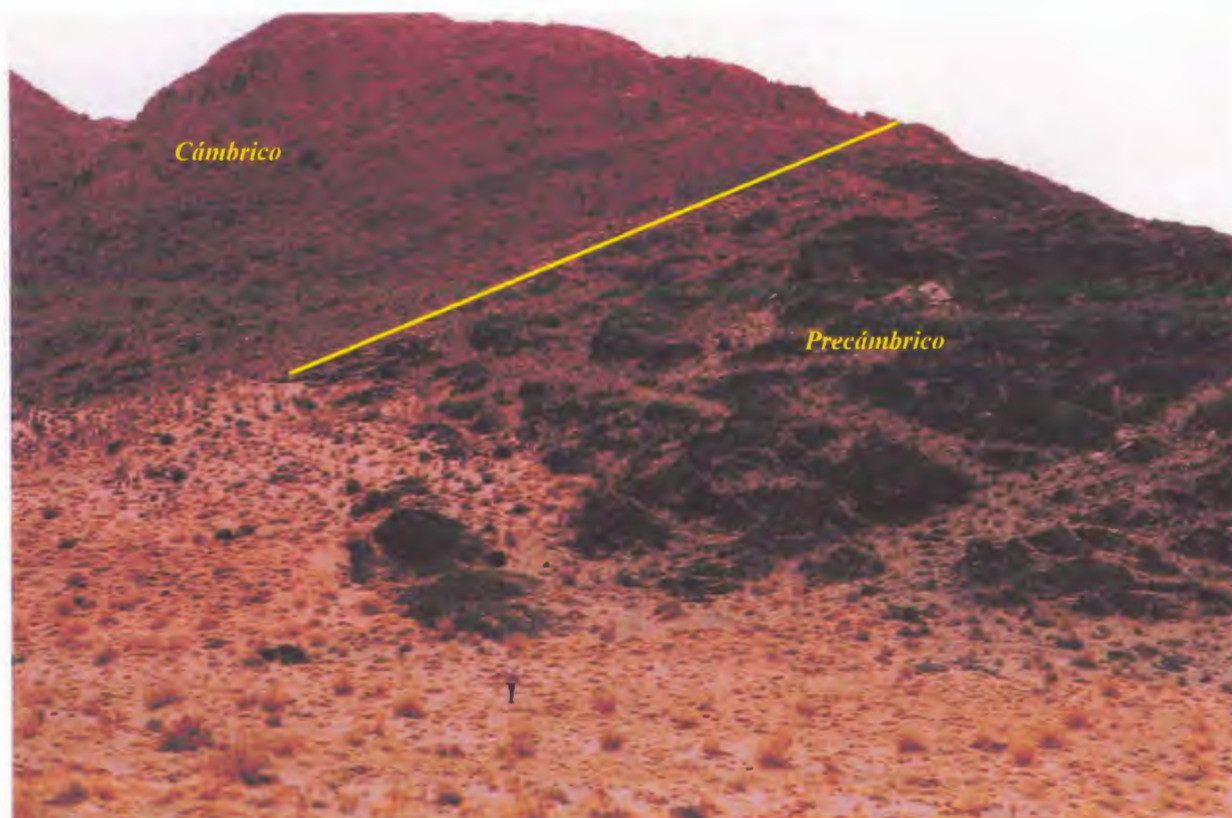


Foto N° 3. Contacto precámbrico-cámbrico en Potrerillos.

Al suroeste de Salinas Grandes aflora una faja de 5 km de largo en sentido meridiano por un 1 km de ancho cuyo punto prominente es el cerro El Niño Muerto, en esta comarca se destaca el emplazamiento de un filón capa compuesto por un pórfiro dacítico metamorfozado de edad silúrica (correspondiente a la Formación Oire = Faja Eruptiva de la Puna Oriental) y considerado como colada de lavas almohadilladas ("pillow lavas") de edad precámbrica por Omarini et al., 1993. (Véase foto N° 4).

El perfil del cerro El Niño Muerto está integrado en la parte inferior por areniscas de grano mediano a grueso y presencia de calcos de flujo, con intercalaciones de bancos arcillíticos color gris verdoso oscuro, los que son dominantes hacia el techo en contacto concordante con las volcanitas. El conjunto de metasedimentitas alcanza un espesor de 150 metros. Hacia arriba siguen los pórfidos dacíticos metamorfozados de edad silúrica, los que corresponden a un metamorfismo regional de bajo grado de la facies de esquistos verdes. En la zona de contacto los pórfidos dacíticos muestran grandes xenolitos de las areniscas infrayacentes. Presentan una textura porfírica relictica magmática, definida por cristales de plagioclasa y cuarzo, 60-70%, con predominio de los primeros. La textura de la pasta ha sido obliterada por procesos metamórficos

los que modifican en parte también a los fenocristales. Como accesorios aparecen circón y apatita. Esta mineralogía está acompañada por neomineralización de biotita, clorita, titanita, variedades de epidoto, arcillas y como minerales secundarios carbonatos y sericita.

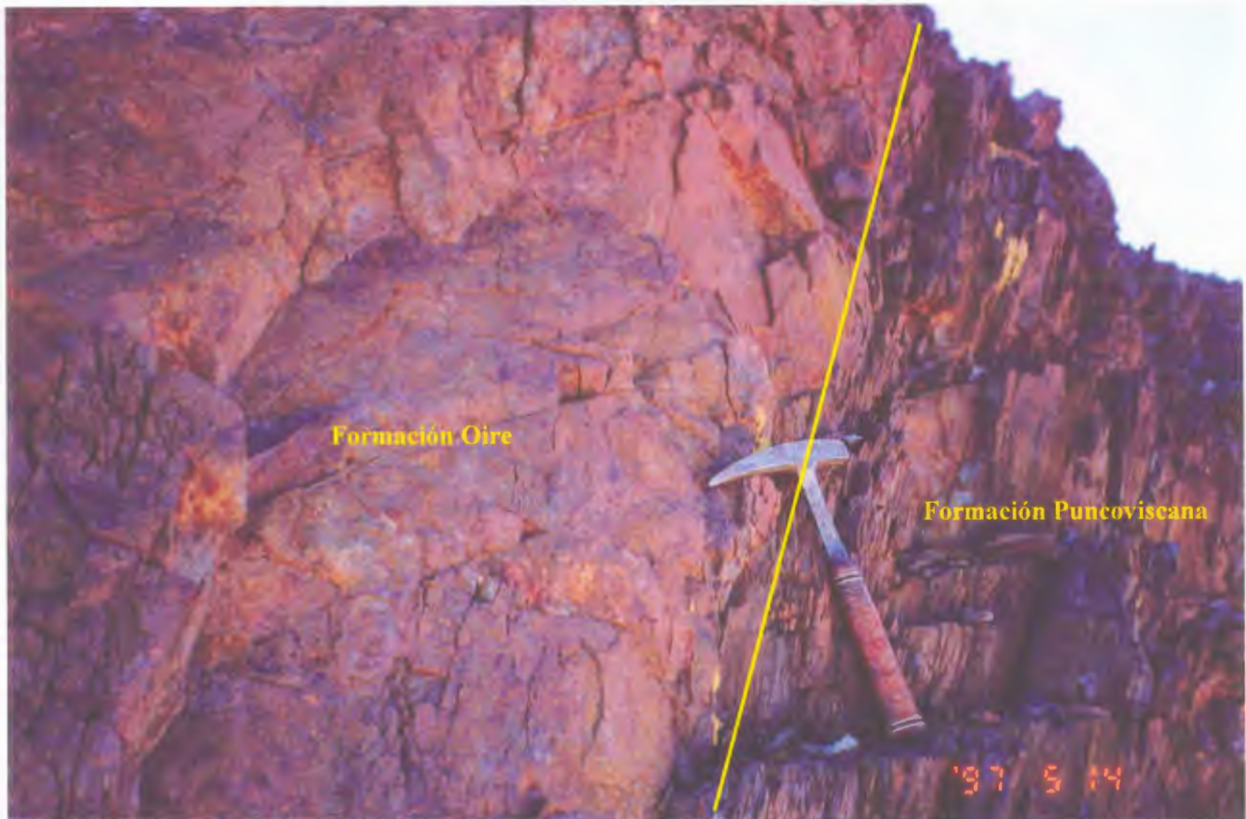


Foto N° 4.: Contacto entre la F. Puncoviscana y la F. Oire (Faja Eruptiva de la Puna Oriental)

La plagioclasa es oligoclasa-andesina y albita. Los tamaños varían de fenocristales a pasta de 2,75 a 0,25 mm. Se presentan, euhedrales a subhedrales con maclado polisintético fino y escasos con macla de Carlsbad; a veces suelen estar deformadas. La alteración más frecuente es a sericita, en menor proporción a albita y a epidoto en aquellos ejemplares con abundante alteración a carbonato. Suelen reconocerse rebordes albíticos límpidos en los contornos de los cristales. La variedad ácida predomina en la pasta (intercrecida con cuarzo). La plagioclasa de la pasta puede estar totalmente reemplazada por arcillas.

El cuarzo de origen magmático constituye fenocristales, con tamaños que van de 0,5 mm a 2 mm. Se observan anhedrales, engolfados y los de menor tamaño totalmente redondeados. En algunos casos aún se reconocen las formas bipiramidales originales. La extinción es ondulante. A los cristales originales se le superponen procesos de disolución y recristalización con la formación de un reborde cuarzo feldespático de 0,25 mm. Algunas veces presentan bordes de presión. Los procesos metamórficos han acentuado los engolfamientos y en ocasiones los cristales engloban la matriz. Se hallan rodeados por gránulos de opacos o bien hojuelas de mica. En



la matriz el cuarzo es netamente metamórfico y aparece como un mosaico de cristales con contactos suturados y extinción en mortero. Se advierten en ocasiones la distribución de cristales de micas entre estos granos y otras veces las laminillas se reacomodan alrededor de los cristales mayores. Se distinguen algunos cristales aislados que presentan deformación y adoptan disposición sigmoidal.

Entre los cristales de cuarzo y plagioclasa se disponen asociaciones de láminas de biotita, clorita y arcillas recristalizadas (illita). Estas últimas suelen alcanzar mayor desarrollo y destacarse como láminas de bordes desflecados con dimensiones de hasta 2,25 mm.

La biotita, de color pardo oscuro, se halla en cristales pequeños flexurados, con estructuras de deformación S-C. Forma parches de hasta 3 mm. Se encuentra en parte alterada en clorita y asociada a cristales anhedrales de epidoto. A expensas de la biotita se han formado cristaloblastos de titanita. Cuando se trata de idioblastos elongados se disponen paralelos a los planos de clivaje; otras veces presentan estadios intermedios de formación hacia secciones angulares rómbicas con desarrollos de hasta 0,3 mm. Con menor frecuencia se presenta como xenoblastos de aspecto grumoso.

Entre los minerales del grupo del epidoto aparecen cristales de clinozoicita en agregados columnares de disposición radial y asociados a clorita, con dimensiones máximas de 0,1 mm. Otra variedad de epidoto es allanita, la que se observa en cristaloblastos idiomorfos y xenomorfos, con pleocroísmo pardo rojizo a pardo rosado, en individuos de hasta 0,2 mm suele estar asociada a titanita. Los accesorios son cristales de apatita euhedrales, prismáticos, en ocasiones de buen desarrollo (de hasta 0,35 mm) y secciones pseudo hexagonales de menores dimensiones. El circón se presenta en pequeños individuos idiomorfos.

El espesor de toda la secuencia correspondiente al pórfiro dacítico metamorfozido es de 100 metros.

Por arriba del pórfiro dacítico continúa la sucesión precámbrica, en clara relación de contacto intrusivo con el pórfiro, el que arrastra xenolitos de la metamorfita preexistente (Véase foto N° 5). Desde el punto de vista litológico, esta parte de la Formación Puncoviscana está integrada por pelitas con intercalaciones rítmicas de grauvacas, son de color gris verdoso oscuro en capas de 30 a 60 cm. Espesor : 126 metros.

La sucesión en conjunto integra una estructura homoclinal con inclinación 30° al oeste y por la asociación de estructuras sedimentarias, así como la regularidad en el espesor de los bancos se infiere que el ambiente de depositación predominante fue el de abanicos submarinos.

En la foto N° 6, se puede observar la relación existente entre la Formación Puncoviscana y los pórfiros dacíticos silúricos. La parte septentrional de la faja de afloramientos corresponde al perfil del cerro El Niño Muerto, en la que se puede apreciar que la sucesión precámbrica está poco representada en el borde oriental de la estructura.



Foto N° 5.: Xenolitos de la F. Puncoviscana arrastrados por la intrusión de la F. Oire.

Edad : Algunos autores, Aceñolaza (1973 a) y Aceñolaza y Durand (1973) le asignan edad cámbrica inferior por la presencia de trazas fósiles (*Oldhamia* sp. entre otras). Sin embargo, es importante destacar que las relaciones estratigráficas de las unidades aflorantes en localidades como Santa Rosa de Tastil, Cachiñal y Diego de Almagro se observa una marcada discordancia angular entre la Formación Puncoviscana y la base Grupo Mesón de edad cámbrica. En el mismo perfil la Formación Puncoviscana además es intruida por la plutonita de la Formación La Quesera, cuya edad absoluta por el método de Rb/Sr arrojó 601 ± 65 Ma (Halpern y Latorre, 1973). Posteriormente, ocho nuevas dataciones realizadas por Linares, E. y R. González en 1990, también por el método Rb-Sr, dieron 717 ± 19 Ma (seis muestras) y 724 ± 15 y 750 ± 15 Ma (dos muestras). Sobre esta base se sustenta el criterio de asignarle a la Formación Puncoviscana edad precámbrica superior. Los estudios isotópicos realizados sobre el metamorfismo del noroeste argentino avalan este criterio (Bachmann y Grauert, 1987; Baker, 1979).

CAMBRICO

Grupo Mesón (2).

Los numerosos estudios realizados hasta el presente, desde el punto de vista regional definen que las relaciones estratigráficas permiten delimitar fehacientemente el piso de la sucesión cámbrica sobre la base de las observaciones llevadas a cabo en el perfil clásico del Angosto de la Quesera (situado inmediatamente al sudeste de la Hoja). En el Angosto de la Quesera, el granito de la

Formación homónima (intruye a la Formación Puncoviscana de edad precámbrica superior) subyace en marcada discordancia a las sedimentitas cámbricas. En tanto que en el techo las características litológicas y estructurales de la sucesión cámbrica y las evidencias paleontológicas-litológicas de las sedimentitas ordovícicas definen un límite evidente y claro. Esto último se pone en evidencia por la presencia de Dictyonema flabelliforme, género que marca el inicio del Tremadociano inferior y por ende del Sistema Ordovícico.

Dentro del área de trabajo, la sucesión cámbrica tiene escasa expresión. Los afloramientos son discontinuos y en gran parte permanecen cubiertos por depósitos más jóvenes y es en particular en la Hoja Sierra del Cobre donde dicha sucesión ocupa los extremos más occidentales y en la que típica una sedimentación de borde de cuenca, dentro de una faja aflorante situada desde 5 km al sur de la comarca de Tipán en el norte hasta el cerro Matancillas en el sur, sobre la ladera oriental de la sierra anteriormente mencionada (Véase foto N° 7).

El perfil característico del Grupo Mesón está situado en el ámbito de la Cordillera Oriental, región ubicada algunos kilómetros al este del área de trabajo. Keidel (1910) fue el primero en describir esta sucesión. Más tarde Hausen (1925, 1930) diferencia por primera vez esta unidad, incluyéndola en los mapeos geológicos bajo la denominación de “Cuarцитas de alta Montaña”. Keidel (1943) denominó los tres miembros característicos del grupo como “Areniscas inferiores” (o K₁), “Areniscas intermedias” (o K₂) y “Areniscas superiores” (o K₃). Turner (1960a, 1963) propuso el nombre de “Grupo Mesón” para todo el conjunto, y las denominaciones formales de Formaciones Lizoite, Campanario y Chalhualmayoc para las tres designaciones de Keidel.

En la zona de trabajo hay dos regiones con afloramientos de rocas cámbricas, una oriental, situada desde el sur de Cangrejillos (al sur de los cerros Huancar, Lagunitas y en el cerro Cardonal) hasta el noreste del volcán Chipas (sur de laguna Blanca y noroeste del cerro Morado Grande) y otra occidental emplazada en la Sierra del Cobre.

La primera se desarrolla con dirección meridiana, a lo largo de 20 km de longitud por 5 km de ancho aproximadamente, donde hay un perfil completo del Grupo Mesón.

En este trabajo se interpreta que las areniscas silicificadas gris blanquecinas con escasas intercalaciones lutíticas, pertenecen a la Formación Lizoite de edad cámbrica superior. La ausencia de las Formaciones Campanario y Chalhualmayoc particularmente en los afloramientos situados al oeste de la Hoja podría explicarse por tratarse del borde de cuenca del mar cámbrico, el singular acuñamiento podría ser primario y la sucesión tremadociana sería de translapo transgresivo sin una discordancia angular.

Con referencia al conglomerado basal del Grupo Mesón en la que se observa estratificación gradada poco evidente, los autores infieren que el origen fue, más que las corrientes de turbidez los deslizamientos submarinos, producidos por el talud continental en una zona cercana al borde de costa y como consecuencia de los efectos de los movimientos de la fase Irúyica que produ-

ieron un suave alabeamiento de la cuenca y la discordancia angular entre las areniscas silicificadas del Grupo y las sucesiones suprayacentes.

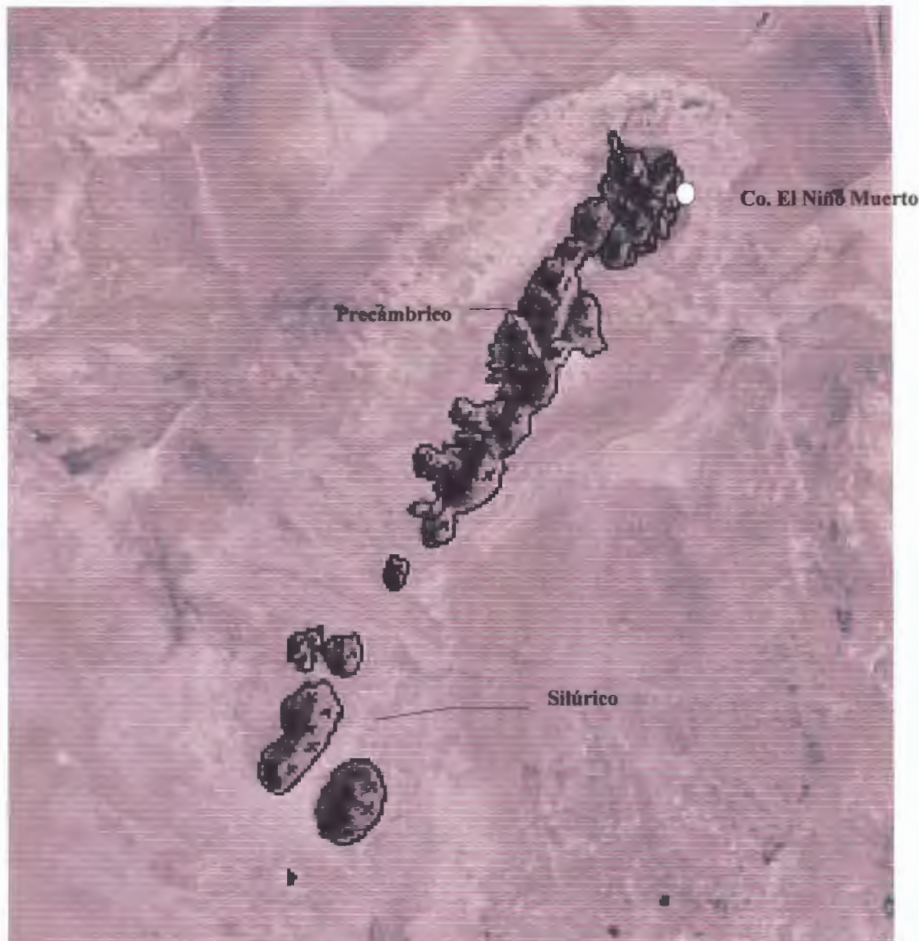


Foto N° 6: Vista del cerro El Niño Muerto: Precámbrico superior Formación Puncoviscana: areniscas, lutitas y grauvacas. Ordovícico-Silúrico Formación Oire (Faja Eruptiva de la Puna Oriental): filón capa de porfiros dacíticos metamorizados.

FORMACION LIZOITE (2).

Esta unidad aflora al sur del cerro Huancar, al sur del cerro Lagunita, en el cerro Cardonal y al sureste y norte del cerro Morado Grande. Se asienta discordantemente sobre la Formación Puncoviscana. En el cerro Cardonal se puede ver la discordancia angular sobre la Formación Puncoviscana en la que presenta un conglomerado con clastos no superiores a 1 cm de diámetro en bancos de 30 a 50 cm de espesor. Siguen en concordancia bancos de 40 a 50 cm de espesor de areniscas silicificadas, de color blanco a blanco amarillento grisáceo, muy duras, grano grueso, laminación entrecruzada e intercalaciones de lutitas cuarcíticas verde oscuras. En varios lugares se observa laminación cruzada del tipo diagonal de bajo ángulo, asociadas a ondulitas en la superficie de estratificación. Espesor: 100 metros.



Foto N° 7. : Vista de un afloramiento del Grupo Mesón, próximo a la comarca de Tipán

FORMACION CAMPANARIO (3).

Elementos de esta sucesión afloran al sur del cerro Cardonal y norte y sudeste del cerro Morado Grande. Al sur de laguna Blanca y norte del cerro Morado Grande se asienta concordantemente sobre la Formación Lizoite, está compuesta por areniscas silicificadas rojizas y moradas con intercalaciones de lutitas. Las areniscas presentan tubos de Skolithus de 2 a 3 mm de sección y

otros de tamaño considerablemente mayor, el conjunto integra una trama densa que le da una característica distintiva a la Formación. La facies de lutitas predomina en la base.

En el afloramiento de laguna Blanca hay rastros pertenecientes a Rusophicus bilovatus muy bien conservados (Ramos, 1970). Asociados a los mismos se observan rastros de vermes de hábito cilíndrico de unos 3 mm de sección, que se disponen en forma entrecruzada, paralela a la superficie de estratificación, a diferencia de los típicos de Scolithus. Espesor: 120 metros.

