

GEOLOGIA DE LA PUNA AUSTRAL ENTRE LOS 25° 15' A 26° 30' DE LATITUD SUR Y LOS 66° 25' A 68° 00' DE LONGITUD OESTE, PROVINCIAS DE CATAMARCA Y SALTA, ARGENTINA

Por
Oswaldo Edgar González *

ABSTRACT

Geology of Puna Austral between 25° 15' to 26° 30' of south latitude and 66° 25' to 68° 00' longitudes, Provinces of Catamarca and Salta, Argentina Republic.- This paper deals with the geological study of the Puna Austral extended about 26.000 km². The following descriptions are made on: metamorphic rocks of low up to high degree, basic rocks and few granites attributed to the Preordovician, marine sedimentary rock, on basic-ultrabasic rocks and granitoids of Ordovician ages, psephitic sedimentary rock which crop out in two distant places and are attributed to Devonian, red sedimentary rocks of the subgroup of pargua (Cretaceous) in the oriental extreme of the region, on continental sedimentary rocks, effusive rocks (basalts) which are found in extensive areas and attributed to the tertiary.

Finally, the effusive rocks (basalts) are mentioned with together with recent sediments are attributed to different Quaternary epochs.

The regional structure shows the Caledonic and Andic Cycles describing the structural characteristics of the zone.

In this area mineral resources are being exploited. They are important from the geological point of view. (borates, gold, etc.)

Introducción

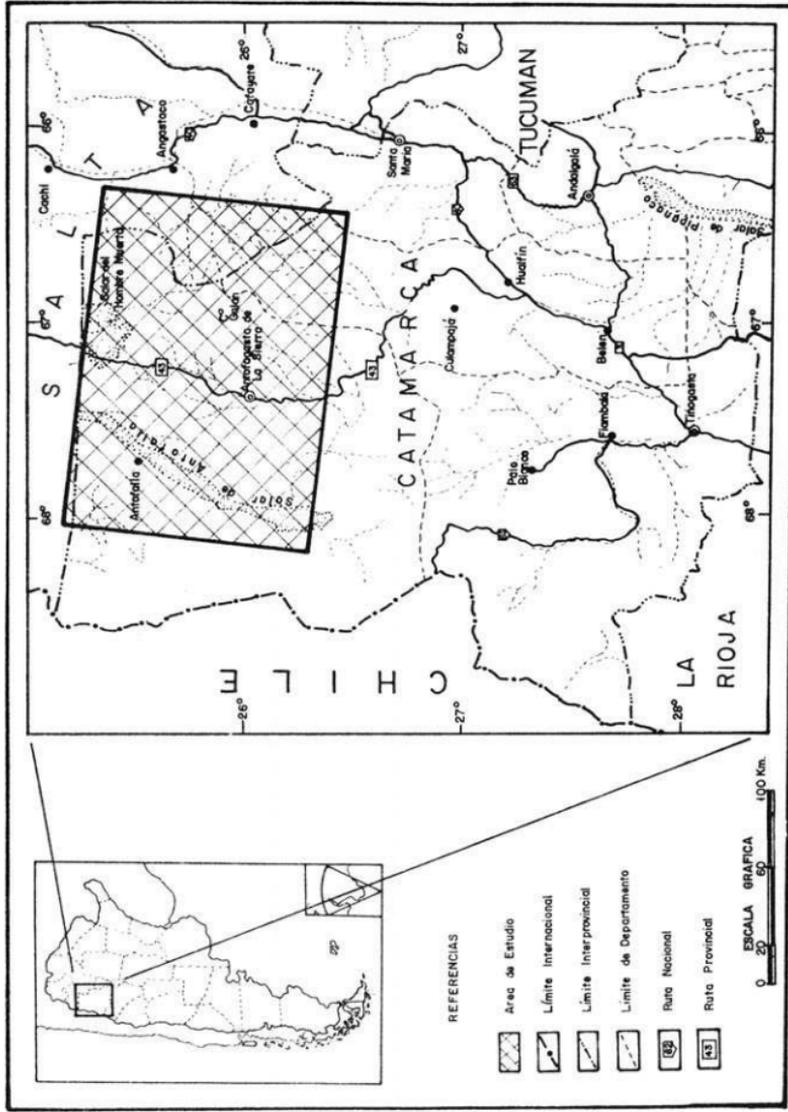
El estudio fue realizado utilizando principalmente las técnicas de sensores remotos para grandes regiones, que en este caso se enmarca entre los meridianos 66° 25' y 68° 00' de longitud oeste y los paralelos 25° 15' y 26° 30' de latitud sur, haciendo uso de las imágenes Landsat Thematic Mapper, se pudieron realizar consideraciones geológicas importantes a nivel de grandes unidades litoestratigráficas, estructura regional, además de la configuración de una buena planimetría del área. Cabe

agregar que esta investigación se apoyó en la información disponible, como así también en observaciones personales de campo, registradas durante los viajes a la región en las últimas dos décadas.