FORMACION CHALHUALMAYOC (4).

Esta unidad aflora al noreste del cerro Morado Grande y al sur de laguna Blanca. Se asienta concordantemente sobre la Formación Campanario. Son areniscas silicificadas de grano mediano a fino, color blanco a blanco amarillento y rosado claro; bancos macizos con espesor de 1 a 2 m, estratificación marcada; hacia el techo los bancos disminuyen de espesor desde 0,20 a 0,40 m. La parte inferior de la Formación pasa transicionalmente a areniscas silicificadas con intercalaciones de escasos niveles pelíticos. Los bancos son macizos y potentes con estratificación entrecruzada muy desarrollada, asociada a ondulitas en las superficies de estratificación. Espesor: 75 metros.

Desde el punto de vista del ambiente de depositación las características litológicas del Grupo Mesón señalan una facies nerítica cercana a la costa, de acuerdo con la abundante laminación entrecruzada, las ondulitas en las superficies de estratificación, los vermes y trazas de trilobites característicos de un ámbito de escasa profundidad.

La madurez mineralógica y textural de las areniscas silicificadas permite interpretarlas como depósitos de plataforma estable cercana al cratón.

GRUPO MESON INDIFERENCIADO (5)

Los afloramientos asignados a esta categoría forman parte de la segunda región, situada al oeste de la primera. Se extiende en la ladera oriental de la Sierra del Cobre, donde las sedimentitas cámbricas afloran 5 km al sur de Tipán, en Talao, Cerrillos, Potrerillos y Matancillas. En esta región dado su carácter de sedimentitas de borde de cuenca no se pueden diferenciar las tres unidades formacionales. Litológicamente la sucesión está compuesta por areniscas silicificadas de color blanco rosadas, con pátinas limoníticas, de grano mediano, muy duras y compactas, fractura concoidea estratificación entrecruzada, en bancos de 1 a 3 m de espesor, e intensamente diaclasadas e inyectadas por venillas de cuarzo lechoso. En la zona de contacto con la Formación Puncoviscana en la localidad de Potrerillos y sur de Tipán presenta un nivel conglomerádico con clastos redondeados y brechosos de cuarzo de 0,50 m de espesor, que algunos autores describen como conglomerados basales ordovícicos (Moya, 1988 b).

En general, las características litológicas del Grupo Mesón indican una sedimentación rápida en un ambiente marino de aguas profundas, con acumulación próximo a la costa. La presencia de laminación entrecruzada, ondulitas, grietas de desecación y tubos de Skolithos, está indicando que se trata de depósitos neríticos. No hay evidencias de actividad volcánica contemporánea en la comarca y los efectos de los movimientos tectónicos que actuaron entre la finalización de la sedimentación del Grupo Mesón y el comienzo de la depositación ordovícica (Moya, 1988b; Moya et al., 1993) no indican emplazamientos de cuerpos intrusivos. La sedimentación cámbrica fue afectada levemente por los movimientos de la fase Irúyica, que generaron pliegues suaves y de gran amplitud.

Edad: la carencia de fósiles del Grupo Mesón no permite confirmar una edad, sin embargo la misma se puede determinar en forma indirecta, ya que se asienta en marcada discordancia sobre

el Precámbrico superior (Formación Puncoviscana) e infrayace en suave discordancia regional a sedimentitas del Ordovícico inferior (*Dictyonema flabelliforme*). Sobre esta base al Grupo se le asigna edad cámbrica superior. Respecto a la discordancia algunos autores sostienen que la misma sería de “carácter local”(Fernández et al., 1982).

ORDOVICICO

Las sedimentitas ordovícicas de gran distribución regional corresponden a una franja que se extiende desde el altiplano boliviano a la puna argentina, con características litoestratigráficas, tectónicas y magmáticas similares. En terrenos que abarca la presente Hoja, la sucesión ordovícica integra dos fajas, una oriental y otra occidental.

La **faja oriental** se desarrolla en forma discontinua a partir de la comarca de Cangrejillos con dirección meridiana. Esta sucesión es portadora de elementos faunísticos característicos del Tremadociano inferior-Arenigiano, cuyas relaciones litoestratigráficas son las siguientes:

GRUPO GUAYOC CHICO (6)

Las sucesiones litológicas (Formaciones Lampazar, Cardonal y Saladillo) estudiadas por Keidel (1943) y Harrington (1957), fueron reunidas por Ramos (1970) en el Grupo Guayoc Chico, sobre la base del carácter aislado de los afloramientos y la falta de localidades bien representativas donde se pudieran estudiar detalladamente.

Las secuencias del Grupo Guayoc Chico, afloran 7 km al sur del cerro Cardonal donde se destaca un perfil bien desarrollado y a unos 5 km al sudeste del abra de Quesería en la quebrada Guayoc Chico (localidad situada fuera de esta Hoja). En ambas localidades las sedimentitas ordovícicas se asientan en aparente concordancia sobre las areniscas silicificadas del Grupo Mesón. El pasaje del Cámbrico al Ordovícico está definido por un cambio de coloración entre ambos componentes litológicos. Las areniscas silicificadas de la Formación Chalhualmayoc, caracterizada por sus colores blanco a blanco amarillento hasta parcialmente rosado difiere totalmente de los sedimentos pelíticos pardo amarillentos a verdosos más oscuros del Grupo Guayoc Chico.

Desde el punto de vista litológico, el Grupo Guayoc Chico se caracteriza desde el piso por la presencia de limolitas y lutitas de colores verde a verde oliva y gris oscuro, con intercalaciones de areniscas finas y limosas de color gris amarillento a parduzco. En las areniscas se observan anillos concéntricos de variados colores generados por migración diferencial de óxidos de hierro. Siguiendo hacia el miembro medio predominan las areniscas pardo amarillentas a gris blanquecinas las que se tornan más limosas y lutíticas hacia la parte superior en la que se encuentran los principales niveles fosilíferos entre los que se destacan: *Parabolina argentina* (Kaiser), *Angelina hyeronimi* (Kaiser), *Geragnostus tilcuyensis*, *Shurmadia erquensis*. Hacia el techo hay un marcado predominio lutítico con intercalaciones de areniscas limosas pardo grisáceas y verdosas, para finalizar en delgados bancos de calizas. Espesor: 550 m en los afloramientos situados al sur del cerro Cardonal.

Edad: sobre la base del registro fosilífero, al Grupo Guayoc Chico se le asigna edad tremadociana.

FORMACION ACOITE (6a)

Los elementos de esta sucesión están ampliamente distribuidos en la Hoja, afloran al norte de laguna Blanca (parte basal de la Formación Acoite) y a lo largo del cordón de la Sierra del Cobre (parte alta de la Formación, la que se describirá más adelante).

Los afloramientos situados al norte de laguna Blanca se asientan concordantemente sobre el Grupo Guayoc Chico y en el techo son cubiertos discordantemente por las ignimbritas de la Formación Morado Grande. Litológicamente son lutitas y limolitas gris claras, azulado oscuro a verdoso, que por meteorización pasan a colores amarillentos y ocre. Están finamente laminadas, presentan un diaclasamiento intenso y contienen concreciones elipsoidales cuyas dimensiones varían de 15 a 60 cm de diámetro, característica distintiva de esta secuencia. Estas concreciones están integradas por material calcáreo con estructuras de cono en cono en superficie. Espesor: 350 metros.

A 1,5 km al norte de laguna Blanca se determinó la presencia de una fauna de graptolites, dentro de lutitas gris verdosas: Didymograptus deflexus, Didymograptus kurcki, Didymograptus v-deflexus.

La **faja occidental** está situada sobre la parte central y austral de la Sierra del Cobre o Sierra de Rangel, porción que alcanza 35 km de longitud por 10 km de ancho. Los niveles aflorantes de la Formación Acoite en esta faja corresponden a los tramos medio y superior y se asientan en discordancia erosiva y a veces tectónica sobre la Formación Puncoviscana o las cuarcitas cámbricas del Grupo Mesón, tal como se puede ver 5 km al sur de Tipán, en Talao y oeste de Potrerillos. Hacia el lado oeste de la faja no se observan los contactos con las unidades subyacentes.

En general la sucesión está integrada litológicamente por lutitas, pizarras, e intercalaciones de cuarcitas y esquistos cuarzo-biotíticos, color gris verdoso amarillento y pardo verdoso, finamente estratificadas (Bahlburg, 1990; Borrello, 1969). Las comarcas más características son: las quebradas de Trancas y Tuzgle, cerro Alto de Minas, Ojo de Agua, Talao, Potrerillos y Matancillas, entre otras.

En la quebrada Trancas los autores han realizado un perfil a partir del borde oriental de la Sierra del Cobre en dirección al oeste, en el que se observaron las características siguientes: el nivel aflorante más bajo está integrado por un conjunto de grauvacas de 500 m de espesor, de grano mediano, estratificación gruesa, de color verde grisáceo oscuro, cuya relación de contacto

respecto de la sucesión infrayacente no se observa. Hacia el techo está intruido por diques de porfidos dacíticos miocenos. Las capas forman numerosos pliegues anticlinorios y sinclinorios y están afectadas por un intenso diaclasamiento y fracturación. Sigue en concordancia un paquete de 310 metros de areniscas gris verdosas claras, de grano fino y homogéneo, atravesada por

guías y venillas de cuarzo con leve impregnación limonítica, cristales de cuarzo con unión parietal y laminillas de clorita-sericita en los espacios intergranulares e intercalaciones locales de sabulitas.

En concordancia sigue una sucesión de 240 metros compuesta por pizarras color gris claro con manchas pardo rojizas de óxidos de hierro que coinciden parcialmente con superficies de estratificación, la roca se comporta como una arcilla microcristalina, orientada, lo que marca la estratificación, hay cuarzo y pequeñas laminillas de mica, intercalaciones de material ferruginoso con material arcilloso y escasos opacos xenomorfos y silicificación en venillas que atraviesan a la unidad tanto en forma perpendicular como paralela a la estratificación; siguen lutitas pardo amarillentas con intercalaciones cuarcíticas delgadas de 5 a 10 cm de espesor. En las lutitas se localizan estructuras de calco de flujo (véase Foto N° 8) y concreciones esferoidales de 10 a 30 cm de diámetro. Hacia arriba continúa un paquete de 190 metros de areniscas con intercalaciones de bancos arcilíticos portadores de concreciones elipsoidales de unos 10 cm de diámetro. Siguen en concordancia 250 m de areniscas gris verdosas, en bancos de 40 a 80 cm, muy bien estratificadas con intercalaciones lutíticas de 5 a 10 cm de espesor, color verde oscuro. En la parte alta de la Formación Acoite se intruyen numerosas de vetas de cuarzo lechoso de espesores variables entre 3 a 5 m y longitud promedio de 2.000 a 5.000 m y en casos excepcionales (tramo medio de la quebrada Tuzgle) hasta 25 m de espesor y 340 m de longitud. Estas vetas en ocasiones suelen ser portadoras de mineralización aurífera. El espesor total del perfil es de 1.300 metros.

En la ladera oriental de las Sierra del Cobre las sedimentitas de la Formación Acoite presentan una litología singular por los efectos térmicos generados por la intrusión de la Formación Oire.

Este proceso se puede observar en las comarcas de Esquina Chica, noroeste del cerro Chiquera y oeste de cerro Alto de Minas. La sucesión relevada por los autores está compuesta por esquistos cuarzo biotíticos, asociados al metamorfismo de contacto, son de color gris mediano, con esquistosidad grosera, estructura gnéisica, formada por ojos de cuarzo y mafitos entre los que se destaca hornblenda verde que pasa a biotita verde claro y ésta a su vez a clorita. Alrededor de estas lentes, se disponen bandas de biotita verde pardusco, cuarzo, sericita gruesa y clorita. Hay además abundantes minerales opacos xenomorfos y venillas de cuarzo. El espesor total de la secuencia arenigiana varía entre los 1.300 y 2.200 metros.

Respecto a la presencia de restos orgánicos fosilíferos, sólo se han encontrado algunos graptolitos entre los que se destaca Didymograptus v-deflexus, Phyllograptus, y Dyctionema yaconensis en la sierra de Cochinoca (sobre la misma estructura que la Sierra del Cobre), norte de laguna Blanca y mina Pan de Azúcar.

Las características sedimentológicas y faunísticas de esta unidad, indican un ambiente de acumulación mas inestable que el vigente durante la depositación de los elementos del Grupo



Foto N° 8: Formación Acoite: sedimentitas con calcos de flujo.

Mesón, como consecuencia de los movimientos de la fase Sárdica que disturbaron la cuenca. Las facies indican un ambiente marino distal de carácter pelágico y de baja energía. Los elementos litológicos permiten inferir un régimen infranerítico a batial de aguas someras.

La sucesión tremadociana transgredió el borde de cuenca de los depósitos cámbricos. Durante el Arenigiano la cuenca se profundiza y sus depósitos ocupan un área mayor.

El magmatismo inició su actividad en el Ordovícico tal como lo confirman los procesos que condujeron al emplazamiento de las asociaciones espilíticas, queratofíricas, andesíticas, dioríticas y ortoanfíbolíticas del Complejo Santa Ana (fuera de la Hoja), situado al norte de la sierra del Cobre sobre la misma estructura (Allmendinger et al., 1982).

Edad: sobre la base de la presencia de fósiles encontrados en el área de trabajo y su correlación con comarcas fosilíferas vecinas, se puede considerar que los sedimentos de la Formación Acoite son de edad arenigiana-llanvirniana.

ORDOVICICO SUPERIOR - SILURICO

El Ordovícico superior-Silúrico está caracterizado por el emplazamiento de grandes cuerpos riodacíticos, dacíticos, granodioríticos y un importante conjunto de diques de cuarzo que acompañan al magmatismo principal, como reflejo de la actividad diastrófica y posmagmática.

De acuerdo con los últimos datos disponibles este proceso habría comenzado ya a fines del Ordovícico (Moya y Salfity, 1982).

FORMACION OIRE (7)

Dentro de esta Formación se agrupa un conjunto de rocas intrusivas y subvolcánicas, muy difundidas en la región. Los afloramientos constituyen una faja alargada con rumbo meridiano que penetra desde Bolivia pasando por el Cordón de Escaya-Cochinoca y se prolonga al sur, en la provincia de Catamarca. El nombre formacional proviene del "Filo de Oire", situado en la margen oriental del salar Centenario, en el ámbito de la Hoja 7 c – Nevado de Cachi (Turner, 1964 a). En el cordón de Escaya y Sierra de Cochinoca, Turner (1964) describe estas rocas como diques de pórfido cuarcífero, diques de dacitas y filones capa de diabasas. Méndez et al. (1973) comprueban que esta asociación rocosa integra una faja continua desde el límite con Bolivia hasta la provincia de Catamarca y guarda relaciones íntimas desde el punto de vista tectónico, petrológico, geoquímico, geocronológico y metalogenético. Sobre la base de dichos conceptos se le dio el nombre de Faja Eruptiva de la Puna Oriental. Pero teniendo en cuenta razones de prioridad, en el presente trabajo se adoptará la denominación de Formación Oire propuesta por Turner, haciéndola extensiva a todos los afloramientos de la Faja Eruptiva de la Puna Oriental.

Dentro del área de trabajo los afloramientos más importantes están situados al NE de Pastos Chicos, este de Esquina Chica y Sey, en la ladera occidental de la Sierra del Cobre. En la ladera oriental de la mencionada sierra se emplaza un filón capa de pórfido dacítico, en el perfil del cerro El Niño Muerto, sobre cuyas características petrográficas ya se hiciera referencia al describir la sucesión precámbrica a la que intruye.

Los afloramientos de pórfidos dacíticos de Esquina Chica y Pastos Chicos (Coira, 1981, 1989) son rocas de color gris verdoso a gris blanquecino y están integrados por grandes cristales de feldespato blanco y otros menores de cuarzo y mafitos. Al microscopio se distingue una textura porfírica, constituida por fenocristales de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo, en una pasta felsítica. El feldespato potásico es ortosa, que presenta bordes de reacción. El cuarzo tiene engolfamientos muy frecuentes y también está rodeado por halos de reacción. La plagioclasa, en fenocristales menores, se halla totalmente reemplazada por sericita-moscovita. Los mafitos están representados por agregados policristalinos de cloritas y fenocristales de biotita cloritizada. Son frecuentes los cristales de epidoto secundario. Se observa una incipiente carbonatización. La pasta está compuesta por un agregado holocristalino de cuarzo y feldespato, con cloritas y opacos diseminados.

Edad: Desde el punto de vista regional la Formación Oire intruye sedimentos tanto precámbricos como ordovícicos, por lo que corresponde asignarle edad postordovícica media a precretácica superior. Sin embargo, dataciones radimétricas llevadas a cabo por distintas instituciones, en numerosos puntos de la faja arrojaron edades que fundamentan el criterio regional de asignarle edad silúrica. Las muestras estudiadas en 1977 por el INGEIS mediante el método K/Ar fueron

tomadas en las siguientes localidades: Arbolito Nuevo: 310 ± 20 Ma; Cochinoca: 300 ± 20 Ma; Quebrada Tajamar, camino a Abra de Gallo: 416 ± 20 Ma.

Estudios posteriores (Omarini et al., 1979, 1984) aportaron nuevos datos geocronológicos que señalaron que el tramo norte de la faja (22°30' L.S.) dio una edad de 374 ± 7 Ma y para el sector austral 471 ± 12 Ma. Estas edades fueron obtenidas mediante el cálculo de isocronas por el método Rb/Sr. Por otro lado, las edades K/Ar obtenidas en otros sectores de la faja que oscilan en los 300 Ma, pueden corresponder a una rehomogeneización isotópica vinculada a un proceso térmico que afectó al conjunto litológico.

La diferencia de edades determinadas por el método Rb/Sr estaría señalando según Omarini et al. (1984), una evolución diferente para el sector austral debido a la fractura Olacapato-Calama respecto del sector septentrional, lo que se correspondería con las características geológicas y petrológicas.

Teniendo en cuenta la mayor complejidad litológica del área de trabajo, la que fue sometida a diferentes fases de intrusiones y a fin de vincular estos procesos con el cuadro geocronológico precedente, se procedió a realizar una datación de la última fase intrusiva del granito de las Burras (poco al norte de la comarca de estudio), la que arrojó una edad 428 ± 17 Ma, es decir silúrica, lo que permite acotar el conjunto de cuerpos atribuidos a la Formación Oire a un lapso cuya cronología se puede situar entre el Ordovícico superior y el Silúrico.

FILONES DE CUARZO (7a)

Un conjunto de diques aflora al sur y sureste del cerro Alto de Minas, alcanzan longitudes entre 2,5 km a 3 km (Véase Foto N° 9) y potencia variable entre 3 a 5 m, y están constituidos por cuarzo lechoso de brillo muy vítreo y fractura concoidea. Algunos cuerpos tienen rumbo norte-sur y otros noroeste-sudeste y mantienen una posición vertical. Hay filones o diques de cuarzo que alcanzan hasta 30 m de potencia, pero su desarrollo longitudinal no supera los 250 metros. Al norte de la comarca de Matancillas existe una veta de cuarzo de 1.200 m de largo y potencia de 3 metros.

Litológicamente los diques se presentan muy diaclasados y con pátinas limoníticas. Las secciones más alteradas, microscópicamente muestran una intensa la que produce molido del cuarzo. En dichas fracturas se observa mineral opaco, limonitas y un agregado sericítico muy fino. Con el objeto de determinar los minerales opacos se estudió un corte pulido, se trata de granos idiomorfos de pirita de 20 a 50 micrones y otros de mayor tamaño, pero en menor proporción. También se hallan, en forma diseminada chispas de oro de 5 a 10 micrones. Las limonitas se distribuyen en bandas, y los tamaños de los granos van de 20 a 30 micrones.

Edad: Los diques cuarcíferos unas veces intruyen la sucesión cámbrica (Matancillas) y otras a las sedimentitas ordovícicas, por lo que se infiere que el emplazamiento de los mismos responde a un proceso póstumo a la consolidación de los pórfidos dacíticos de la Formación Oire, sobre esta base se le asigna edad silúrica.



Foto N° 9: Filón de cuarzo intruyendo sedimentitas arenigianas (margen izquierda de la quebrada Trancas).

CRETACICO

Durante este período hubo una gran actividad magmática, particularmente en la sierra de Tusaquillas, Quepente, y en la ladera oriental de la Sierra del Cobre algunos kilómetros al norte de la presente Hoja. Las rocas, esencialmente graníticas están integradas por feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo y un mineral ferromagnésico. Halpern y Latorre (1973) han realizado determinaciones radiométricas sobre varios cuerpos de la comarca los que arrojaron edades que varían entre 129 ± 8 Ma y 123 ± 6 Ma, por lo que se les asigna edad cretácica inferior.

Regionalmente hubo un proceso sedimentario de gran escala (Marquillas 1984, 1985, 1986, 1988) que trascendió los límites del noroeste argentino (Nullo, 1991) y se proyectó por el altiplano boliviano y peruano, dando lugar a la formación de numerosas cuencas en rosario, integradas esencialmente por areniscas rojas, areniscas calcáreas y calizas, parte de este proceso se registró en el ámbito de la Hoja.

GRUPO SALTA

Depósitos de origen continental y marino ocuparon grandes superficies del noroeste argentino, pero en el ámbito de la Puna su distribución está restringida a la región septentrional, donde está

representada por láminas tectónicas asociadas a ambientes de rift. En la presente Hoja afloran al oeste del cerro Matancillas. Sobre la base de sus características litológicas, fue dividida en tres subgrupos (Moreno 1970; Reyes y Salfity, 1973; Boll y Hernández, 1985): Pirgua, Balbuena y Santa Bárbara. En la zona de trabajo sólo están presentes los dos primeros.

SUBGRUPO PIRGUA (8)

Las sedimentitas de este Subgrupo afloran al este del morro Peña Colorada. Sólo están representadas por un paquete rocoso que se asienta en discordancia tectónica sobre las sedimentitas ordovícicas y constituido por areniscas conglomerádicas de color rojo intenso. Son compactas y de fractura concoidea. Hay algunos niveles de arcillas moscovíticas rojizas hacia el techo. El afloramiento es de forma alargada en dirección meridiana con longitud de 7 km y espesor 210 metros.

SUBGRUPO BALBUENA (9)

El Subgrupo Balbuena en el ámbito de sierras Subandinas y Sierras Pampeanas está representado por las Formaciones: Lecho, Yacoraite y Olmedo. Pero en la Puna, particularmente en la zona que comprende la Hoja Sierra del Cobre, sólo está presente parcialmente, la Formación Yacoraite, sucesión que aflora al oeste del cerro Matancillas. Se asienta concordantemente sobre las areniscas conglomerádicas del Subgrupo Pirgua y en el techo son sobrepuestas tectónicamente por sedimentitas ordovícicas. Litológicamente están integradas por calizas oolíticas, calizas dolomíticas, areniscas e intercalaciones arcillosas negras y pardo verdosas. Las calizas presentan bancos bien estratificados de 2 m de espesor. Los afloramientos de la Formación Yacoraite forman parte de una pequeña cuña tectónica de 4 km de longitud por 300 m de espesor. En las calizas hay restos de gasterópodos y bancos de hasta 30 cm de Pucalithus.

Durante la depositación del Subgrupo Pirgua predominó un ambiente de marcado carácter continental. En tanto que los procesos de acumulación de las calizas de la Formación Yacoraite tuvieron lugar en un medio con predominio de aguas marinas de poca profundidad (Marquillas 1990, 1992).

Edad: Sobre la base de los restos de anuros fósiles encontrados por Ibañez (1960), Reig (1959) y de dinosaurios hallados por Bonaparte (Bonaparte y Bossi, 1967; Pascual y Odreman 1972; Méndez y Viviers, 1973) en las Formaciones La Yesera (Subgrupo Pirgua) y Yacoraite (Subgrupo Balbuena), respectivamente, a los dos Subgrupos se le asigna edad cretácica superior.

TERCIARIO

Los depósitos clásticos terciarios están poco representados en la comarca de trabajo, aunque regionalmente son importantes, constituyen típicas acumulaciones intermontanas, color gris rosadas con intercalaciones tobáceas. Representan sucesiones continentales con alternancias evaporíticas. En el caso específico del área de trabajo sólo afloran secuencias incompletas del Grupo Pastos Grandes (Formación Sijes).

GRUPO PASTOS GRANDES

Si bien las entidades que integran este grupo (de piso a techo: Formaciones Geste, Pozuelos y Sijes) están ampliamente representadas en la Puna, en la Hoja Sierra del Cobre sólo aflora la parte alta del mismo.

FORMACION SIJES (10)

Los afloramientos de esta sucesión se encuentran dentro del núcleo de la caldera Trancas en la que constituyen un cuerpo de 100 m de largo por 50 m de ancho. No se observa la relación de contacto con la unidad infrayacente. Litológicamente son areniscas gris rosadas claras de grano fino, bien estratificadas en bancos de 10 cm compuestas esencialmente por granos de cuarzo bien redondeado y seleccionado. En concordancia siguen intercalaciones de limolitas gris blanquecinas en bancos de 2 m con estratificación entrecruzada y fractura concoidea. Localmente la sucesión culmina con lutitas grises oscuras finamente estratificadas. Espesor: en la caldera Trancas esta sucesión sólo está representada parcialmente por sus niveles más altos alcanzando unos 40 m de potencia

Durante la depositación de la Formación Sijes predominó un ambiente continental árido, muy similar al actual, en el que las condiciones climáticas y tectónicas generaron cuencas centrípetas con formaciones lacustres-salobres. Es probable que la intensa meteorización de la Formación Sijes haya aportado los elementos que generaron los depósitos de halita y boratos de Salinas Grandes.

Edad: Los elementos fosilíferos más conspicuos de la Formación Geste determinados sobre restos de notoungulados, marsupiales y dasípodos suministraron edad eocena media a superior (Pascual, 1983); en tanto que la presencia de improntas fósiles y diatomeas de la Formación Sijes no permiten una cronología precisa (Prat, 1961; Alonso, 1985, 1987, Guantay y Alonso, 1989), se recurre a las dataciones radiométricas por el método K/Ar sobre muestras de tobas cercanas a la base que aportó una edad de 6,81 Ma y las realizadas cercanas al techo que dieron una edad de $4 \pm 1,2$ Ma. Sobre esta base, a la porción de la columna de sedimentos de la Formación Sijes aflorante en la caldera Trancas, por correlación se le asigna edad miocena superior a pliocena inferior.

VOLCANISMO MIOCENO: Desde el punto de vista regional, durante el Terciario superior da comienzo en la Puna un importante ciclo efusivo de carácter ácido a mesosilícico en el que se destaca un clan de rocas integrado por pórfidos dacíticos, coladas dacíticas, andesitas y sus equivalentes piroclásticos. Si bien el volcanismo terciario, particularmente el mioceno fue muy peculiar en la Puna, se debe destacar que en la región de trabajo está bastante restringido, como sucede en todo el ámbito de la Puna Oriental. Los afloramientos están ocupando la porción septentrional de la Hoja y relacionados regionalmente a las fajas de cuerpos dacíticos íntimamente asociados con los principales focos de alteración y mineralización mioceno-pliocenos de Diablillos, Inca Viejo, Vicuña Muerta, Torca, Organullo y los pórfidos andesíticos del núcleo del volcán Chipas aflorantes en la región austral.

FORMACION CHIPAS (11)

Esta unidad fue propuesta por Ramos (1970) para involucrar un complejo volcánico compuesto por pórfidos andesíticos y por una secuencia de erupciones lávicas, piroclásticas e ignimbríticas generadas por el volcán Chipas. En la Hoja Sierra del Cobre los citados elementos sólo afloran parcialmente ocupando una superficie de 7 km en sentido norte-sur por 20 km en dirección este-oeste y están situados en el esquinero sudeste. Desde el punto de vista litológico la Formación Chipas dentro del área de trabajo esta integrada por los siguientes miembros:

Pórfido andesítico (11)

Solo parte de la entidad está situada dentro de la Hoja. El cuerpo se emplaza en el núcleo del aparato volcánico. Se caracteriza por las marcadas anomalías de color y procesos de alteración y silicificación que le confieren colores amarillentos a gris blanquecinos. En los sectores con menor alteración se observan fenocristales de plagioclasa. La roca, fuertemente diaclasada presenta parches con impregnaciones limoníticas de color ocre amarillento y de óxido de manganeso residual. La posición estructural y estratigráfica de este cuerpo lo definen como la unidad más antigua del volcán Chipas.

Andesitas (11a)

Las andesitas constituyen parte del volcán Chipas aflorantes en el área de trabajo. Alcanzan una longitud de 5 km en sentido este-oeste y 2 km en dirección norte-sur (ocupan mayor superficie en la parte austral). Se apoyan discordantemente sobre el pórfido andesítico. La secuencia comienza con un aglomerado andesítico con bloques de 20 cm hasta 1,20 m de diámetro, en cuya parte superior está cubierto por material pumíceo inmerso en una matriz cinerítica (Petrinovic, 1994). El espesor de este aglomerado es de 4 a 7 m. Los clastos poco seleccionados presentan un redondeamiento incipiente. La matriz es maciza y compacta formada por andesita biotítica. Es probable que la erupción de este aglomerado esté relacionada con la formación del cráter de explosión del volcán Chipas.

Sigue la andesita de carácter porfiroide con abundantes fenocristales tabulares y cortos de plagioclasa blanca, de 4 mm de longitud, cristales de anfíbol negro de hasta 3 mm y láminas de de biotita de 1 mm de diámetro. Los individuos están inmersos en una pasta gris oscura, que por alteración se torna rosada a blanco amarillenta. Al microscopio la textura es vitrofírica. Los cristales son de andesina zonada, hornblenda verde o lamprobolita y biotita parda. El piroxeno varía de acuerdo con la posición de las muestras respecto del centro eruptivo; es abundante cerca del cráter donde forma cumulos rodeados de lamprobolita y además coexisten gránulos de clinopiroxeno. Los minerales accesorios son apatita y magnetita.

Ignimbritas (11b)

Los afloramientos de ignimbritas emplazados dentro de la Hoja (parte septentrional del volcán Chipas) se apoyan en discordancia sobre las andesitas cubriendo un área de 8 km en sentido norte-sur por 15 km en dirección este-oeste. Litológicamente son piroclastitas compactas con

disyunción columnar color gris verdoso amarillento. La textura de las ignimbritas varía entre brechosa con fragmentos aplastados hasta netamente eutaxítica con folias discontinuas de hasta 2 mm de espesor. Los fragmentos son de rocas andesíticas. La matriz es gris clara, en parte amarillenta, con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita. Los clastos líticos son escasos.

El carácter ignimbrítico se pone en evidencia por la presencia de trizas convertidas en filetes de vidrio que rodean a los cristales, los que insinúan compresión entre los mismos. Estos muestran un mayor grado de distorsión hacia la base de la sucesión en tanto que hacia el techo, parte del vidrio mantiene un aspecto vesicular por efectos de un menor aglutinamiento.

Los autores asumen que estas rocas se generaron por la depositación de elementos sólidos transportados por nubes ardientes emergentes del intenso proceso efusivo del volcán Chipas.

Edad: El pórfido andesítico y las andesitas del volcán Chipas se correlacionan con las andesitas del nevado de Quevar y el cerro Coranzulí que arrojaron 8 ± 1 Ma y $6,7 \pm 0,2$ Ma respectivamente (Coira y Paris, 1981; Blasco et al., 1996). Si por otro lado se tiene en cuenta que que la facies de ignimbritas se asienta casi sincrónicamente sobre la Formación Los Patos de edad miocena-pliocena, a la Formación Chipas se le asigna edad miocena superior-pliocena.

FORMACION TRANCAS (12)

Se propone esta denominación formal para integrar un complejo subvolcánico y piroclástico secuente, que se emplaza en las nacientes de la quebrada Trancas a 1,5 km del cerro Alto de Minas, ocupando el núcleo de la caldera Trancas. Hacia el este se observa también un conjunto de afloramientos de similares características situados a lo largo de una sucesión de fallas de rumbo meridiano y disectados por el curso medio de las quebradas Trancas y Tuzgle, conformando típicos diques de pórfidos dacíticos.

Pórfidos dacíticos (12)

En la caldera Trancas hay tres cuerpos de pórfidos dacíticos, dos de los cuales (los situados más al oeste) se comportan como apófisis de uno mayor. Las rocas están intensamente meteorizadas, tectonizadas y argilizadas, son de color pardo verdoso a amarillento, compuesto por fenocristales de cuarzo, plagioclasa, biotita y clorita. La pasta es hipocristalina con manchas ferruginosas y pequeños xenolitos silíceos (véase foto N° 10). Los pórfidos dacíticos intruyen a la sucesión ordovícica. En el caso del afloramiento oriental, está caracterizado por presentar en el borde norte pequeños tubos de brechas con alteración argílica avanzada, alteración propilítica, silicificación intensa y limonitización jarosítica predominante y goethítica secundaria, proceso que genera jaspes silíceos limoníticos.

La caldera Trancas se produjo por la caída del techo de la cámara magmática, generada por un proceso de remoción de magma. El material de remoción está integrado por un voluminoso complejo piroclástico depositado casi sincrónicamente a partir del borde externo del anillo de

corteza endurecida del pórfido. Estos fluidos provocaron el brechamiento de la roca de caja acompañada por fragmentos del intrusivo.



Foto N° 10: Afloramiento de pórfido dacítico alterado en el sector noreste de la caldera Trancas.

Las brechas están integradas por clastos de roca de caja y del pórfido, con una matriz de polvo de roca y los espacios abiertos son rellenados en algunos casos por cuarzo y magnetita. Los clastos son angulosos y también redondeados, debido quizá a fenómenos de atrición interclastos producida por el movimiento dentro de la brecha y por la corrosión de los fluidos hidrotermales.

Diques de Pórfidos dacíticos

Los diques de pórfidos dacíticos, según se expresó precedentemente constituyen fajas alargadas en dirección meridiana. Se emplazan a lo largo de una zona de intensa fracturación. Están situados al noroeste de Esquina Colorada y afloran en el curso medio de las quebradas Trancas y Tuzgle. Conforman cuerpos tabulares irregulares y discontinuos e intruyen al basamento ordovícico. Litológicamente la roca no presenta alteración, a excepción de una débil oxidación superficial que le confiere color pardo amarillento.

Tobas andesíticas (12a)

Los afloramientos de esta unidad están situados marginalmente a la caldera Trancas (véase foto N° 11) y forman un cuerpo subcircular con intenso fracturamiento concéntrico. Constituyen



Foto N° 11: Vista de la caldera Trancas

típicas tobas andesíticas, algo brechosas en la base, compactas, de estructura porfírica, con pasta afanítica, color gris y fenocristales de 1 a 2 cm de diámetro máximo. Tienen textura porfírica, con pasta vítrea y fenocristales de plagioclasa ácida, hipersteno y lamprobolita.

Edad: Sobre la base de las relaciones estratigráficas y de la datación radiométrica de una muestra procedente del pórfido dacítico situado en el sector norte de la caldera Trancas que arrojó $4 \pm 0,5$ Ma (Linares y González, 1990) se le asigna edad pliocena superior.

CUATERNARIO

Los elementos litoestratigráficos situados en el Cuaternario cubren un amplio espectro en el que se destacan principalmente las rocas volcánicas, las piroclásticas, los depósitos de llanura aluvial y evaporíticos que abarcan una superficie importante de la Hoja. Las piroclastitas y volcanitas afloran en el esquinero sudoeste y provienen de la efusión del volcán Tuzgle cuyo cráter se encuentra fuera de los límites de la presente Hoja, no así la ladera norte del mencionado volcán en la que ocurrieron significativos derrames lávicos.

cráter se encuentra fuera de los límites de la presente Hoja, no así la ladera norte del mencionado volcán en la que ocurrieron significativos derrames lávicos.

COMPLEJO EFUSIVO TUZGLE

Dentro de este Complejo (designación formal propuesta por Blasco et al., 1996) integrado por elementos efusivos del volcán Tuzgle cuyo cráter se emplaza fuera de los límites de la Hoja, sólo están representadas las siguientes unidades:

Ignimbritas (13)

Los aflormientos abarcan un área de 5 km en sentido norte-sur por 11 km en dirección este-oeste, superficie que está delimitada por las nacientes del río del Charco en el este, hasta la ruta provincial N° 74 en el oeste. Se asienta discordantemente sobre la Formación Oire y está parcialmente cubierta por las efusiones lávicas del borde septentrional del volcán Tuzgle (véase foto N° 12). Constituyen cuerpos mesetiformes tabulares de 30 a 60 m de espesor. Son de color gris verdoso amarillento. Litológicamente son piroclastitas compactas, con disyunción columnar, caracterizadas por la presencia de fiammes de 2 hasta 4 cm y por fragmentos líticos provenientes del basamento paleozoico. La composición es dacítica, con un 20 a 25 % de fenocristales; los fragmentos líticos se encuentran en la base; los de pumicita que alcanzan hasta un 10 a 20%. Los fenocristales más abundantes son de plagioclasa, siguen cuarzo, biotita y feldespato alcalino. La pasta tiene plagioclasa, cuarzo y titanomagnetita (Coira y Paris, 1981).

DEPOSITOS DE PIE DE MONTE (14)

Estos depósitos están directamente relacionados a las estructuras preexistentes y sus características composicionales están subordinadas a las mismas.

Por un lado se destacan las acumulaciones generadas por los procesos geomórficos que actuaron sobre el volcán Chipas (mitad septentrional, el resto aflora fuera de la Hoja), adoptando formas concéntricas a la estructura dómica y que se observan en una franja de 30 km de largo por 7 km de ancho, desde el sur del Puesto Chipas en el sur hasta Ojo de Huancar en el norte. Los depósitos presentan una pendiente cercana a los 30°, observándose una selección de sus componentes desde la pendiente más abrupta hacia la bajada, expresada por bloques dacíticos, andesíticos y sus tobas, hasta gravas con intercalaciones de arcillas y arenas hacia la parte distal. En este proceso el factor selectivo fue gravitacional.

De mayor relevancia son los depósitos de pie de monte, alineados en ambas laderas de la Sierra del Cobre. En la ladera oriental tienen marcado predominio las gravas y arenas integradas por lutitas, cuarcitas, y arcillas, cuya distribución es marcadamente gravitacional. Los componentes finos ocupan la parte distal de las acumulaciones.

En la ladera occidental de la mencionada sierra, el perfil de la pendiente es menos abrupto y las acumulaciones tienen un comportamiento tabular. Litológicamente están constituidos por arenas gruesas bien compactas y arenas arcillosas de colores gris blanquecinos. Sobre este mismo borde

amplitud y escasa pendiente y provienen de la faja integrada por sucesiones ordovícicas y terciarias que separan dicho valle de la depresión de Olaroz. Los elementos litológicos que los integran son arenas gruesas a medianas con intercalaciones piroclásticas de colores gris blanquecino.



Foto N° 12: En primer plano vista de los afloramientos ignimbríticos, al fondo el volcán Tuzgle.

Edad: teniendo en cuenta que los depósitos aterrazados más antiguos están por debajo de las coladas andesíticas del Complejo Volcánico Tuzgle y que las acumulaciones fluviales son más jóvenes que los mencionados flujos lávicos, a los Depósitos de Pie de Monte se les asigna edad pleistocena.

COLADAS ANDESITICAS

Estas unidades rocosas pertenecen al Complejo Efusivo Tuzgle. Si bien este tipo de roca está ampliamente desarrollado en la Puna occidental, sobre el límite con Chile, los afloramientos en la presente Hoja son más bien pequeños y se emplazan en el esquinero sudoeste y corresponden a las coladas eruptadas por el volcán Tuzgle hacia las laderas septentrionales sobre los depósitos de pie de monte, donde se reconocen tres coladas andesíticas concomitante con tres fases efusivas características en la comarca.

de pie de monte, donde se reconocen tres coladas andesíticas concomitante con tres fases efusivas características en la comarca.

ANDESITAS DE LA PRIMERA FASE (13a)

La colada tiene forma de abanico, bordes lobulados y pronunciadas crestas de fluidalidad. Se asienta discordantemente en las tobas ignimbríticas. Tiene una longitud de 4 km en sentido norte-sur y 5 km en dirección este-oeste. La roca es compacta y maciza, de textura porfírica, color gris oscuro, compuesta por abundante plagioclasas ácidas en un 48 %, zonadas con núcleos de labradorita y bordes más ácidos, hornblenda maclada de color castaño y biotita en cristales euedrales con fenocristales tabulares con bordes corroídos. La pasta es fina a muy fina con microlitos formados por dos láminas de macla. Presenta inclusiones vítreas, de titanita, zircón y epidoto. Por sus características estas coladas son andesitas biotíticas-hornblendíferas.

ANDESITAS DE LA SEGUNDA FASE (13b)

En la Hoja estos afloramientos cubren una superficie de 1 km (en dirección norte-sur) por 4 km (con rumbo este-oeste) y forman parte de una franja anular respecto del cuello del domo volcánico. Se asientan discordantemente sobre las andesitas de la primera fase y alcanzan un mayor desarrollo que éstas. El cuerpo presenta dos masas lobulares simétricas con crestas radiales de fluidalidad. La roca tiene color gris verdoso, es compacta y maciza, textura porfírica y está compuesta por fenocristales de plagioclasa, olivina, piroxeno y anfíbol en pasta hipocristalina. Por su naturaleza tipifica a una andesita olivínica.

ANDESITAS DE LA TERCERA FASE (13c)

Una pequeña parte de esta colada penetra en el ámbito de la Hoja, donde alcanza una longitud de 1,5 km en dirección nordeste-sudoeste y 0,7 km en el rumbo noroeste-sudeste. Se asienta discordantemente sobre la colada andesítica de la segunda fase y en esa zona de contacto la roca es compacta y masiza. Hacia el techo la colada es amigdaloida, con una coloración general gris oscura. Litológicamente está integrada por abundantes cristales de plagioclasa y biotita y subordinados fenocristales de anfíbol y piroxenos en pasta hipocristalina.

Edad: considerando las relaciones estratigráficas, particularmente las existentes en la base de las coladas más antiguas, en el contacto con las ignimbritas y las dataciones radimétricas obtenidas por AQUATER (1980) que arrojaron 0,78 Ma y $0,3 \pm 0,1$ Ma y teniendo en cuenta las consideraciones de Blasco et al. (1996), al Complejo Volcánico Tuzgle se le asigna edad pleistocena media.

DEPOSITOS EVAPORITICOS (15)

La depresión de Salinas Grandes es receptora de la acumulación de depósitos evaporíticos. Esta cuenca cubre una superficie de 210 km^2 y por las relaciones estratigráficas se infiere que la formación de la salina comenzó en el cuaternario cuando ya estaban definidas las cuencas

centrípetas, como respuesta a los procesos de ajuste tectónico y a las marcadas modificaciones generadas por el paroxismo volcánico.

Inicialmente la depresión alojó cuerpos de agua someros de considerable extensión areal, formados bajo condiciones climáticas más húmedas que las actuales. Se infiere la existencia de un clima pretérito más húmedo a partir de las observaciones de formas de disolución determinadas en los sedimentos continentales terciarios con abundante contenido de evaporitas y por la gran cantidad de valles desproporcionados en menos.

Posteriormente, con advenimiento de las condiciones climáticas más áridas, se produce un desequilibrio en la economía hídrica de la región de manera tal que el aporte de agua a los lagos y lagunas no compensa las pérdidas producidas por la evaporación y en consecuencia se reducen progresivamente hasta desaparecer, dejando playas extensas cubiertas por precipitados salinos.

Estos precipitados evaporíticos, particularmente los ulexíticos, se disponen en pequeñas subcuencas ovaladas hacia el este, como las que se observan en la localidad de Tres Morros (fuera de la Hoja), van creciendo en importancia volumétrica en el centro de la salina, a partir de la cantera El Capitán, hasta culminar en los depósitos de ulexita emplazados al norte del cerro El Niño Muerto. Los cuerpos evaporíticos son discontinuos y en la relación halita:ulexita predomina la segunda. En general estos cuerpos alcanzan potencias que varían entre 0,80 a 1 m y se asientan sobre un manto arcilloso rojo. Los depósitos tabulares de halita en ciclos de 10 años, en esta comarca alcanzan una potencia de 25 cm (véase foto 12).

El aporte del agua hacia la depresión, en buena parte se insume en los abanicos pedemontanos y aluviales. Este proceso disminuye la velocidad de escurrimiento dando lugar a la formación de pequeños cuerpos de agua en el borde de la salina. La sequedad del ambiente y la alta radiación solar producen una intensa evaporación con la consecuente concentración, saturación y precipitación de las sales disueltas. Fenómeno similar sucede con las aguas procedentes de las capas subterráneas.

De este modo se forma una costra salina agrietada en forma poligonal, a través de las grietas ascienden las soluciones que al evaporarse aportan sales que cristalizan en los bordes con la consecuente disminución de tamaño de las placas poligonales por la presión del crecimiento salino, por este efecto cada placa está confinada por otras similares, lo que genera el levantamiento de los bordes dando origen a una superficie irregular y áspera conocida con el nombre de "costra rugosa poligonal".

Edad: de acuerdo con los datos disponibles, las cuencas centrípetas que evolucionaron a salinas y salares ya estaban definidas en el plioceno inferior. Mantos de tobas e ignimbritas se depositaron cubriendo en parte la depresión de varias salinas y no están disturbados tectónicamente. Las dataciones de estas tobas por el método K/Ar arrojaron un resultado de $4,8 \pm 0,3$ Ma. (Schwab y Lippolt 1974), sobre cuya base se le asigna una edad pliocena-plesitocena.

DEPOSITOS FLUVIALES (16)

Los acarrees o acumulaciones sedimentarias más recientes dentro de la Hoja pueden dividirse en forma general en dos tipos característicos:

Por un lado las depositaciones que tuvieron lugar en la cuenca del río Pastos Chicos, típico valle subsecuente, con avenamiento hacia el norte y conforme a la estructura paleozoica. La acumulación de los sedimentos se debe a la obstrucción provocada por endicamiento de los médanos yacientes en los bajos, próximo al río de Las Burras y por disminución de volumen debido a pérdida por evaporación. Están compuestos por arenas tobáceas gruesas en la base, seguidas por arcillas pardo amarillenta de 1 m de espesor, a la que se le sobrepone un manto de suelo turboso muy rico en componentes orgánicos.

Hacia el nacimiento de la Sierra del Cobre y sobre la depresión de Salinas Grandes, tiene lugar la formación de una gran llanura fluvial, integrada por numerosos cursos temporarios de diseño centrípeto. En general son depósitos poco consolidados a inconsolidados, mal seleccionados y de granulometría muy variable que cubren depresiones formando abanicos fluviales. En la parte norte de la salina predominan las acumulaciones eólicas.

TECTONICA

Introducción

Las estructuras del área de trabajo están caracterizadas por un definido alineamiento meridiano, dentro de los bloques fracturados de la Puna. La orientación estructural de las diferentes sucesiones revelan los efectos diastróficos de varios episodios (Willner y Miller, 1992) que cronológicamente se corresponden con los eones: Precámbrico tardío-Eocámbrico; Ordovícico superior-Silúrico; Cretácico y Neógeno.

Dentro de un contexto estructural general, se debe destacar que en esta comarca la peculiaridad está señalada por la relación dominante del fallamiento en bloque, respecto del plegamiento, cuya singularidad es evidente en el ámbito de la Cordillera Oriental y Sierras Subandinas. Sin embargo, es importante destacar que las diferencias son más importantes desde el punto de vista estratigráfico que el estructural (Donato y Vergani, 1985, 1987, 1988; Marret et al. 1987, 1990, 1994).

Desde el punto de vista de la tectónica regional es importante señalar que cuando se produce el ascenso de la Puna, el bloque plegado de la Cordillera Oriental actuó como un contrafuerte que moviéndose hacia el este plegó los estratos subandinos. Dentro del área cubierta por la Hoja Sierra del Cobre las estructuras ordovícicas (oclólicas) son las mejor definidas.

Estructuras precámbrico- eocámbricas

La fase Tilcárica (Turner y Méndez 1975) es la generadora de la estructura interna compleja que muestra el basamento epimetamórfico. La fase Tilcárica ocurrió durante el Precámbrico tardío-

Eocámbrico y corresponde al acontecimiento deformacional con el que culmina el Ciclo Pampeano (Aceñolaza y Toselli 1976) o Panamericano (Harrington 1975). A la deformación Tílica se relaciona la discordancia de primer orden que separa al Grupo Mesón del basamento leptometamórfico.

El basamento leptometamórfico que ejerció una regulación estructural en toda la comarca, particularmente en la zona este y centro sur de la Sierra del Cobre, constituye un bloque continuo, afectado por fallas inversas de alto ángulo con rumbo norte-sur, muestra un plegamiento intenso, marcado por pliegues apretados, en muchas ocasiones casi isoclinales. Los pliegues se observan con claridad dado que la estratificación generalmente está bien conservada. El rumbo dominante de las superficies axiales de los pliegues es noreste-sudoeste, aunque también se distinguen zonas donde éstas muestran rumbo submeridiano o este-oeste (Omarini 1983, Hongn 1992). Las líneas axiales poseen también buzamientos que varían, predominando las de buzamiento superior a los 45° (Mon y Hongn 1988).

La estructura en general adopta forma alargada en el sentido de los meridianos y traduce los efectos de los diferentes ciclos diastróficos que imprimieron su carácter tectónico, particularmente los de la fase Tílica que dieron origen al conglomerado basal del grupo Mesón.

Las líneas axiales de los ejes anticlinales y sinclinales son discontinuas y de carácter local, rumbo general norte-sur a noreste-sudoeste y noroeste-sudeste entre 15 a 20° aproximadamente. Las fracturas que afectan la estructura, especialmente las que delimitan el bloque oriental de la Sierra del Cobre, de acuerdo con los datos sísmicos permitieron definir el diseño de montaña de bloques ascendidos a lo largo de fallas inversas de alto ángulo y configuración marcadamente vertical (Mon 1991, 1992, 1995, 1996)

Un clivaje de plano axial bien desarrollado se asocia al plegamiento. El clivaje es continuo y fino en las pelitas y espaciado en las samitas. El clivaje se observa generalmente oblicuo a la estratificación y se diferencia con nitidez, excepto donde el plegamiento es isoclinal debido a que la estratificación y el clivaje son subparalelos en los flancos de los pliegues. Algunos bancos de samitas no poseen clivaje a escala de alforamientos o muestras de mano. La posición del clivaje cambia sensiblemente en algunos contactos entre capas samíticas y pelíticas, más parado en estas últimas. El clivaje es de rumbo noreste-sudoeste. Al igual que el plegamiento, muestra variaciones en el rumbo.

Superpuestas a la estructura principal del basamento se observan deformaciones posteriores, representadas por pliegues abiertos cuyas longitudes de onda son de pocos centímetros a centenares de metros y por estructuras mesoscópicas entre las que se destacan "kind bands" y clivajes espaciados, uno disyuntivo y otro de crenulación. Las orientaciones de estas estructuras no son sistemáticas. Hongn (1992) señala que no alcanzan a la cobertura cámbrico-ordovícica en la Sierra del Cobre, por lo que sugiere una edad anterior a la depositación del Grupo Mesón (Monaldi et al., 1993).

Sin embargo, no debe descartarse que éstas se relacionen a deformaciones posteriores, principalmente a la oclóica y que hayan constituido un mecanismo adecuado para acomodar el

acortamiento paleozoico en el basamento de mayor rigidez relativa que los conjuntos clástico-eruptivos ordovícicos deformados por la fase oclóyica. En tal sentido, cabe mencionar que el basamento no se comportó como una unidad mecánica de alta rigidez durante tiempos posteriores a la fase Tilcárica. Las deformaciones posttilcáricas plegaron el basamento, como lo muestran los pliegues de la cobertura cretácico-terciaria que involucran al basamento leptometamórfico al sur de la Sierra del Cobre, en el tramo Potrerillos- Urcuro.

El diastrofismo Tilcárico póstumo generó las variaciones en la orientación de las estructuras menores del basamento. Al parecer estas variaciones típicas de la deformación tilcárica están definiendo el comportamiento del basamento como una faja plegada y corrida en un régimen semidúctil, en la que cabalgan hipotéticas rampas frontales, oblicuas y laterales. En este sentido es probable que los ejes de plegamiento de alto ángulo pudieran ser la resultante de una alta componente de rumbo en la cinemática de la deformación tilcárica.

Estructuras ordovícicas

La deformación así como el cierre de cuenca de la sucesión ordovícica que aflora en la Sierra del Cobre fueron generados por efectos de los movimientos de la fase Oclóyica (Turner y Méndez, 1975) en el Ordovícico superior, por lo que la estructura adopta rumbo norte-sur, con pliegues axiales abiertos y apretados y superficie axial subvertical o inclinadas hacia el este. La deformación Oclóyica dio origen a corrimientos, los que se traducen en la falla que cabalga el basamento de la Sierra del Cobre sobre el Ordovícico (Balhburg 1990, Hongn 1992).

La Hoja Sierra del Cobre cubre la transición entre las estructuras oclóyicas regularmente desarrolladas hacia el oeste y las estructuras oclóyicas de irregular evolución hacia el este, región donde las estructuras se localizan en fajas o están representadas por pliegues y fallas que no pueden diferenciarse nítidamente de las originadas por las deformaciones andinas (neógenas), particularmente en aquellos lugares donde la cobertura mesozoico-cenozoica está ausente, hecho que impide la separación de las estructuras asociadas a cada episodio.

La estructura ordovícica está caracterizada por un intenso plegamiento, de rumbo general nortesur. Los pliegues varían entre abiertos y apretados, con líneas axiales de buzamiento suave. Las superficies axiales son subverticales o inclinadas hacia el este. Dentro del límite de la presente Hoja comprende parte de los afloramientos del Ordovícico donde se manifiesta la transición entre estructuras con marcada vergencia hacia el oeste en sentido meridiano en la Puna austral y las estructuras sin vergencia definida en la Puna Septentrional (Mon y Hongn 1987, Bahlburg 1990, Hongn 1992, 1994).

Asociado al plegamiento se desarrolló un clivaje de plano axial bien definido, continuo finalmente en los niveles de pelitas y espaciado en las samitas. El lineamiento de intersección entre el clivaje y la estratificación es representativa de la posición de los ejes de los pliegues. El clivaje es subvertical o inclinado hacia el oeste. El clivaje del Ordovícico aparece bien definido en las zonas donde la deformación oclóyica fue más intensa (Blasco et al., 1996).

La deformación oclógica generó corrimientos (Hongn 1994). La falla que cabalga el basamento de la Sierra del Cobre sobre el Ordovícico corresponde a un corrimiento oclógico. Los depósitos cámbricos y ordovícicos apoyados sobre el basamento de la Sierra del Cobre muestran un grado de deformación paleozoica sensiblemente menor que el de los depósitos ordovícicos que cabalga este bloque. A este sistema de corrimientos también correspondería la estructura que limita el bloque de basamento de la quebrada Tuzgle, poco más al sur (Hoja Nevado de Acay). La vergencia original de estas fallas fue hacia el oeste. La posición original de los cabalgamiento oclógicos fue fuertemente modificada por las deformaciones posteriores.

Entre los 24° y 25° las estructuras oclógicas muestran cambios en la vergencia (Mon y Hongn 1987). En esta zona también ocurriría una transferencia del frente de deformación oclógica penetrativa -indicada por el clivaje- y de los corrimientos oclógicos hacia el este (Hongn 1994). Es posible que los lineamientos transversales del Toro y de las Salinas Grandes (Salfity et al. 1975, Baldis et al. 1975, Mon 1979) hayan controlado en algún grado las variaciones de las estructuras oclógicas debido a que la región comprendida entre estas estructuras transversales es donde se producen las principales modificaciones (Hongn 1994). El cabalgamiento oclógico que levantó la Sierra del Cobre sobre el Ordovícico desaparece en las inmediaciones de las Salinas Grandes, aparentemente debido a su interacción con la estructura transversal.

La Formación Oire en la Hoja Sierra del Cobre fue afectada por la deformación oclógica. Se distinguen fajas de granitoides foliados y pórfidos dacíticos, ocasionalmente con desarrollo de delgadas bandas miloníticas. Los granitoides deformados a veces algo metamorfizados como en los pórfidos del cerro El Niño Muerto, poseen una foliación definida por las disposición subparalela de las micas y por el cuarzo deformado plásticamente, el que muestra fenómenos de recristalización dinámica. Los feldespatos se comportan de manera frágil, hecho que indica que la deformación que afectó a los granitoides fue de temperatura baja, entre 400 y 500°C. La foliación de los granitoides es de rumbo submeridiano e inclinaciones altas, generalmente subvertical. El cuarzo estirado y agregados de cuarzo y mica definen una lineación de estiramiento en partes subvertical y en otras de bajo buzamiento. Estas zonas de deformación muestran diferentes cinemáticas, algunas son normales, otras inversas y otras con una fuerte componente de rumbo (Hongn 1992). Bahlburg (1990) indica que las fajas miloníticas de los granitoides de la Faja Eruptiva son posteriores a la deformación oclógica y las asocia a una zona de transcurrancia izquierda de edad devónica (Berd 1991).

Por otra parte, Hongn (1994) sugiere que la deformación de los pórfidos dacíticos se debe a la fase oclógica y reconoce componentes de desplazamiento de rumbo en la cinemática de las fajas miloníticas que se distinguen en la Faja Eruptiva. Un modelo de deformación transpresional podría integrar en un único episodio las variaciones cinemáticas indicadas por Bahlburg (1990) y Hongn (1994). Si esta hipótesis fuera viable quizá también puedan integrarse los cambios en las otras estructuras oclógicas que se observan en la región, por ejemplo la transferencia hacia el naciente de los corrimientos.

Estructuras cretácicas

Las estructuras cretácicas están asociadas a la tectónica distensiva que origina la cuenca del Grupo Salta (Salfity y Marquillas 1994). En el marco de la Hoja Sierra del Cobre estas estructuras no se preservaron debido a que generalmente fueron invertidas durante las fases compresionales neógenas. Sin embargo es posible sugerir las áreas donde las fallas normales fueron más importantes a partir del registro de los depósitos sinrift del Subgrupo Pirgua. Las facies sinrift del Subgrupo Pirgua que afloran entre el cerro Peña Colorada y el cerro Matancillas (Hoja Sierra del Cobre), indicarían áreas donde se habrían localizado las estructuras extensionales cretácicas. Estos afloramientos están siempre relacionados a fallas inversas, las cuales pueden corresponder a estructuras directas cretácicas invertidas durante el Neógeno.

Los afloramientos de los Subgrupos Pirgua y Balbuena ubicados entre los cerros Peña Colorada y Matancillas están próximos a los corrimientos oclóyicos. Hongn (1995) indica que estas zonas de corrimientos oclóyicos habrían controlado la ubicación de estructuras extensionales cretácicas, las que posteriormente fueron invertidas durante el Neógeno. Esta tectónica recurrente produjo zonas de debilidad cortical que controlaron el magmatismo miocénico.

Estructuras neógenas

La compresión cenozoica originó sistemas de fajas falladas y plegadas de tipo piel gruesa, cuya descripción se ve parcialmente dificultada porque los despegues basales se resuelven en el basamento de las secuencias mesozoicas y cenozoicas. La heterogeneidad mecánica del basamento (Donato y Vergani 1988) y la falta de información del subsuelo impiden determinar con precisión la evolución de estos sistemas en profundidad. Asimismo, la inversión de estructuras previas, paleozoicas y cretácicas agrega mayor grado de incertidumbre para la descripción precisa de las estructuras cenozoicas.

Hacia el norte, se distingue una faja corrida con vergencia occidental, con un corrimiento principal que eleva el basamento de la Sierra del Cobre. En este corrimiento principal, la lámina de corrimiento se resuelve en la cobertura mesozoico-cenozoica (Donato y Vergani 1988; Davidson 1995). Hacia el sur del lineamiento, continúa el frente del Crestón de la Aguada que se prolonga en la margen oriental del valle Cachaquí; en esta parte, la faja corrida hacia el oeste tiene escaso desarrollo porque está truncado por las estructuras del borde occidental del valle. Dentro del valle se distinguen corrimientos menores que también levantan el basamento, como ocurre con el anticlinal con núcleo de la Formación Puncoviscana que aflora en las inmediaciones de Palermo Oeste.

Las estructuras vergentes hacia el oeste constituyen un rasgo estructural bien definido inmediatamente hacia el norte de la Hoja Sierra del Cobre (Monaldi et al. 1993), entre las Hojas Sierra del Cobre y Nevado de Acay (Donato y Vergani 1988) y hacia el sur-sudoeste de la Hoja La Poma (Vergani y Starck 1989). Estas zonas corridas hacia el oeste son opuestas a la vergencia regional por lo que se interpretan como asociadas a zonas de retrocorrimientos que se originaron a partir de los despegues principales con transporte tectónico hacia el naciente.

Las fases de deformación que construyeron la cadena andina han sido claramente distinguidas en el noroeste argentino (entre otros, Salfity et al. 1984, Jordan y Alonso 1987, Marrett et al. 1994, Mon y Salfity 1995). La constitución estratigráfica de las Hojas Sierra del Cobre, Nevado de Acay y La Poma permite detectar claramente la acción de algunas de ellas.

Con la fase Incaica eocena comienza la compresión andina. Este episodio invirtió la cuenca del Grupo Salta, generándose el relieve estructural con el que se inicia el depósito de la Formación Luracatao y del Grupo Payogastilla. Los depósitos sinorogénicos están relacionados con los frentes de corrimientos. La discordancia que separa al Grupo Payogastilla del Grupo Salta hacia el norte de El Saladillo y en las inmediaciones de El Rodeo se vincula a la deformación Incaica. Quizá a este episodio también se relaciona el magmatismo del cerro Acay.

Las estructuras cenozoicas más notables están relacionadas a la fase Quechua principal (aproximadamente 10 Ma). A esta deformación se asigna el engrosamiento cortical de la Puna y el levantamiento de la Cordillera Oriental (Jordan y Alonso 1987), por lo que se atribuyen esta edad a las principales estructuras cenozoicas que afloran en el ámbito de la Hoja Sierra del Cobre. Durante esta fase se habrían desarrollado la faja plegada y corrida que ocupa la depresión del río San Antonio, entre el Crestón de la Aguada y la Sierra del Cobre, sistema al que corresponden los pliegues con núcleo de basamento y cobertura paleozoica inferior que afloran en el borde oriental de la Hoja Sierra del Cobre.

Asimismo a este tiempo correspondería el desarrollo de las estructuras que definen los valles Calchaquíes y el valle de Luracatao. La edad preplioceno-pleistocena de estas estructuras está documentada por los depósitos volcánicos plio-pleistocenos que sellan la mayor parte de ellas. Marrett y Allmendinger (1987) determinan que el fallamiento y plegamiento principal del extremo norte del valle Calchaquí responde a una cinemática con acortamiento noroeste-sudeste y extensión subvertical.

Es importante destacar que durante esta deformación el basamento leptometamórfico se plegó, es decir que no constituyó una unidad rígida desde el punto de vista mecánico. Los ejemplos más claros se encuentran en la parte oriental de la Hoja Sierra del Cobre y en el valle Calchaquí; allí la discordancia entre la cobertura mesozoica y el basamento se encuentra en parte invertida (Marrett y Allmendinger 1987, Donato y Vergani 1988), rasgo que permitió a Donato y Vergani (1988) proponer mecanismos de plegamiento de flujo, además de los pliegues originados por flexión y propagación de fallas.

Durante la fase Diaguita (Plioceno-Pleistoceno) se reactivan algunas de las estructuras originadas durante la fase Quechua y se originan otras nuevas, por ejemplo las que afectan a la cubierta volcánica. A la fase Diaguita quizá correspondan los pliegues de rumbo noroeste que responden a una cinemática con dirección de acortamiento noreste-sudoeste y extensión subvertical. Esta deformación afectó a los pliegues neógenos de rumbo noreste atribuidos a la fase Quechua (Marrett y Allmendinger 1987)

La cinemática de la deformación muestra un cambio notable en el Cuaternario. En las inmediaciones del volcán Chipas (ladera occidental), Marrett y Allmendinger (1987) indican una

compresión de dirección noreste-sudoeste y una extensión subhorizontal de dirección noroeste-sudeste. Esta cinemática se traduce en una fuerte componente de rumbo en la estructuras. Marrett y Allmendinger (1987) determinan que situaciones transtensivas originadas por la combinación de movimientos dextrales y tramos de fallas con orientación noreste-sudoeste habrían ejercido controles sobre las efusiones cuaternarias de los volcanes Chipas y Tuzgle.

Estructuras transversales

Las Hojas Sierra del Cobre y Nevado de Acay toman parte de dos estructuras transversales, las denominadas Lineamiento de Salinas Grandes (Mon 1979) y Lineamiento de Calama-Olacapato-Toro o del Toro (Baldis et al. 1975, Salfity et al. 1975).

La estructura de Salinas Grandes es de rumbo noreste y se le atribuye movimiento dextral. Como se mencionó anteriormente, ella es la que reguló la distribución y algunas características de las estructuras oclóyicas.

El significado del lineamiento del Toro en la geología del noroeste argentino fue ampliamente tratado en la literatura (Salfity et al. 1975, Mon 1979, Salfity 1985, Viramonte y Petrinovic 1990, Marrett et al. 1994, entre otros). A esta estructura se atribuyen controles sobre las cuencas cámbrica, ordovícica y cretácica (Salfity 1985). El lineamiento del Toro tiene rumbo noroeste y movimiento dextral. izquierdo. Parte de su traza corre por la zona norte de la Hoja Nevado de Acay.

GEOMORFOLOGIA

La región que abarca la Hoja 2366-33, está situada en la parte central de la Puna Oriental. De acuerdo con el concepto morfoestructural, los criterios para diferenciar los distintos paisajes están sustentados exclusivamente en patrones fisiográficos y estructurales, tales como relieve, clima, avenamiento o “drenaje” y estilo tectónico predominante.

Puna: Considerando que el área de trabajo está enclavada en una región peculiar del noroeste argentino, previamente se definirán sus características a los efectos de clarificar conceptos que muchas veces suelen llevar a confusión. La Puna es un ámbito que forma parte de la gran **altiplanicie en altura**, desarrollada en Argentina, Bolivia, Chile y Perú, caracterizada en esta latitud por la formación de grandes depresiones longitudinales en sentido meridiano, por lo general centrípetas, marginadas por fajas positivas o “altos” de rumbo meridional, como resultado de la morfología del basamento más antiguo.

El término “**Puna**”, proviene de la lengua quichua y significa “región elevada”, palabra utilizada por primera vez por Brackebusch (1833) en sentido geográfico y geológico cuando a ella se refiriera como “**Puna de Atacama**”. Más tarde Keidel (1927, 1937), propone “**Puna**”, como acepción más correcta para diferenciarla de la “**Puna de Atacama**”, comarca de similares características, pero situada en territorio chileno.

Relieve

Desde el punto de vista del relieve la Hoja se divide en tres fajas de rumbo meridiano : una occidental caracterizada predominantemente por las formas del paisaje fluvial del río Pastos Chicos en cuyo extremo austral se desarrolla un sistema peculiar de geoformas de efusiones lávicas provenientes del volcán Tuzgle; la faja central, integra un “alto” que corresponde al bloque Precámbrico-Paleozoico de la Sierra del Cobre, caracterizado por estructuras traccionales del borde del rift Cretácico, foliación vertical y zonas intensamente milonitizadas; y la faja oriental que forma la parte austral de la depresión **Abra Pampa-Salinas Grandes**, en cuya porción sudeste se emplaza el campo lávico y piroclástico del volcán Chipas y el basamento paleozoico del Abra de Quesería. Dentro de esta última faja, Salinas Grandes es una importante cuenca endorreica con acumulación de depósitos evaporíticos de importancia económica.

La altitud media del paisaje pedemontado distal es de 3.200 metros, en tanto que la línea de altas cumbres, coincidente con el Alto de la Sierra del Cobre promedia una altura de 4.000 metros, región en la que se desarrollan valles laterales incipientes y escasos valles de rumbo meridional.

Clima

La comarca está comprendida dentro de la región **Continental**, y corresponde a la **región Andina**. El clima es desértico a semidesértico, aunque se debe destacar que en las dos últimas décadas la abundante precipitación pluvial está generando microclimas muy benignos, particularmente en los valles, donde actualmente se cultivan hortalizas y maíz.

La temperatura mínima en invierno es de -20° C y la media 5° C. En verano la temperatura máxima es de 30° y las medias varían entre 15° y 20° C. Las precipitaciones comienzan en Diciembre y terminan a fines de marzo. Las condiciones climáticas son rigurosas, con variaciones térmicas de 36° C. Los vientos predominantes tienen dirección oeste a este y son más rigurosos durante el lapso agosto-septiembre.

La Puna en esta parte de la comarca se caracteriza por un clima frío y seco, sin neblinas y ambiente diáfano, el aire es fresco y las precipitaciones se mantienen por debajo de los 150 mm anuales de acuerdo con los datos pluviométricos brindados por la agencia de extensión del INTA (Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria de Abra Pampa). La intensidad de la radiación solar es grande debido principalmente a la escasa humedad y al enrarecimiento atmosférico.

La precipitación nival se produce durante todo el año, pero con mayor frecuencia entre los meses de mayo a septiembre aunque es poco intensa y de rápida dispersión. Las granizadas y las tormentas eléctricas son frecuentes y peligrosas porque provocan la muerte de personas y animales domésticos, provocando graves daños en la economía de la comarca. Estos meteoros predominan durante el verano, comienzan en octubre y se prolongan hasta marzo.



Sistema de avenamiento

Si bien es cierto el sistema de avenamiento es centrípeto, hay un conjunto de diseños entre los que se destacan particularmente el **dendrítico**, en las zonas de bajada, con suelos conglomerádicos e intercalaciones arcillosas, con ramificaciones irregulares y direcciones heterogéneas, aunque siguiendo las líneas de pendiente, particularmente en la margen izquierda del río Pastos Chicos; dentro del ámbito de la Sierra del Cobre se destacan los diseños en **enrejado y paralelo**, por efectos del intenso fallamiento y control estructural. Dentro del paisaje pedemontano proximal y distal de la depresión de Salinas Grandes los diseños característicos en la zona intermedia entre la bajada y la máxima depresión son: **anárquicos, anastomosados y distributarios**.

Estilo Tectónico

De acuerdo con las últimas investigaciones, las estructuras paleozoicas, por efecto de la tectónica Oclóyica ha permitido una clara definición estructural y estratigráfica respecto de la Cordillera Oriental y Sierras Subandinas, pese la intensa reactivación de estructuras provocadas por deformaciones más modernas. Dentro de este marco se observa un predominio del fallamiento sobre el plegamiento. Las fallas por lo general son inversas de alto ángulo y delimitan montañas de bloque y fajas deprimidas, con movimientos esencialmente verticales.

Rasgos geomorfológicos de las unidades

El conjunto de procesos, tales como la degradación, meteorización química, meteorización física, erosión y agradación actuaron diferencialmente en el área de trabajo, generando distintos tipos de geoformas.

Geoformas volcánicas

Los procesos endógenos materializaron geoformas volcánicas resultantes de la evolución dinámica de las rocas en estado magmático sobre la superficie terrestre a través de conductos y fisuras que en el área de trabajo son esencialmente centralizados, dando lugar a la formación de un paisaje de domos (volcán Chipas) y calderas (Trancas).

Cráter volcán Chipas : Es un núcleo compuesto, integrado por varios conductos de distinto diámetro, a través de los cuales ascendieron sendos flujos lávicos y piroclásticos. Estas lavas se presentan muy meteorizadas y erosionadas, señalan además una intensa y extensa actividad explosiva, que dió lugar a la expulsión de “bombas”, nubes ardientes generadoras de mantos ignimbríticos tabulares, ceniza volcánica, y lapilli entre otros materiales. Las efusiones esencialmente de composición andesítica muestran una secuencia cronológica continua en relación con la actividad piroclástica.

Las coladas expulsadas a través de los conductos y fisuras laterales se desplazaron sobre un paisaje levemente ondulado, con pendiente general de 30 a 35°. Los derrames andesíticos con hábitos de fluidalidad reniforme y globular fluyen hacia las pendientes occidental y septentrional

del volcán. En el tramo medio de la aureola de derrame lávico irrumpe abruptamente una geoforma tabular correspondiente al manto ignimbrítico el que fue disectado radialmente por un diseño de avenamiento esencialmente rectangular.

Caldera Trancas

El término de “caldera” aplicado en el presente trabajo alude a una forma deprimida generada por explosión volcánica y desplome, sobre un relieve montañoso suavemente ondulado de un basamento paleozoico, constituido por una alternancia de sedimentos cuarcíticos y pelíticos. El sistema de avenamiento es radial y está subordinado a un curso principal que forma parte de los numerosos afluentes que alimentan a la quebrada Tuzgle en sus nacientes.

La caldera constituye una típica geoforma circular (“circular features”), que alcanza un diámetro de 1.500 metros. Las paredes adoptan una posición vertical y responden a un patrón de fracturamiento concéntrico. La depresión anular está marginada externamente por un volumen de material piroclástico por cuya superficie y espesor se infiere aproximadamente equivalente al faltante en la cuenca de explosión.

Se observa un pulso magmático principal generador del pórfido dacítico, proceso que es seguido por un segundo pulso suave que dió lugar al emplazamiento de brechas silíceas, casi simultáneamente adviene un flujo de tobas andesíticas por efecto de un colapso vertical el que se deposita sobre un paleorelieve suavemente ondulado. La fase de colapso del edificio volcánico compuesto por las piroclastitas se manifiesta a través de la formación de un anfiteatro interno de la caldera, cuyas fallas anulares rigen el avenamiento secundario.

La brecha silícea mencionada precedentemente, contiene fenoclastos de dacita y fragmentos de pelitas ordovícicas, las que se orientan según la estructura de la pasta fluidal hialina de coloración gris verdosa, con pátinas de manganeso supergénico.

Geoformas de ambientes piroclásticos

Los flujos ignimbríticos cubrieron un relieve de suave pendiente y conformaron un paisaje de mesetas tabulares, disectadas verticalmente por un profuso sistema de disyunción columnar a lo largo de cuya superficie se producen deslizamientos diferenciales de bloques de 20 a 30 m de espesor.

Geoformas de coladas volcánicas

En el vértice sudoeste de la Hoja se emplaza un conjunto de coladas andesíticas generadas por la efusión póstuma del volcán Tuzgle, las que se derramaron sobre el piso suavemente ondulado del basamento paleozoico. Estas coladas de gran fluidalidad cubrieron los valles estrechos de los tributarios sudoccidentales de la cuenca del río Pastos Chicos.

Paisaje fluvial del río Pastos Chicos

El río Pastos Chicos fluye en dirección meridional a lo largo de un valle controlado estructuralmente por la Sierra del Cobre a través de sus geoformas paleozicas. En las latitudes de las comarcas de Esquina Chica y Pastos Chicos el valle ha desarrollado un perfil transversal mayor por efecto de la acción de tributarios de margen izquierda tales como las quebradas Taraste, El Cacao, Lare, Foco y el río Taique que contribuyeron con la remoción del material de la base lateral del valle por acción hidráulica que favoreció el desmoronamiento.

El flujo de las aguas del río Pastos Chicos es de sur a norte a la largo de una pendiente muy suave, factor que le confiere características de un río maduro. El valle del río se desarrolla sobre la superficie de un terreno moderno y ajustado a la pendiente inicial por lo que se lo clasifica como *valle consecuyente*.

Geoformas de playas salinas

La playa salina ocupa más del 10% de la superficie de la presente Hoja y constituye una típica cuenca endorreica controlada estructuralmente por el basamento paleozoico y la tectónica del rifting mesozoico.

Las geoformas clásticas fluviales de mayor envergadura son aportadas por dos grandes abanicos con diseños anastomosados, desde el norte el del río de las Burras y desde el sur el sistema Urcuro-Chipas, portadores de elementos limosos y arcillosos que coalescen con un intenso y permanente aporte de material eólico transportado por los vientos predominantes del oeste.

La intensa radiación solar y la escasa precipitación pluvial, produjo la concentración de sales aportadas por el sistema de avenamiento en la cuenca endorreica de Salinas Grandes de característica posición horizontal. Este paisaje dominante generó las condiciones adecuadas para las acumulaciones evaporíticas, destacándose la formación de halita y boratos (Ulexita), los que son objeto de explotación.

Se pudo establecer la existencia de ciclos de intensa a escasa precipitación. Este fenómeno de agradación se verifica en ciclos de 10 años y pudo ser comprobado por los autores a través de estudios secuenciales sobre fotogramas aéreos o con mayor precisión sobre las imágenes satelitarias que permiten una correlación más continua y particularmente más económica.

Paisaje pedemontano proximal

Estas geoformas se observan en el borde oriental de la Sierra del Cobre, al norte del volcán Chipas y al oeste del río Pastos Chicos. Conforman típicas bajadas integradas por numerosos conos aluviales coalescentes generados por quebradas y ríos y esparcidas radialmente fuera de los valles. Están compuestos por gravas y arenas gruesas de pobre selección. Los abanicos o conos aluviales se caracterizan por presentar un marcado desplazamiento de los cauces de los ríos que pueden ser observados claramente a través de un sistema distributivo de cauces secos.

Las líneas de descarga del sistema fluvial ha provocado la formación de característicos *uadis* en la zona apical de los abanicos, particularmente numerosos al pie del volcán Chipas.

Paisaje pedemontado distal

El paisaje pedemontano distal ocupa una posición intermedia a modo de resalto de la bajada entre las *geoformas salinas* y el paisaje pedemontano proximal del que constituye la culminación. Este paisaje se desarrolla en un frente donde la pendiente ha disminuido marcadamente y en la que se observa una tendencia a la concavidad, así como la marcada disminución del tamaño de los materiales desprendidos aguas arriba desde el pedemonte proximal. En este tramo distal los materiales alcanzaron un estado próximo al grado de reposo y están integrados por componentes finos, arcillas, cenizas volcánicas y elementos eólicos que a veces generan barjanas y médanos activos. Otra característica singular de esta geoforma es la notoria falta de humedad superficial hecho que se traduce en la escasa cubierta arbustiva con relación al ambiente de pedemonte proximal, fenómeno que se traduce en un bandeamiento cromático amarillo verdoso a gris blanquecino que alcanza su mayor desarrollo en el cono del sistema del río de las Burras (franja de 10 km de ancho) y Urcuro Chipas (franja de 4 km de ancho).

Depresión Abra Pampa-Salinas Grandes : esta gran depresión o comarca negativa tiene un desarrollo de 250 kilómetros en sentido meridional, aproximadamente, de los que sólo 50 km penetran en la región de trabajo y son los que corresponden a la Depresión de Salinas Grandes. Es decir que en la Hoja Sierra del Cobre constituyen la culminación austral. En general estos accidentes se corresponden con la tectónica profunda de montañas de bloque y en algunos casos, específicamente con estructuras del borde del Rift Cretácico.

Comarcas Positivas

Alto de la Sierra del Cobre: este bloque, importante desde el punto de vista tectónico, estratigráfico y estructural por sus connotaciones metalogenéticas, es una faja sometida a un intenso proceso de degradación, facilitada a través del tiempo por los efectos del diastrofismo Tilocárico, Oclóyico y la reactivación Andina. Esta geoforma estructural positiva presenta un relieve abrupto debido a los efectos tectónicos y a la acción de los agentes físicos externos generaron valles angostos y profundos, con interfluvios ásperos. El diseño de avenamiento general es rectangular a dendrítico. De acuerdo con el comportamiento climático de los últimos 20 años, las variaciones morfodinámicas actuales dejan traducir la conveniencia de mantener actualizado un estudio secuencial sobre la base de imágenes satelitarias que satisfaga las necesidades mínimas de un estudio de línea de base ambiental a los efectos de prevenir los riesgos geológicos derivados de las precipitaciones fluviales y el estudio de las relaciones agua dulce-agua salada de las capas subterráneas por su importancia en la actividad económica actual y futura de la comarca.

Alto de Chipas: esta geoforma configura el bloque que por la región sudeste cierra la depresión de Salinas Grandes-Abra Pampa por efectos de un fallamiento regional, para conformar un típico alto de carácter resecaente. El relieve en general es abrupto y está surcado por valles angostos y profundos.

El diseño de avenamiento principal es rectangular y subordinado un sistema dendrítico de segundo orden con ríos y quebradas cortos, de flujos intermitentes y discontinuos. Aunque los cauces de las corrientes fluviales permanecen gran parte del año secos, hay un movimiento de aguas mínimo de carácter subterráneo en temporada de estío.

HISTORIA GEOLOGICA

Los acontecimientos transcurridos y registrados partir del Proterozoico superior reflejan la historia geológica de una extensa región, cuyos procesos quedaron plasmados con la depositación de arcillas, limos y arenas en una cuenca elongada en el sentido de los meridianos, cuyo desarrollo abarcó territorios hoy pertenecientes a Bolivia, Chile y Perú y que en el noroeste argentino están representados por la Formación Puncoviscana. Las espesas sucesiones precámbricas fueron plegadas y fracturadas. El basamento consolidado fue posteriormente intruido por magmas graníticos que generaron los grandes macizos orientales de la Puna, representados por la Formación Quesera.

Transcurridos los movimientos que produjeron el levantamiento de la región, sobrevino un período de activa acción de los procesos geomórficos, particularmente erosivos que labraron una extensa superficie de denudación a expensas de las sedimentitas y las rocas graníticas preexistentes. El mar cámbrico de aguas someras, costanero, avanzó con dirección nordeste-sudoeste, en su ámbito se depositaron las arenas y arcillas que luego fueran a constituir las areniscas silicificadas del Grupo Mesón en el borde oriental de la Puna. Estos sedimentos fueron plegados y ascendidos por efectos de los movimientos de la fase Irúyica. Actuaron durante un largo lapso los procesos erosivos que esculpieron una superficie de discordancia. La región fue sumergida permitiendo el avance del mar ordovícico en el que se depositaron limos, arcillas y arenas correspondientes a la Formación Acoite, con desarrollo areal superior a la sedimentación cámbrica.

De acuerdo con las evidencias observadas al sur de Cobres, el mar tremadociano no invadió esta comarca, dado que la Puna durante el Tremadociano fue un área positiva. Por esta razón el Ordovícico está representado casi exclusivamente por sedimentos pertenecientes a la Formación Acoite de edad arenigiana-llanvirniana, los que representan el climax de la transgresión ordovícica, que avanzó mucho más al poniente que la sucesión cámbrica. Las arenas de la Formación Acoite se depositaron en un mar costanero, poco profundo que alternaba con ambientes de mayor profundidad de acuerdo con la fauna de graptolitos yacientes en la lutitas.

La cuenca ordovícica fue ascendida mediante los efectos de los movimientos de la fase Oclóyica y pasó a ser un área positiva durante un lapso que abarcó desde el ordovícico superior hasta el silúrico. En dicho lapso ascendieron los magmas que generaron las rocas subvolcánicas y plutónicas, esencialmente graníticas, al mismo tiempo que transcurre el plegamiento de los sedimentos en comarcas más orientales. No hay evidencias de sumergencia durante el silúrico en la Puna. Es a partir del Devónico inferior cuando se observa un hundimiento, debido a que la Puna Occidental fue invadida por la suave transgresión de dicho mar.

De lo precedente se traduce que durante el Paleozoico inferior, la Puna estuvo sometida a varias oscilaciones. Los terrenos presilúricos estaban plegados intensamente, en tanto que la cobertura sedimentaria sólo fue plegada moderadamente.

En la Puna Occidental las sucesiones devónicas fueron plegadas, ascendidas y erosionadas, generando la discordancia sobre la cual se asientan los depósitos carbónicos. La discordancia basal del Grupo Salta no se puede atribuir a una única fase diastrófica, pues se infiere que la misma se labró a partir de la fase Catanlílica, sin descartar el diastrofismo araucánico en el cretácico inferior, sincrónico con el magmatismo granítico de Aguilar, Tusaquillas y Rangel entre otros, distantes pocos kilómetros al norte de la Hoja. El Cretácico superior se caracteriza por representar un período de gran acumulación continental (Subgrupo Pirgua), con una ingresión marina menor. Se formaron cuencas que en un momento dado se sumergieron para dar lugar a la invasión de un mar poco profundo, de clima y fauna tropical (calizas y estromatolitos de la Formación Yacoraite). El mar cretácico provino del norte, bordeando una gran dorsal occidental. Cuando finaliza la depositación del Grupo Salta y por efectos de la orogenia Andica, la región permanece en un ambiente exclusivamente continental.

El diastrofismo Andico fue el más relevante de la región en virtud de ello enmascara una diversidad de peculiaridades previas y finaliza con el ascenso de la cordillera andina en el plio-pleistoceno. Se infiere el predominio de un prolongado período de erosión que afectó las unidades más antiguas que el plioceno, hecho que condujo a la formación de una topografía amplia, de relieve suave, luego adviene el “rifting” distensivo que generó el fallamiento en bloque en el Mioceno medio (tercera fase del segundo movimiento) que dio origen a un conjunto de cuencas intermontanas. Durante el Mioceno más alto y Plioceno se acumularon los sedimentos del Grupo Pastos Grandes y simultáneamente comenzó un período efusivo de grandes volúmenes de volcanitas (a partir del mioceno superior) ácidas al comienzo (dacitas y pórfidos dacíticos) y luego mesosilícicas (andesitas), que derivan de la fusión parcial de la corteza inferior, en tanto que las rocas con afinidades alcalinas, shoshonitas y laciandesitas podrían ser derivados del manto superior. El volcanismo dominante, esencialmente andesítico condujo a la formación de estrato volcanes, alineados según un rumbo meridiano, (los cerros Chipas y Tuzgle, constituyen las manifestaciones más septentrionales del volcanismo Cenozoico de la Puna Oriental), particularmente los emplazados en la Puna Occidental. Luego de la erupción de las andesitas francamente pleistocenas, advino la efusión de ignimbritas de gran extensión regional. A partir de este momento, pocos son los cambios experimentados, salvo los morfodinámicos que tienen una suave ingerencia en la topografía. Finalmente se debe destacar que la Puna como unidad geomorfológica surge como tal por efectos de los movimientos de la fase Oclóyica, pero su estructura actual se debe al diastrofismo Andico.

GEOLOGIA ECONOMICA

Vicente Méndez y Norma Pezzutti

Introducción

La actividad minera precolombina fue intensa y de ella aún quedan evidencias en numerosas comarcas. El objetivo central estuvo dirigido a la explotación de oro y plata, metales de canje y

esencialmente tributo durante el incanato. Con el advenimiento del dominio español a América del Sur la actividad se intensificó puntualmente en aquellos lugares de fácil conocimiento y acceso. Con los movimientos revolucionarios que condujeron a la independencia y las luchas internas entre las provincias y el poder central, a fines del siglo XVIII y gran parte del siglo XIX se registra un ciclo de gran depresión del desarrollo minero. Recién a comienzos del presente siglo se inicia la explotación de numerosas minas vetiformes de cobre, plomo, zinc, plata y oro emplazadas en lutitas y areniscas precámbricas, calizas y “skarns” cretácicos, areniscas y conglomerados terciarios y porfiritas andesíticas y dacíticas pliopleistocenas. La magnitud de estos trabajos nunca alcanzó un nivel de adecuada significación.

En la década del ‘70 se introduce por primera vez en la región del noroeste argentino el concepto de prospección y exploración sistemática regional, a través de un acuerdo de cooperación técnica entre la Dirección General de Fabricaciones Militares, la Secretaría de Minería de la Nación y el Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo. Esta iniciativa generó una intensa actividad geológico-minera en la región, enfocando principalmente la exploración de depósitos de gran escala: los “porphyry copper” o depósitos de “cobre diseminado y molibdeno”, junto a los que se analizaron específicamente otros elementos tales como: plomo, plata, cinc.

La actividad minera más conocida y desarrollada de la región es la explotación de depósitos evaporíticos. No existen depósitos metalíferos conocidos en el pasado; sin embargo, actualmente, hay compañías que están llevando a cabo programas de exploración por estos recursos, basados en el valor potencial del metalotecto. Confluyen en estas consideraciones la continuidad en la Sierra del Cobre del área favorable Diablillos-Organullo y la presencia poco al norte de dominios o fajas con depósitos de sulfuros exhalativos, epitermales, carbonatíticos con tierras raras y pegmatíticos.

En el ámbito específico de la Hoja, la caldera Trancas constituye un exponente epitermal de potencial interés para la exploración de depósitos tanto diseminados como vetiformes. Por ello es importante, aunque la tarea difícil, definir todos los parámetros independientes, susceptible de interpretar y generar nuevas ideas. Para tal fin deberá entenderse que en el presente trabajo el concepto del término **metalotecto** (Laffite, 1965), es abarcativo de todo parámetro geológico que, a través de procesos tectónicos, litológicos, paleontológicos, estructurales o geoquímicos, pueda generar las condiciones para la formación de una determinada concentración mineral, sin que ello implique un valor económico.

La noción de metalotecto abarca el concepto de “control” de los geólogos de la Escuela Americana e involucra todo objeto geológico relacionado con la litología, la paleontología, la estructura y la geoquímica, como parámetros que contribuyeron a la generación de una concentración mineral. Los metalotectos comprenden el depósito, el transporte o la proveniencia (fuente) de los elementos constitutivos de los yacimientos.

Las concentraciones de un mineral tienen lugar en la intersección de un dominio metálico portador de un metal potencial (metalotecto primordial) durante un determinado ciclo geológico y de otros metalotectos que juegan como reveladores de este metal potencial.

Estos metalotectos reveladores pueden ser estructuras diastróficas (fallas regionales o lineamientos) o dominios de alteración continental, tales como zonas paleogeográficas con “facies reveladoras” y manifestaciones magmáticas (efusivas o intrusivas), ambas condicionadas por rasgos estructurales preexistentes.

Frecuentemente los metalotectos tienen vigencia durante una determinada época en la cual se forman los dominios más importantes, los que pueden estar cruzados y superpuestos por estructuras mayores, como es el caso de “La Colorada” (depósito de sulfuros exhalativos de Fe, S y metales base paleozoicos) y la metalización epitermal (con mineralización de Cu y Au miocena).

El concepto de **dominio** utilizado en el presente trabajo es de carácter metalogenético y reemplaza al término **distrito**, que tiene directa implicancia geográfica. Esta consideración tiene por finalidad evitar la ambigüedad en el uso de la terminología, particularmente la minera cuando se tratan los fundamentos de la metalogenia y sus conceptos básicos.

YACIMIENTOS METALIFEROS

COBRE

DOMINIO SIERRA DEL COBRE (Cu, Au, Pb, Zn , Mn)

Ubicación y acceso

La zona de interés, denominada también Sureña II, está situada a 3.000 m de altura sobre el nivel del mar, a 180 km al oeste de la ciudad de Jujuy, en el departamento Susques, provincia de Jujuy. Se accede por el camino que une Argentina con Chile por el paso de Jama. El sector dista 8 km de Cobres, localidad que se sitúa a 28 km del cruce con la ruta internacional que conduce a Chile a través del mencionado paso. Está definida por las coordenadas geográficas de 66°20'10" longitud oeste y 23°42'48" latitud sur. Hacia el sur se emplazan dos pequeñas manifestaciones: Sureña III (66°20'30" O-23°44'56" S) y Sureña IV (66°20'50" O- 23°46'40" S), que a diferencia de Sureña II constituyen estructuras filonianas con mineralización de oro y cobre de baja ley.

Antecedentes mineros

La Dirección General de Fabricaciones Militares (1970) llevó a cabo trabajos de prospección geológica y geoquímica sistemática a escala 1:50.000, cumpliendo con un objetivo puntual: **la exploración de pórfidos de cobre**. En este sentido, luego de los trabajos realizados se demostró que el ambiente geológico no era el adecuado para el emplazamiento de este tipo de depósitos; sin embargo a la región se le asignó una relevancia prioritaria por su potencial en metales de base.

Geología Local

La zona de interés prioritario está situada en la parte central de la Sierra del Cobre a unos 8 km en línea recta desde la localidad de Cobres. En la mencionada localidad, en la década del '40 se llevó a cabo la explotación de ocre hematítico y limonítico.

De acuerdo con los relevamientos geológicos realizados en el sector (Méndez, 1996), las rocas más antiguas de la región corresponden al basamento precámbrico que aflora al este de la Sierra del Cobre; está compuesto por esquistos verdes, areniscas, limolitas, pizarras y lutitas. Sigue en la secuencia un conjunto de areniscas silicificadas cámbricas que se asientan en discordancia sobre la unidad anterior.

En discordancia sobre las sedimentitas cámbricas se depositan rocas ordovícicas intensamente plegadas compuestas por gneises, cuarcitas, limolitas y lutitas. Este conjunto fue intruido por los granitoides y pórfidos dacíticos de la Formación Oire (Faja Eruptiva de la Puna Oriental).

Luego de un prolongado lapso, en el núcleo de la caldera Trancas tiene lugar la depositación de sedimentitas continentales de la Formación Sijes, las que litológicamente están integradas por areniscas gris rosadas claras de grano fino y limolitas gris blanquecinas en bancos de 2 m con estratificación entrecruzada y fractura concoidea. Localmente la sucesión culmina con sedimentos arcillosos grises oscuros finamente estratificados. Espesor: de acuerdo con las particularidades litológicas de esta porción extrema superior de la Formación Sijes, localmente alcanza un espesor de 40 metros.

Posteriormente tiene lugar el emplazamiento de la Formación Trancas con su clan de rocas volcánicas compuestas por pórfidos dacíticos y diques de igual composición. En un lapso casi simultáneo tiene lugar la intrusión de tubos de brechas hidrotermales integradas por jaspes, filones de cuarzo y diques dacíticos. Este ciclo culmina con la depositación de tobas andesíticas que marginan las fracturas anulares de la caldera Trancas.

El prospecto Trancas se localiza en el interior de una morfología circular generada por fracturas anulares, en la que se observan por lo menos dos pulsos magmáticos miocenos: uno principal constituido por un pórfido dacítico y el segundo secundario generador de brechas hidrotermales, proceso que luego es cerrado con el advenimiento de un acontecimiento piroclástico, la depositación de tobas andesíticas.

Mineralización

Según los autores, tanto en los cuerpos de brecha como en los pórfiros dacíticos no hay mineralización a la vista. Al microscopio se determinan escasas partículas de pirita (5 a 10 micrones) y partículas de oro de 10 micrones, asociadas a las limonitas.

Sobre la base del análisis de un corte delgado se observaron las siguientes alteraciones: sericitica; arcillosa avanzada; propilitica; intensa silicificación; limonitización jarosítica predominante y goethítica secundaria, generando jaspes silíceo-limoníticos.

Datos económicos

No hay antecedentes sobre explotación minera metalífera.

Estudios complementarios

Se realizó un relevamiento geoquímico de carácter expeditivo, a través de un muestreo de esquirlas de roca, sedimentos de corriente y suelos, en los sitios de mayor expectativa minera, particularmente en los afloramientos de pórfido dacítico y diques y filones de cuarzo. Las muestras tomadas se ajustaron a la distribución siguiente :

Esquirlas de roca: 44
Sedimentos de corriente (silt) : 39
Suelos (soil) : 1
Total : 84

Los máximos valores anómalos determinados analíticamente sobre esquirlas de roca y sedimentos de corriente son los siguientes: Cu: 1084 ppm; Zn: 2163 ppm; Pb: 5840 ppm; Mn: 11608 ppm; As: 418 ppm y Au: 105 ppb.

Las determinaciones analíticas se hicieron en el Laboratorio Bondar Clegg Chile Ltda., por el método Au-FA-AA.PPB e ICP-Group 1-28.

El relevamiento geoquímico realizado se ajustó a un sistema de avenamiento dendrítico y rectangular en el que los cursos de agua son escasos, salvo los casos excepcionales de las quebradas Tuzgle y Trancas, con flujo intermitente.

Debido al grado de sequedad y a las condiciones climáticas imperantes en el sector, los procesos de dispersión tanto mecánica como química de los elementos dan una respuesta primaria muy acotada espacialmente. La dispersión secundaria a su vez es casi nula. Ambas situaciones son el reflejo de un relevamiento sistemático sobre el diseño de avenamiento del sector. Por esta razón, en una segunda etapa de muestreo se seleccionaron los elementos estructurales primarios y secundarios, tales como: fracturación, diaclasamiento, procesos intrusivos, discordancias, brechamiento y emplazamientos de sistemas vetiformes a los efectos de una mejor respuesta geoquímica. Este criterio generó una distribución heterogénea de las muestras tomadas; sin embargo se consideran representativas por los óptimos resultados alcanzados.

Aspectos metalogenéticos

Los procesos geotectónicos, particularmente los fanerozoicos, se emplazaron como metalotectos primordiales, principalmente al norte de la Hoja y hasta la culminación de la Sierra del Cobre y aún trascendiendo hacia territorio jujeño, en la margen izquierda del río de las Burras.

En años recientes, el sistema de la Sierra del Cobre ha sido reconsiderado sobre la base de la reinterpretación metalogenética y teniendo en cuenta las principales asociaciones paragenéticas :

Cu, Au, Fe ; Pb, Ag,Zn (Ba, Sb, Sn) y W, F, U (Nb, Sn) y sus relaciones geotectónicas. acaecidas esencialmente en el Fanerozoico conformando metalotectos primordiales, en tanto que las estructuras regionales se comportaron como metalotectos reveladores.

En el fotograma 2A 410S-8595-83-641 (Véase Foto N° 13), se pueden observar los rasgos tectónicos y estructurales del dominio Trancas, situado inmediatamente al sur del dominio La Colorada-Rangel; está caracterizado por la coexistencia de un conjunto de metalotectos magmáticos, sedimentarios, tectónicos y estructurales que dieron lugar al emplazamiento de los depósitos carbonatíticos, brechas epitermales auríferas y depósitos hidrotermales vetiformes de metales de base ferrosos y no ferrosos, siendo de interés particular el sulfuro masivo de Au-Ag-Pb-Zn-S-Fe denominado “La Colorada”. Al este de este dominio, en un ambiente de similares características se emplaza el depósito sedimentario exhalativo de Pb-Ag-Zn de Aguilar.

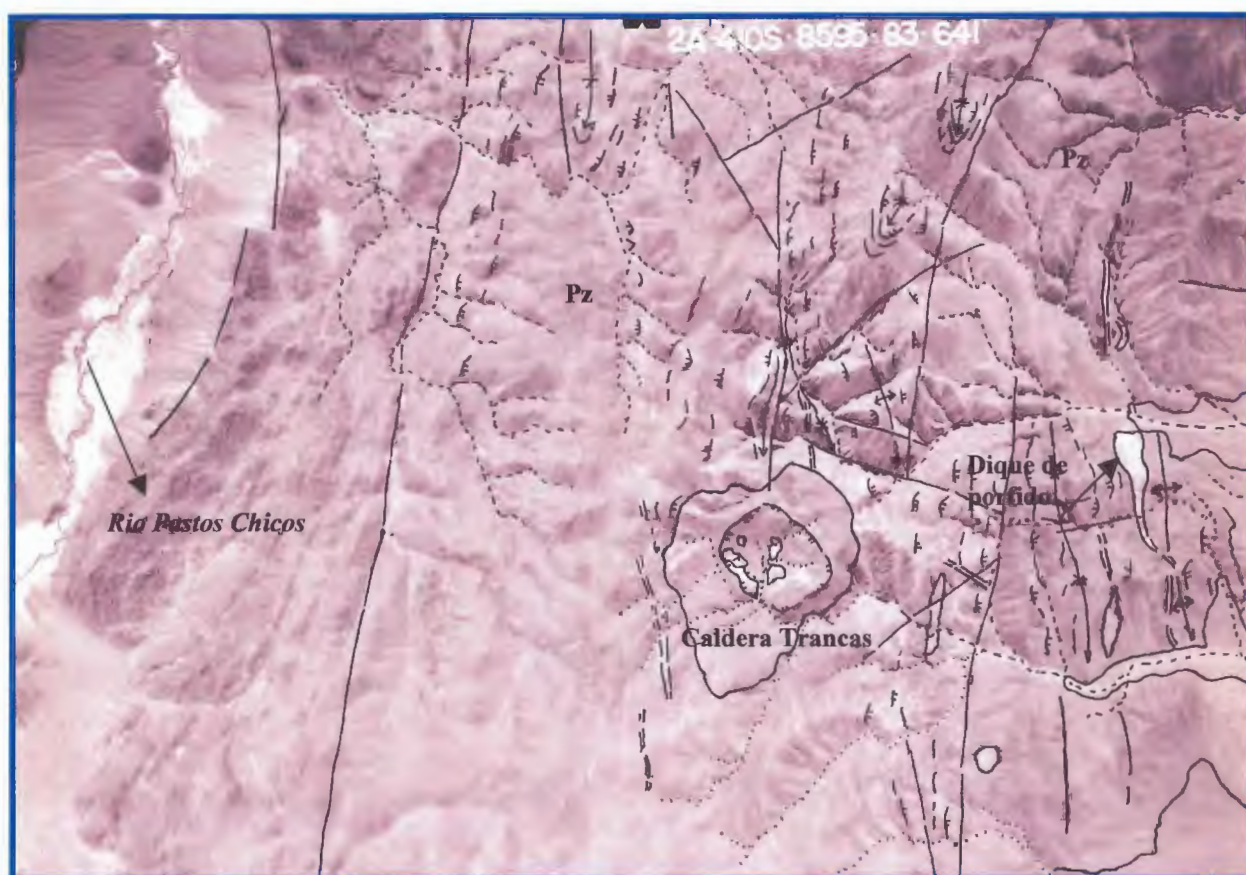


Foto N° 13: Fotograma 2A 410S-8595-83-641: Vista del rio Pastos Chicos (oeste), caldera Trancas (centro) y dique de pórfido dacítico (este). Pz. Afloramientos paleozoicos.

En el dominio Trancas, caracterizado por la depositación de sedimentos marinos de aguas someras, hay posibilidades para el emplazamiento de depósitos estratiformes, dada la morfología de alto estructural, la presencia de metalotectos reveladores y de un sistema magmático multicomponental, variable genética y cronológicamente de un modo tal que guarda una ajustada simetría tectónica y metalogenética con el alto de la Sierra de Aguilar. La Sierra del Cobre constituye el “horst” occidental de la fosa Salinas Grandes-Guayatayoc, con su núcleo plegado

multicomponental, variable genética y cronológicamente de un modo tal que guarda una ajustada simetría tectónica y metalogenética con el alto de la Sierra de Aguilar. La Sierra del Cobre constituye el "horst" occidental de la fosa Salinas Grandes-Guayatayoc, con su núcleo plegado

de sedimentitas paleozoicas intruidas por los pórfidos dacíticos de la Formación Oire. Luego estos últimos fueron reactivados por el plutonismo granítico y sienítico-carbonatítico mesozoico y finalmente intruidos por el volcanismo dacítico subaéreo mioceno y los consecuentes fenómenos ignimbríticos de la región.

El campo filoniano, como ya se indicó precedentemente, es de escasa relevancia económica. Consiste en pequeñas manifestaciones de cobre y oro de baja ley, emplazadas en vetas de cuarzo lechoso, con potencias variables de 1 m a 5 m, y longitudes entre 2.000 y 3.000 m, salvo un caso excepcional observado en la margen derecha de la quebrada Tuzgle (tramo medio) donde la veta de cuarzo tiene 25 m de potencia por 250 m de longitud. La roca de caja predominante es cuarcita; en el sector sudeste de la Sierra del Cobre son metamorfitas del basamento precámbrico superior, tal como se observa en las localidades de Potrerillos y La Hoyada

YACIMIENTOS DE MINERALES INDUSTRIALES

BORATOS

DOMINIO SALINAS GRANDES (Boro y Sodio)

Walterio, San Francisco y San Esteban

Ubicación y acceso

Estos depósitos evaporíticos están situados 60 km al nordeste de San Antonio de Los Cobres, departamento La Poma, provincia de Salta. Su posición geográfica está definida por las coordenadas de 66°10'05" longitud oeste y 23°44'40" latitud sur (Walterio); 66°10'50" longitud oeste y 23°44'08" latitud sur (San Francisco); 66°11'00" longitud oeste y 23°43'00" latitud sur (San Esteban). Además de estas tres pequeñas minas hay 55 manifestaciones que se explotaron, discontinuamente, aunque a la fecha permanecen paralizadas.

El acceso a las Salinas Grandes es por la ruta nacional 40 desde San Antonio de los Cobres y también desde Jujuy por la quebrada de Purmamarca, pasando por Tres Morros, hasta Cangrejillos. A las minas Walterio, San Francisco y San Esteban se llega desde Cangrejillos por un terraplén y luego por una huella para camiones, que penetra en el salar hasta donde el soporte de la costra salina lo permite.

Antecedentes mineros

Una evaluación económica preliminar de las minas Walterio, San Francisco y San Esteban fue realizado por Marcuzzi et al. (1992).

Geología del área

De acuerdo con los datos de uno de los autores (V.M.), la depresión de las Salinas Grandes está circundada al oeste por sedimentitas marinas precámbricas y ordovícicas e intrusivos paleozoicos y mesozoicos de la Sierra del Cobre; hacia el norte afloran sedimentitas ordovícicas; hacia el sur y este afloran componentes del basamento precámbrico, cuarcitas cámbricas, areniscas y lutitas ordovícicas, calizas cretácicas y areniscas continentales rojas terciarias. El Cuaternario está representado por niveles de pie de monte que bordean la depresión.

Mineralización

En las salinas Grandes desde fines del siglo pasado se conocen tres sectores con importante acumulación de ulexita: Tres Morros (extremo NE), Aguadita (sector de borde centro-sur) y Niño Muerto (extremo oeste). Las minas objeto de este estudio se ubican en el sector mencionado en último término. La forma de yacencia en todos los sectores muestra ulexita en nódulos o "papas" y en "barra", con potencias de mineral que en algunos casos superan el metro.

Las mayores concentraciones se encuentran en el extremo sudeste, sector central y extremo norte, mientras que los sectores estériles con acumulaciones de ulexita en "papas" menores del 15% se distribuyen mayormente al sudoeste, nordeste y oeste con algunos blancos interiores.

El estudio de perfiles revela que los sectores considerados como estériles presentan, tanto en los sedimentos del encape como en los que alojan el mineral, un predominio de texturas arenosas, de color gris por la presencia de materia orgánica, la que a su vez confiere al sedimento un bandeamiento alternante de capas claras y oscuras; también se nota una mayor compactación de los materiales, hecho que podría haber sido un factor regulador en la distribución de la mineralización en función de la porosidad, sumado a la presencia de paleorelieve.

Las áreas de máxima concentración son aquéllas donde se ubicó ulexita en "barra" que, a los efectos del cálculo de reservas, se consideran con una mineralización al 100%. La ulexita en "papas", con una concentración del 30 al 60% en la zona mineralizada se manifiesta lateralmente a los sectores con mineralización en "barra". El espesor medio de la zona con ulexita en "barra" es de 0,44 m y el de la zona con ulexita en "papas" de 0,30 metros.

Estudios complementarios

Marcuzzi et al. (1992) realizaron un amojonamiento de una malla cuadrática de hasta 1 metro de lado y un total de 99 pozos, de los cuales 18 tuvieron resultados negativos y el resto mostró mineralización variable de ulexita en "papas" y en "barra".

Aspectos metalogenéticos

Genéticamente los depósitos están relacionados con la presencia de fuentes termales que aportaron las soluciones boratadas. Marcuzzi et al. (1992) estiman, sobre la base de observaciones de campo, que las áreas de mayor concentración de ulexita en "barra" podrían responder a zonas de mayor

saturación de las aguas, poca compactación de los sedimentos y posibles zonas deprimidas del antiguo relieve del salar, mientras que las de ulexita en "papas" se debería a una secuencia

decreciente en la concentración de salmueras, compactación de los sedimentos, y texturas (Alonso y Viramonte, 1985) ubican a las Salinas Grandes en el "Dominio Boratífero" dentro de las yacencias en salares.

Sin duda que del finivolcanismo andino emanaron hacia la superficie considerables volúmenes de fluidos portadores de polielementos, algunos de ellos de importancia económica. Los procesos póstomos del volcanismo subaéreo de la comarca (volcanes Tuzgle y Chipas) y sus manifestaciones fumarólicas, solfatáricas y termales generaron los depósitos exhalativos y termales, particularmente en las cuencas centrípetas, en relación directa con los efectos de los movimientos de la fase Diaguítica, generando las condiciones ambientales y químicas para la precipitación de soluciones acuosas en fuentes termales de sustancias tales como boratos, manganeso y travertinos, comunes en la región.

Datos económicos

Las reservas calculadas por Marcuzzi et al. (1992) son las siguientes:

Ulexita en "barra" :	256.837 t
Ulexita en "papas" :	180.442 t
Total :	437.279 t



Las leyes del mineral seco y limpio se encuentran entre 28 y 32% de B₂O₃.

Infraestructura minera

Los caminos de acceso a las minas presentan problemas por las lluvias en la temporada estival; el resto del año se mantienen en buenas condiciones.

Beneficio de la mena

De acuerdo con las referencias de Marcuzzi et al. (1992), el mineral en estas minas se encuentra cubierto por agua saturada en NaCl lo que le confiere una importante contaminación en esta sal (NaCl 25-28%). En relación al soporte del piso, éste está dado por el espesor de la costra de NaCl; esto indica que en aquellos lugares donde la costra está ausente se debe considerar la construcción de terraplenes para el acceso de los vehículos que evacuarán el mineral a la orilla del salar, donde será secado y limpiado en forma natural para obtener la ley del 30% que exige el mercado.

Para extraer el mineral se debe primero remover la costra salina; ello hará que se dejen sectores sin explotar. El trabajo entonces será exclusivamente manual y con palas, lo que implicará, por efecto del agua presente, una mayor contaminación con arena y arcilla y bajo rendimiento en la explotación.

DOMINIO SALINAS GRANDES

Si bien se observa una gran cantidad de propiedades mineras dentro de este dominio de acuerdo a los registros del Catastro Minero Provincial, la actividad se desarrolla sólo en algunos yacimientos. Hay un predominio de explotación doméstica (Véase Foto N° 14), sobre los emprendimientos de mayor escala, cuya actividad oscila de acuerdo a la demanda del mercado, fuertemente sensibilizada por los precios de la competencia.



Foto N° 14.: Salinas Grandes (al fondo Nevado de Chañi). Explotación doméstica de halita.

El Capitán

Se ubica en el paraje conocido como Cangrejillos, distante a 62 km al noreste de San Antonio de los Cobres, en el extremo occidental de las Salinas Grandes, departamento La Poma.

El área cubre unas 3.000 ha (30 pertenencias de 100 ha cada una). Se explota para producción de sal industrial (Schalamuk et al., 1983).

El área cubre unas 3.000 ha (30 pertenencias de 100 ha cada una). Se explota para producción de sal industrial (Schalamuk et al., 1983).

El yacimiento muestra una superficie casi lisa y de piso firme. Se advierte una costra salina de sal compacta y dura, de hasta 20 cm de potencia, de color blanco con tinte pardo y de grano grueso. Por debajo hay un horizonte de 10 a 30 centímetros de espesor, de una arcilla arenosa, de color

pardo verdoso, que suele contener "papas" de ulexita de buen tamaño. A este horizonte le siguen barros orgánicos mezclados con yeso en cristales individuales y material calcáreo.

Una muestra obtenida por Schalamuk et al. en 1983 y extraída del material cosechado, da los siguientes porcentajes contenidos:

Insoluble en agua.....	3,50
CO ₃ H ⁻	0,37
Ca ⁺⁺	0,15
Mg ⁺⁺	0,19
SO ₄ ⁼	0,59
Cl ⁻	5,36
K ⁺	0,23
Na ⁺	37,48
Pérd. a 230°C.....	3,40

Combinaciones probables (%):

NaCl.....	87,31
NaSO ₄	0,87
Ca(CO ₃ H) ₂	0,49
KCl.....	0,54
CaCl ₂	0,08
MgCl ₂	0,74

La explotación se efectúa en forma mecanizada, cosechándose una capa de unos milímetros hasta 2 cm de espesor, durante tres o cuatro veces por año, según el régimen de precipitaciones. La producción es de 2.500 t mensuales, y se destina para la saturación de las salmueras que trata salinas El Timbó. La sal de cosecha se envía a granel por medio de camión hasta San Antonio de los Cobres y desde allí a la ciudad de Tucumán.

AREAS FAVORABLES

La continuidad estructural, litológica y magmática persistente regionalmente ha definido en el ámbito de la Hoja la prosecución del **área favorable Diablillos-Organullo** (que se inicia en la comarca de Diablillos), aunque con una gama de dominios peculiares. Un segundo proceso se ha

desarrollado al naciente de la Hoja, al que se denomina **área favorable Salinas Grandes-Guayatayoc**, caracterizada por dominios con depositaciones de concentraciones evaporíticas.

El área favorable Diablillos-Organullo está integrada por las zonas de alteración Farallón y morro Peña Colorada y el dominio Sierra del Cobre. La zona de alteración Farallón se localiza en

un sector de lutitas y areniscas ordovícicas intensamente fracturadas e intruidas por un sistema filoniano compuesto por cuarzo lechoso limonitizado. El sistema de fracturación con diseño seudortogonal predomina en dirección norte-sur y noroeste-sudeste. La intrusión del filón cuarcífero de 10 m de potencia y 7 km de longitud y la red de fallamiento impresa sobre las

lutitas y areniscas acentuada por los procesos meteóricos generaron una alteración arcillítica de color **pardo amarillento** donde la limonitización es intensa. Los análisis geoquímicos con anomalías altas arrojaron los siguientes resultados: Cu: 214 ppm; Pb: 2.588 ppm; Zn: 482 ppm; As: 161 ppm; Cr: 116 ppm. El promedio de los valores en oro fue de 15 ppb. Bondar Clegg fue el Laboratorio que llevó a cabo estos análisis.

La alteración arcillosa del morro Peña Colorada se localiza sobre una fractura de rumbo noreste-sudoeste y en la zona de contacto entre la Formación Oire y los afloramientos ignimbríticos pleistocénicos. Las coloraciones pardo amarillentas intensas se deben a los procesos tectónicos y meteóricos. Los datos analíticos no arrojaron valores de interés.

Una tercera área de alteración está situada en la caldera del volcán Chipas y se corresponde con los afloramientos de pórfidos andesíticos del núcleo de la estructura. El pórfido andesítico intensamente craquelado y fracturado con pátinas de limonitización presenta una intensa argilización que incluye caolinización. Los datos analíticos no arrojan valores anómalos de interés.

Resumen y conclusiones

Metalogenéticamente la región que abarca la presente Hoja forma parte de una faja elongada en sentido meridiano de reconocido potencial minero-económico y en ella se localizan importantes emprendimientos: minas en producción, blancos (“target”) en exploración y prospectos en desarrollo entre los que se puede mencionar: la mina Aguilar-Candelario (Pb, Ag, Zn); cerro Quepente (carbonatitas con tierras raras); Tusaquillas (estaño y tungsteno); Rachaite (Pb, Ag, Zn); La Colorada (sulfuro masivo con Fe, S y metales de base). En la región existen tres épocas metalogenéticas distintivas pertenecientes al Precámbrico superior-Paleozoico, Cretácico-Eoceno y Eoceno-Holoceno.

Los procesos tectónicos y magmáticos generadores de alteración y mineralización activaron durante el primer ciclo metalogenético en el Precámbrico-Paleozoico el emplazamiento de metalotectos primordiales en la parte norte de la Hoja, incluso proyectándose en territorio jujeño y dando lugar a las siguientes asociaciones paragenéticas: **Cu, Au, Fe; Pb, Ag, Zn (Ba, Sb, Sn) y W, F, U (Nb, Sn).**

En la segunda época metalogenética actuó con marcado predominio el magmatismo granítico alcalino y calcoalcalino cretácico, formador de las asociaciones paragenéticas U, Ni, Co, Bi, Cu,

Pb, Zn, Ag. Durante el predominio del ciclo exógeno el ámbito de emplazamiento de los dominios metálicos se desarrolló dentro de típicos rift, con concentraciones tipo “estratoligados” de U, Cu, V y Cu, Pb, Zn en calizas esencialmente magnesianas.

En la tercera época metalogenética durante el lapso del Eoceno al Holoceno, desde el punto de vista magmático, de marcado carácter andino, se destacan dominios cuya filiación se puede asignar como adecuada para el desarrollo potencial de concentraciones metálicas de los tipos epitermal vetiformes y diseminado (prospecto Trancas), pórfidos de cobre, depósitos geotermales en calizas lacustres, depósitos evaporíticos y rocas de aplicación.

Dentro del contexto regional los elementos se distribuyen en heterogeneidades ajustadas a un patrón tabular y elongado en sentido meridiano y con dominios metalogenéticos diferenciados y tipificados de la siguiente manera:

- **Faja Puneña de Plomo-Cinc:** Se extiende desde el altiplano peruano-boliviano y trasciende el límite argentino, incorporando los dominios Pumahuasi, Aguilar, Rachaite, Chinchillas, Sierra del Cobre y Organullo-La Poma entre los más destacados.
- **Faja Aurífera:** Comprende los dominios Santa Catalina, Rinconada, Sierra del Cobre y Diablillos-Organullo.
- **Faja Carbonatítica:** Desarrollada en el tramo cerro Quepente-Sierra del Cobre; en ella se emplaza el dominio thorio-tierras raras (mina Rangel, por ejemplo).
- **Faja Evaporítica:** Comprende la depresión Salinas Grandes-Guayatayoc en la que se emplaza un complejo evaporítico generado por fuentes termales y geotermales que aportaron las soluciones boratadas y de haluros.

SITIOS DE INTERES GEOLOGICO

Se señalan los lugares de interés geológico y didáctico a los siguientes:

Caldera Trancas

De alto interés geomorfológico, volcanológico, estratigráfico, económico así como didáctico.

Talque-Potrerillos

Comarcas de alto interés estratigráfico. Se pueden observar los contactos entre las sucesiones precámbricas, cámbricas y ordovícicas

BIBLIOGRAFIA

- Aceñolaza, F. y Toselli, A., 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico Inferior del Noroeste Argentino. In 2° Congreso Latinoamericano de Geología, Memorias 2:755-764. Caracas.
- Aceñolaza, F. G. y A. Toselli, 1981. Geología del Noroeste Argentino. Pub. Espec., Fac. Cs. Nat. Univ. Nac. de Tucumán N° 1287. San Miguel de Tucumán.
- Aceñolaza, F.G., A. Toselli y F. Durand, 1975. Estratigrafía y paleontología de la región de Hombre Muerto, provincia de Catamarca, Argentina. 1° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. 1:109-123, Tucumán.
- Aceñolaza, F.G., J.L. Benedetto, M. Koukharsky, J.A. Salfity y V.O.Viera, 1972. Presencia de sedimentitas devónicas y neopaleozoicas en la Puna de Atacama, provincia de Salta, Argentina. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXVII (3): 345-346. Buenos Aires.
- Ahlfeld, F. y V. Angelelli, 1948. Las especies minerales de la República Argentina. Universidad Nacional de Tucumán. Instituto de Geología y Minería de Jujuy. Publicación, 458. San Miguel de Tucumán.
- Allmendinger, R., T. Jordan, M. Palma, y V. Ramos, 1982. Perfil estructural de la Puna catamarqueña (25°-27°S), Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas, 1:499-518. Buenos Aires.
- Alonso, R.N., 1987. Valoración icnoavifaunística de ambientes boratíferos. 4° Congreso Latinoamericano de Paleontología, 1: 586-596. Santa Cruz de la Sierra, Bolivia.
- Alonso, R. N., 1993. Estratigrafía del Cenozoico de la cuenca de Pastos Grandes (Puna salteña) con énfasis en la Formación Sijes y sus boratos. Asociación Geológica Argentina, Revista, 47:189-200. Buenos Aires.
- Alonso, R.N. y J.G. Viramonte, 1985. Provincia Boratífera Centroandina. IV Congreso Geológico Chileno, Actas II: 45-63. Antofagasta.
- Angelelli, V.. 1950. Recursos minerales de la República Argentina. I Yacimientos metalíferos. Instituto Nacional de Investigaciones Cs. Nat. Museo Bernardino Rivadavia. Ciencias Geológicas, 2, Buenos Aires.
- Angelelli, V., 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. Tomos I y II. Universidad Nacional de La Plata.
- Angelelli, V., J.C.Fernández Lima, A. Herrera y L. Aristarain, 1970. Descripción del Mapa Metalogenético de la República Argentina. Minerales metalíferos. Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales XV. Buenos Aires.

- Bachmann C. y G. Grauert, 1987. Datación de metamorfismo basada en el análisis isotópico Rb/Sr en perfiles de pequeña sección de metasedimentos polimetamórficos en el noroeste argentino. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 3 : 17-20.
- Bahlburg, H., 1990. The Ordovician basin in the Puna of NW Argentine and N Chile, geodynamic evolution from back-arc to foreland basin. Geotektonische Forschungen, 75, 107p. Stuttgart.
- Baker, F., 1979. Trondhjemites: definitions, environment and hypothesis of origin. En: Trondhjemites, Dacites and related Rocks, F. Baker (Ed.), Elsevier, pp 1 -12.
- Baldis, B.; G. Viramonte y J. Salfity, 1975. Geotectónica de la comarca comprendida entre el Cratógeno Central Argentino y el borde austral de la Puna. 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, V. 4:25-44.
- Barnabé, J. F., 1915. Los yacimientos metalíferos de la Puna de Atacama. Los Andes. Min. Agric. de la Nac. Secc. Geol., Miner. y Min, Anales X, 5, Buenos Aires.
- Beard, J., y G.E. Lofgren, 1991. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1,3 and 7 kbar. Journal of Petrology, 32: 365-401.
- Benedetto, L. y T. Sanchez, 1971. *Coelodus toncoensis* nov. sp. (Pisces, Holostei, Pycnodontiformes), de la Formación Yacoraite (Cretácico superior) de la provincia de Salta. Ameghiniana, 9(1):59-71.
- Blasco, G., F. Hongn y E. Zappettini, 1996. Hoja Geológica 2566-1 San Antonio de los Cobres. Provincias de Salta y Jujuy. Susec. Min. De la Nac. Boletín 217. Buenos Aires
- Bodenbender, W. 1906. Una exploración geológica en la región de Orán, provincia de Salta. Minist. Agricultura, Bol. IV, 4 y 5: 3-13. Buenos Aires.
- Boll, A. y R. Hernandez, 1985. Area Tres Cruces, provincia de Jujuy, Análisis estratigráfico-estructural. Evaluación como objetivo exploratorio. YPF S.A., inédito.
- Bonaparte, J.F. y G. Bossi, 1967. Sobre la presencia de dinosaurios en la Formación Pirgua del Grupo Salta y su significado cronológico. Actas Geológica Lilloana, 9:25-44, S.M. de Tucumán.
- Bonarelli, G., 1913. Las sierras subandinas del Alto de Aguara Güe y los yacimientos petrolíferos del Distrito Minero de Tartagal, departamento de Orán, provincia de Salta. Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Anales 8 (4), Buenos Aires.
- Bonarelli, G., 1914. La estructura geológica y los yacimientos petrolíferos del distrito minero de Orán (Provincia de Salta). Dir. Gral. Min. Geol. e Hidrol. Bol. Serie B. (geol.) IX. Buenos Aires.

Bonarelli, G., 1921. Tercera contribución al conocimiento de las regiones petrolíferas subandinas del norte. Provincias de Salta-Jujuy. An. Min. Agric., Secc. Geol., Mineral y Min., XV, 1. Buenos Aires.

Borrello, A.V., 1969. Los Geosinclinales de la Argentina. Dirección Nacional de Minería, Anales, 14, Buenos Aires.

Borrello, A.V., 1969. Los Geosinclinales de la Argentina. Dirección Nacional de Minería, Anales, 14, Buenos Aires.

Brackebush, L., 1883. Estudio sobre la Formación Petrolífera de Jujuy. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 5:137-252.

Brackebush L., 1891. Mapa geológico del interior de la República Argentina. GOTHA, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

Brackebush, L. 1893. Las condiciones de la minería en la República Argentina. Acad. Nac. Cs. Córdoba. Bol. XLV: 225-281 Córdoba

Caplain, L., 1912. Informe sobre el estado de la minería en el territorio de los Andes. An. Min. Agric., Sec. Geol. Mineral. Y Min., 7 (1). Buenos Aires.

Catalano, L.R., 1927. Geología química de los boratos. Min. Agric., Nac., Dir. Gral. Minas, Geol. e Hidrol., Publicación 28, Buenos Aires.

Coira, B. y G. Paris, 1981. Estratigrafía volcánica del área del cerro Tuzgle (23° 50' y 24° 25' LS y 66° 15', 66° 45' LO) provincias de Jujuy y Salta. 7° Congreso Geológico Argentino, III: 659-671.

DGFM, 1970. Exploración Geológico-Minera del Noroeste Argentino. Plan NOA I – Area Salta-Jujuy: 1-102. Buenos Aires.

Davidson, J.P, y S.L. De Silva, 1995. Late Cenozoic magmatism of the Bolivian Altiplano. Contribution to Mineralogy and Petrology, 119: 387-408.

Donato, E., 1987. Características estructurales del sector occidental de la Puna salteña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF), Boletín de Informaciones Petroleras, 12:89-97. Buenos Aires.

Donato E. y G. Vergani, 1985a. Geología del sector occidental de la Puna Salteña. YPF Informe Inédito. Buenos Aires.

Donato E. y G. Vergani, 1985b. Geología del Devónico y Eopaleozoico de la zona del C° Rincón, Provincia de Salta, Argentina. 4° Congreso Geológico Chileno, T 1:262-263. Antofagasta.

Donato, E. y G. Vergani, 1988. Geología del área de San Antonio de los Cobres. Yacimientos

Petrolíferos Fiscales (YPF), Boletín Informaciones Petroleras, 15:83-101. Buenos Aires.

Fernández, R.I., C.M. Guerrero y N. Del V, Manca, 1982. El límite Cambro-Ordovícico en el tramo medio y superior de la quebrada de humahuaca, Provincia de Jujuy, Argentina. Quinto Cong. Latinoamericano de Geol., Actas, 255-266. Buenos Aires.

Feruglio, E., 1929. Fósiles devónicos del Quemado, (San Pedro de Jujuy), en la región subandina del Norte. Inf. Petrol., Bol. VI, 62: 3-26. Buenos Aires.

Feruglio, E., 1930. Fossili devonici del Quemado (San Pedro de Jujuy) nella regione subandina dell'Argentina Settentrionale. Giorn. Di Ann. R. Museo Geol. di Bologna, Serie 2, 5: 3-29. Bologna.

Gebhard, J., A.R. Giudici y J. Oliver, 1974. Geología de la comarca entre el río Juramento y arroyo de las Tortugas, Provincia de Salta y Jujuy. Asoc. Geol. Arg., Rev. 29, III:359-375. Buenos Aires.

Groeber, P., 1952. Mesozoico, Andico. Geog. De la Rep. Arg.. Soc. Arg. Est. Geog..GAEA, II,1. Buenos Aires.

Guantay, S. y R.N. Alonso, 1989. Icnita de mamífero en la Formación Sijes (Mioceno) en la Puna Salteña. 6º Jornadas Argentinas de Paleontología de Invertebrados, Resúmenes: 93-96. San Juan

Hagermann, T., 1933. Informe preliminar sobre el levantamiento geológico del departamento de Santa Bárbara, provincia de Jujuy. Boletín de Informaciones Petrolíferas, 57 (10):1-35.

Harrington, H., 1975. South America. The Encyclopedia of the world regional geology, Reinhold Book C., 1: 456-465.

Harrington, H. y A. Leanza, 1957. Ordovician Trilobites of Argentina. Department of Geology, University of Kansas, Special Publication I.

Hausen, J., 1925. Sobre un perfil geológico del borde oriental de la Puna de Atacama. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 28:1-95, Córdoba.

Hongn, F. D., 1992. Tectónica y microtectónica del basamento predevónico de la Puna. Universidad Nacional de Salta, Tesis Doctoral, 228 pp. (inédito). Salta.

Hong, F.D., 1994. Estructuras precámbricas y paleozoicas del basamento del borde oriental de la Puna, su aplicación para el análisis regional de la faja eruptiva. Asociación Geológica Argentina, Revista, 49(3-4):256-268.

Hong, F.D., 1995. Zonas de cizalla precámbrico-paleozoicas y su vinculación con magmatismo cenozoico de posible interés económico. Puna de Salta y Catamarca. 5º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas:264-280, San Juan.

Ibañez, M.A., 1960. Informe preliminar sobre el hallazgo de anuros en las Areniscas inferiores de la quebrada del río Las Conchas. (Prov. de Salta. Argentina). Acta Geol. Lill., 3:173-180. San Miguel de Tucumán

Keidel, J., 1907. Ueber den bau der Argentinischen Anden. Sitzungsberichte der kais. Akademie d. Wissenschaftl in Wien. Math. Natur. Klasse, Band CXVI, Heft 4-5, 1: 640-674 Viena.

Keidel, J., 1910. Estudio geológico de la quebrada de Humahuaca y en la de Iruya. Ministerio Agricultura, Anales, Sección Geología, 2: 76-77.

Keidel, J., 1937. La Prepuna de Salta y Jujuy. Centro de Estudios de Doctorado de Ciencias Naturales, Revista, I(3):125-154.

Keidel, J., 1943. El ordovícico inferior de los Andes del norte Argentino y sus depósitos marinos glaciares. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 36 (2):140-229, Córdoba.

Koukharsky, M.M. y F. Munizaga, 1993. Nuevas edades K/Ar de estrato volcanes de la Puna entre los 24° y 24°30' S, República argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas, 4:277-281. Mendoza.

Laffite, P., et al., 1965. Cartographie métallogénique, métallotecte et Géoquimie régionale. Bull. Soc. Franc. Míner. Crist., 38:3-6. Paris

Leanza, A.F., 1969. Sistema de Salta. Su edad; sus peces voladores, su asincronismo con el horizonte calcáreo dolomítico y con las Calizas Miraflores y la hibridez del Sistema Subandino. Asociación Geológica Argentina, Revista, 29(4):393-415.

Linares, E. y R. González, 1992. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina. A. Geol. Arg. Pub. Esp. Serie B. Buenos Aires.

Marcuzzi, J., R. Bataglia y R. Argañaraz, 1992. Estudio geológico económico de las minas de borato Walterio, San Francisco y San Esteban, Salinas Grandes, La Poma, Salta. Argentina. IV Cong. Nac. de Geol Econ. – I Cong. Latinoamericano de geol, Econ., Actas. A.A.G.E.:544-546. Buenos Aires.

Marquillas, R.A., 1985. Estratigrafía, sedimentología y paleoambientes de la Formación Yacoraite (Cretácico superior) en el tramo austral de la cuenca, norte argentino. Universidad Nacional de Salta, Tesis Doctoral, inedito.

Marquillas, R.A., 1986. Ambiente de depósito de la Formación Yacoraite (Grupo Salta, Cretácico-Eocénico), Norte argentino. 1° Simposio Proyecto 242. PICC-UNESCO: 157-173, La Paz.

Marquillas, R.A. y J.A. Salfity, 1988. Tectonic framework and correlations of the Cretaceous-Eocene Salta Group, Argentine. The Southern Central Andes (Bahlburg, H., Ch. Breitkrutz y P. Giese ed.) Lectures Notes in Earth Sciences, V. 17: 119-136, Berlin.

- Marquillas, R.A. y J.A. Salfity, 1989. Dispersión regional de los miembros de la Formación Yacoraite (Cretácico superior) en el norte argentino. Contribuciones de los Simposios sobre el Cretácico de América Latina (L.A. Spalletti ed.), GSGP-IGCP 242: 253-272.
- Marquillas, R.A. y J.A. Salfity, 1990. Las facies calcáreas cretácicas del cordón de Los Siete Hermanos, provincia de Jujuy, República Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2:117-120.
- Marquillas, R.A. y J.A. Salfity, 1992. Las relaciones estratigráficas del techo de las Formaciones Yacoraite (Maastrichtiano-Paleoceno) en el norte argentino. IGCP Projects 301 - 308 Meeting, Abstracts, Punta Arenas.
- Marquillas, R.A., M.A. Boso y J.A. Salfity, 1984. La Formación Yacoraite (Cretácico superior) en el norte argentino, al sur del paralelo 24°. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas, V. 2:300-310.
- Marquillas, R.A.; R. Alonso; S. Gorustovich y J.A. Salfity, 1986. El Grupo Salta (Cretácico-Eocénico) en la Puna Argentina. 2° Simposio Proyecto 242, PICG-UNESCO, Mendoza.
- Marrett, R., 1990. The late Cenozoic tectonic evolution of the Puna plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes: Cornell University, New York. Philosophical Doctoral Thesis, 365 pp, (unpublished).
- Marrett, R. y R. Allmendinger, 1987. La cinemática de fallas y su relación con el volcanismo andino del valle Calchaquí norte. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas, 1:223-226. Tucumán.
- Marrett, R.; R. Allmendinger; R.N. Alonso y R. E. Drake, 1994. Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. Journal of South American Earth Sciences, V. 7:179-207.
- Méndez, V., 1973. Geología de la comarca de Mina Aguilar y alrededores. Asoc. Geol. Arg., Rev.28, IV: 319-330. Buenos Aires.
- Méndez V., 1975a. Estructuras de las provincias de Jujuy y Salta a partir del meridiano 65° 30'Oeste hasta el límite con las Repúblicas de Bolivia y Chile. Asociación Geológica Argentina, Revista, 29 (4): 391-424. Buenos Aires.
- Méndez, V., 1975b. Estilos estructurales del Cerro Negro y la Fosa Calchaquí, provincias de Salta y Jujuy, República Argentina. 2° Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, Actas, I:
- Méndez, V., 1996. Prospecto Trancas. Departamento Susques. Provincia de Jujuy. Informe final. Inédito, Buenos Aires
- Méndez, I. y M.C. Viviers, 1973. Estudio micropaleontológico de sedimentitas de la Formación Yacoraite (provincias de Salta y Jujuy) 5° Congreso Geológico Argentino, Actas, V. 3: 467-470.

- Méndez, V. y E. Zappettini, 1984. Los pórfidos de cobre de la República Argentina. IX Cong. Geol. Arg. Actas. Buenos Aires.
- Méndez V., A. Navarini, D. Plaza y V.O.Viera, 1973.- Faja Eruptiva de la Puna Oriental. 5º Congreso Geológico Argentino., Actas VI:89-100.
- Méndez V., J. C. M. Turner, A. Navarini, R. Amengual y V.O.Viera, 1979. Geología de la región noroeste, Provincias de Salta y Jujuy. O.N.U. (Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo,-PNUD-),Dirección General de Fabricaciones Militares: 1-117. Buenos Aires.
- Méndez,V., F. Nullo, N. Pezzutti, J. Otamendi, R. González, y F.Salani, 1997. Geología de la Hoja 2566-9 Nevado de Acay. SEGEMAR. Inst. de Geol. y Rec. Minerales. Inédito. Buenos Aires.
- Méndez,V., F. Nullo, N. Pezzutti, J. Otamendi, R. González, y F.Salani, 1997. Geología de la Hoja 2566-15 La Poma. SEGEMAR. Inst. de Geol. y Rec. Minerales. Inédito. Buenos Aires.
- Mingramm,A.R.G. y A.Russo, 1972. Sierras Subandinas y Chaco Salteño. A.F. Leanza (Dir. Ed.) en Geología Regional Argentina. Acad. Nac. Cs.Córdoba: 185-211 Córdoba.
- Mirré J.C., 1974.- El granito de Acay, un intrusivo de edad terciaria en el ambiente de la Puna. Asociación Geológica Argentina, Revista, 29 (2). Buenos Aires.
- Mon R., 1976.- La tectónica del borde oriental de los Andes en las provincias de Salta, Tucumán y Catamarca, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista, 34 (2):65-72. Buenos Aires.
- Mon, R., 1979. Esquema tectónico de los Andes del Norte Argentino: Asociación Geológica Argentina, Revista, 34:70-76. Buenos Aires.
- Mon, R., 1993. Influencia de la orogénesis oclóyica (Ordovícico-Silúrico) en la segmentación andina en el noroeste argentino. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas, 3:65-71. Mendoza.
- Mon, R. y F. Hongn, 1987. Estructura del Ordovícico de la Puna. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 42:31-38. Buenos Aires.
- Mon, R. y F. Hongn, 1988a. Caracterización estructural de la Formación Puncoviscana dentro del basamento del Norte Argentino. Asociación Geológica Argentina, Revista, 43:124-127.
- Mon, R. y F. Hongn, 1988b. El corrimiento del borde occidental del Cratógeno Central en la Puna. Asociación Geológica Argentina, Revista, 43:348-342. Buenos Aires.
- Mon, R. y F. Hongn, 1991. The structure of the Precambrian and Lower Paleozoic Basement of the Central Andes between 22° and 32° S. Lat. Geologische Rundschau, 80:745-758. Stuttgart.
- Mon, R. y F. Hongn, 1992. A reply to the discussion of our paper on "The structure of the

Precambrian and Lower Paleozoic Basement of the Central Andes between 22° and 32° S Lat." as presented by A. P. Willner and H. Miller. *Geologische Rundschau*, 81:799-801. Stuttgart.

Mon, R. y F. Hongn, 1996. Estructura del Basamento proterozoico y paleozoico inferior del norte argentino *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 51(1):1-10.

Mon, R. y J. Salfity, 1995. Tectonic evolution of the Andes of Northern Argentina Petroleum Basins in South America (Tankard, A. J., Suárez, R. y Welsink, H. J. ed.), *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* (in press). Tulsa.

Monaldi, C.R.; J. Salfity, N. Vitulli y A. Ortiz, 1993. Estructuras de crecimiento episódico en el subsuelo de la Laguna de Guatayoc, Jujuy, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, *Actas*, 3:55-64.

Moreno, J.A., 1970. Estratigrafía y paleontología del Cretácico superior en la Cuenca del Noroeste argentino, con especial mención de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 25(1):9-44.

Moya, M. C., 1988b. Estratigrafía del Tremadociano en el tramo austral de la Cordillera Oriental Argentina: Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales, Tesis Doctoral, 368 p, (inédito).

Moya, M. C. y J. Salfity, 1982. Los Ciclos magmáticos en el Noroeste Argentino. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, *Actas* 3:523-536. Buenos Aires.

Moya, M.C., S. Malanca, F. Hongn, y H. Bahlburg, 1993. El Tremadoc Temprano en la Puna Occidental Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, *Actas* 2:20-30. Mendoza.

Novarese, V. 1893. Los yacimientos auríferos de la Puna de Jujuy. *An. Soc. Cient. Arg.*XXXV, 89-117. Buenos Aires.

Nulló, F., 1991. Cuencas extensionales del Mesozoico inferior en el extremo sur de Sudamérica. Un modelo transpresional. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 46(1-2):115-126.

Omarini, R., 1983. Caracterización litológica, diferenciación y génesis de la Formación Puncoviscana entre el Valle de Lerma y la Faja Eruptiva de la Puna: Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales. Tesis Doctoral, 202 pp, inédito.

Omarini, R.H., 1991. The Puncoviscan Mobile Belt. Conference and Post-Conference Field Trip Guide, Salta, Argentina

Omarini, R.H., y R. Alonso, 1987. Lavas en la Formación Puncoviscana, Rincón Blanco, Salta, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, V. 4:292-295.

Omarini, R.H. y B. Baldi, 1984. Sedimentología y mecanismos deposicionales de la Formación Puncoviscana (Grupo Lerma, Precámbrico-Cámbrico) del Norte Argentino. 9° Congreso Geológico Argentino, *Actas*, V. 3:383-398.

- Omarini, R.H. y A. Castillo, 1978. Perfil geológico Tacuíl-Cerro Blanco, Salta, República Argentina. *Actas Geológica Lillioana*, V. 14:85-86, Tucumán.
- Omarini, R.H. y M. Do Campo, 1993. Caracterización geoquímica de sedimentitas del límite Precámbrico Cámbrico en el Noroeste Argentino (Fm. Puncoviscana): consideraciones sobre su procedencia y ambiente tectónico. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, I: 300-309.
- Omarini, R.H., R.N. Alonso y J.J. Marcuzzi. 1995. El hallazgo de vulcanitas en la Formación Puncoviscana, Puna Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 48(2):179-183.
- Pascual, R. y O Odreman Rivas, 1972. Las unidades estratigráficas del terciario portadoras de mamíferos. Su distribución y sus relaciones con los acontecimientos diatróficos. 5° Congreso Geológico Argentino, *Actas III*:293-338.
- Petrinovic, I.A., 1994. Vulcanismo cenozoico asociado al lineamiento Calama-Olacapato-El Toro entre San Antonio de los Cobres y Olacapato, provincia de Salta, República Argentina. Tesis doctoral, UNAS. Salta Inédito.
- Picard, L., 1948 La structure du Nord-Ouest de l'Argentine avec quelques reflexiones sur la structure des Andes. *Bull. Geol. Soc. Franc.*, 18 (5): 765-846. Paris.
- Pratt, W., 1961. Local evidence of Pleistocene to Recent orogeny in the Argentine Andes. *Geol. Soc. of America, Bull.* 72: 1539-1550.
- Reig, O., 1959. Primeros datos descriptivos sobre anuros del Eocretácico de la provincia de Salta (República Argentina). *Ameghiniana*, 13 (1):4, Buenos Aires.
- Reichert, F. 1907. Los yacimientos de boratos y otros productos minerales explotables del territorio de los Andes (Puna de Atacama). *Minist.de Agricultura, Anales, Sección Geol., Mineralogía y Minería*, 2 (2): 1-62. Buenos Aires.
- Reyes F.C. y J.A. Salfity, 1973. Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del Norte Argentino. 5° Congreso Geológico Argentino, III: 354-385. Buenos Aires.
- Reyes F.C., J.A. Salfity, J.G. Viramonte y W. Gutierrez, 1975. Consideraciones sobre el vulcanismo del Subgrupo Pirgua (Cretácico) en el Norte Argentino. 6° Congreso Geológico Argentino, I:205-224. Buenos Aires.
- Rolleri E.O y A. Mingramm, 1968.- Sobre el hallazgo del Ordovícico inferior al oeste de San Antonio de los Cobres (Provincia de Salta). *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 23(2). Buenos Aires.
- Rundle C., 1979. Datación K-Ar. Del pórfido dacítico de Inca Viejo. *Inst. Geol, Sc. Geoch. Londres*, en *Geol. Reg, Noroeste. ONU-DGFM*. Buenos Aires.

- Salfity, J. 1980. Estratigrafía de la Formación Lecho (Cretácico) en la cuenca Andina del norte argentino, Universidad Nacional de Salta, Tesis Doctoral, 91 pp, Salta.
- Salfity, J., 1982. Evolución paleogeográfica del Grupo Salta (Cretácico-Eocénico) Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas, I:11-26.
- Salfity, J., 1985. Lineamientos transversales al rumbo andino en el Noroeste Argentino. 4° Congreso Geológico Chileno, Actas 1:2/119-137. Antofagasta.
- Salfity, J. y R.A. Marquillas, 1981. Las unidades estratigráficas cretácicas del norte de la Argentina. Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur. (Volkheimer y Musacchio ed.), V. 1:303-317.
- Salfity, J.A. y R.A. Marquillas, 1986. Marco tectónico y correlaciones del Grupo Salta (Cretácico-Eoceno), República Argentina. PICG-Proyecto 242. 1° Simposio de Cretácico de América Latina, 174-188.
- Salfity, J. y R.A. Marquillas, 1989. El basamento precretácico de la Argentina septentrional y regiones adyacentes. Comunicaciones, Universidad de Chile, 40:17-28.
- Salfity, J. A. y Marquillas, R. A., 1994. Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group basin, Argentina. Cretaceous Tectonic of the Andes (Salfity J.A. ed.), Earth Evolution Sciences :266-315, Fiedr. Vieweg & Shon, Braunschweig-Wiesbasen.
- Salfity, J. y J.J. Zambrano, 1990. Cretácico. Geología de América del Sur (Bonaparte, Toselli y Aceñolaza ed.) Serie de Correlación Geológica, 2(III):185-284, Universidad Nacional de Tucumán.
- Salfity, J. y J.J. Zambrano, 1990. Cretácico. Geología de América del Sur (Bonaparte, Toselli y Aceñolaza ed.) Serie de Correlación Geológica, 2(III):185-284, Universidad Nacional de Tucumán.
- Salfity, J., Omarini, R., Baldis, B. y Gutierrez, W., 1975. Consideraciones sobre la evolución geotectónica del Precámbrico y Paleozoico del Norte Argentino. 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas, 4:341-362. Buenos Aires.
- Salfity, J., S. Malanca, E. Brandan, C. Monaldi, y C. Moya, 1984a. La fase Guandacol (Ordovícico) en el Norte Argentino: 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:555-567.
- Salfity, J. A., S. Gorustovich, M.C. Moya y R. Amengual, 1984b. Marco tectónico de la sedimentación y efusividad cenozoicas en la Puna argentina. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:539-554.
- San Román, F., 1911 Estudios geológicos i mineralógicos del desierto i Puna de Atacama. Socied. Nacional de Minería de Chile, II . Santiago de Chile.
- Schalamuk, I., R. Fernández y R. Etcheverry, 1983. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región NOA. Subsecretaría de Minería. Anales XX. Buenos Aires.

Schlagintweit, O., 1941. Correlación de la caliza de Miraflores en Bolivia con el Horizonte Calcáreo Dolomítico del Norte Argentino. Universidad Nacional de La Plata, Notas Museo, 4 Geología (14):337-354.

Schwab, K., 1970. Ein Beitrag zur jungen Bruchtektonik der Argentinischer Puna und ihr Verhältniss zu den andragrandezenden andenabschnitten. Geological Rundschau, 59 (3):1064-1087.

Schwab, K., 1984. Contribución al conocimiento del sector occidental de la cuenca sedimentaria del Grupo Salta (Cretácico-Eocénico) en el noroeste argentino. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas, V. I:586-604.

Schwab, K., 1985. Basin formation in a thickening crust-The intermontane basins in the Puna and the Eastern Cordillera of NW - Argentina. 4° Congreso Geológico Chileno, Actas 1(2):138-158.

Schwab, K., 1990. Anatomía de la falla occidental de la Cuenca del río Toro (provincia de Salta), Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas, V. 2:463.

Schwab, K. y H. Lippot, 1974. K-Ar mineral ages an late Cenozoic History of the Salar de Cauchari Area (Argentine Puna). International Association Volcanic Chemical Earth's Institute. Symposium Andean and Antarctic Volcanology Problems, :698-714, Santiago de Chile.

Sgrosso, P., 1943. Contribución al conocimiento de la minería y geología del noroeste argentino. Dirección de Minas y Geología, Boletín 53.

Stelzner, A., 1885. Beitrage zur geologie und palaeontologie der Argentinischen Republik. Geologischen Theil., Berlin.

Sureda, R. y Galliski, M.A., 1989. La metalogenia del norte argentino: criterios para la elaboración del mapa metalogénico de Salta y Jujuy. En Procesos Metalogénicos. Schalamuk, Brodtkorb, Leanza (Eds.). Serie Correlación Geológica (3): 13-44. Tucumán.

Sureda, R.J., M.A. Galliski, P. Argañaraz y J. Daroca, 1986. Aspectos metalogénicos del noroeste argentino (provincias de Salta y Jujuy). Capricornio, V.1(1):39-96.

Turner, J.C., 1960. Estratigrafía del Nevado de Cachi y sector al oeste (Salta). Acta Geológica Lilloana, V. 3:191-226.

Turner J.C.,1963. The Cambrian of Northern Argentina. Tulsa Gel. Soc. Digest. XXXI: 193-211 Tulsa.

Turner, J. C., 1964a. Descripción geológica de la Hoja 7c. Nevado de Cachi (Provincia de Salta). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 99, 78 pp, Buenos Aires

Turner, J.C., 1964b. Descripción geológica de la Hoja 2b, La Quiaca (provincia de Jujuy)Inst. Nac. de Geol. Min. Bol.103 Buenos Aires.

Turner, J.C., 1972. Puna. Geología Regional Argentina (A.F.Leanza ed.), Academia Nacional de Ciencias :91-116, Córdoba.

- Turner, J. C. y Méndez, V., 1975. Geología del sector oriental de los departamentos de Santa Victoria e Iruya, Provincia de Salta. República Argentina. Boletín Academia Nacional de Ciencias, 51(1-2):11-24. Córdoba.
- Turner, J. C. y V. Méndez, 1979. Puna. In Turner, J. C., (Ed.): 2° Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 1:19-56. Córdoba.
- Turner, J. C. y R. Mon, 1979. Cordillera Oriental: In Turner, J. C. (Ed). 2° Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 1:57-94. Córdoba.
- Turner, J.C., V. Méndez, C. Lurgo, R. Amengual y O. Viera, 1979. Geología de la región noroeste, provincia de Salta y Jujuy, República Argentina. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas, V. 1:367-387.
- Vergani, G. y D. Starck, 1989. Aspectos estructurales del Valle de Lerma al sur de la ciudad de Salta. Boletín de Informaciones Petrolíferas, V. 16: 2-9.
- Vilela, C.R., 1954. Nota sobre la estratigrafía del Terciario en el valle Calchaquí. Asociación Geológica Argentina, Revista, 9(3):169-171. Buenos Aires
- Vilela, C.R., 1956. Descripción geológica de la Hoja 7d, Rosario de Lerma (provincia de Salta). Dirección Nacional de Minería, Bol. 84: 61. Buenos Aires.
- Vilela, C.R., 1969. Descripción geológica de la Hoja 6c, San Antonio de los Cobres (provincias de Salta y Jujuy). Dirección Nacional de Geología y Minería, Bol. 110: 74. Buenos Aires.
- Viramonte, J.G. y I. Petrinovic, 1990. Calderas asociadas a megafacturas transcurrentes en América del Sur. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2:369-372. San Juan.
- Viramonte, J.G. y C.W. Rapela, 1991. Cretaceous rift of the northwestern Argentina and the northwestern limit of the Pampean Ranges. Universidad Nacional de Salta, A. Wegener Conference, inédito.
- Whiting, F.B., 1959. Structural belts and mineral deposit of norwestern Argentina. Econ. Geology, 54, 5: 903-912. Urbana
- Willner, A. y H. Miller, 1992. A discussion of "The structure of the Precambrian and Lower Paleozoic Basement of the Central Andes between 22° and 32° S Lat." by Mon and Hongn. Geologische Rundschau, 81:795-798. Stuttgart.
- Zanettini, J.C., 1973. Observaciones sobre la facies proximal del Subgrupo Santa Bárbara, en el sector noroeste de la Cordillera Oriental (provincias de Salta y Jujuy). Asociación
- Zappettini, E., 1989. Geología y metalogénesis de la región comprendida entre las localidades de Santa Ana y Cobres, provincias de Jujuy y Salta. República Argentina. Tesis Doctorado, Univ. de Buenos Aires.
- Zappettini, E., 1995. Hoja minero metalogenética San Antonio de Los Cobres (2566-I), provincias de Salta y Jujuy. Rep. Arg. Sec. de Minería. Dir. Nac. del Serv. Geol. Buenos Aires.

SIERRA DEL COBRE

Ficha Mina Minerales Metalíferos

N°	DOMINIO	DEPOSITO	UBICACIÓN	ASOCIACION	MORFOLOGIA	MINERALOGIA	ALTERACION	ROCA DE CAJA		DATOS ECONOMICOS		OBSERVACIONES	BIBLIOGRAFIA
								UNIDAD	LITOLOGIA	RESERVAS	LEYES		
1	I SIERRA DEL COBRE	Sureña II	66°20'10"O 23°42'48"S	Cu -Au -Mn -Zn -Pb	Diseminado	Py, Cp, Jar, Lim, Bl, Ga, Gth	Aréz, Propz, Silz, Serz, Limz		Pórfidos dacíticos y brechas		Cu: 0,1%; Au: 0,1g/t; Pb:0,5%; Mn:1%		
2		Sureña III	66°20'30"O 23°44'56"S	Cu -Au	Vetas R:N 20°O	Py, QAu		F. Acoite	Areniscas y lutitas		Cu: 0,1% - Au: 0,4g/t		Méndez, 1996
3		Sureña IV	66°20'50"O 23°46'40"S										

Abreviaturas:

R: Rumbo

Aréz: argilización - Au: oro - Bl: blenda - Cp: calcopirita - Cu: cobre - Ga: galena - Gth: goethita - Jar: jarosita - Lim: limonita

Limz: limonitización - Mn: manganeso - Pb: plomo - Propz: propilitización - Py: pirita - QAu: cuarzo aurífero - Serz: sericitización - Silz: silicificación - Zn: cinc



SIERRA DEL COBRE

Ficha Mina Minerale Industriales

N°	DOMINIO	DEPOSITO	UBICACIÓN	SUSTANCIA MINERAL	MORFOLOGIA	TIPO DE YACIMIENTO	UNIDAD FORMACIONAL	ROCA DE CAJA		DATOS ECONÓMICOS		CALIDAD DEL MATERIAL	TEXTURA	COLOR	OBSERVACIONES	BIBLIOGRAFIA	
								UNIDAD	LITOLOGIA	RESERVAS	LEY						
BORATOS																	
32	II SALINAS GRANDES	San Esteban	66°11'00''O 23°43'00''S	Boratos		Evaporítico										Marcuzzi et al., 1992	
27		San Francisco	66°10'50''O 23°44'08''S														
22		Walterio	66°10'05''O 23°44'40''S														Barras, Papas y Capas: 0.10-0.44m
HALITA																	
59	II SALINAS GRANDES	El Capitán	66°04'50''O 23°40'40''S	B, Na, Mg	Capas y lentes P: 0.10-0.30m												Marcuzzi et al., 1992

ESTA
EJEMPLAR
NO SALE
DEL
AMBIENTE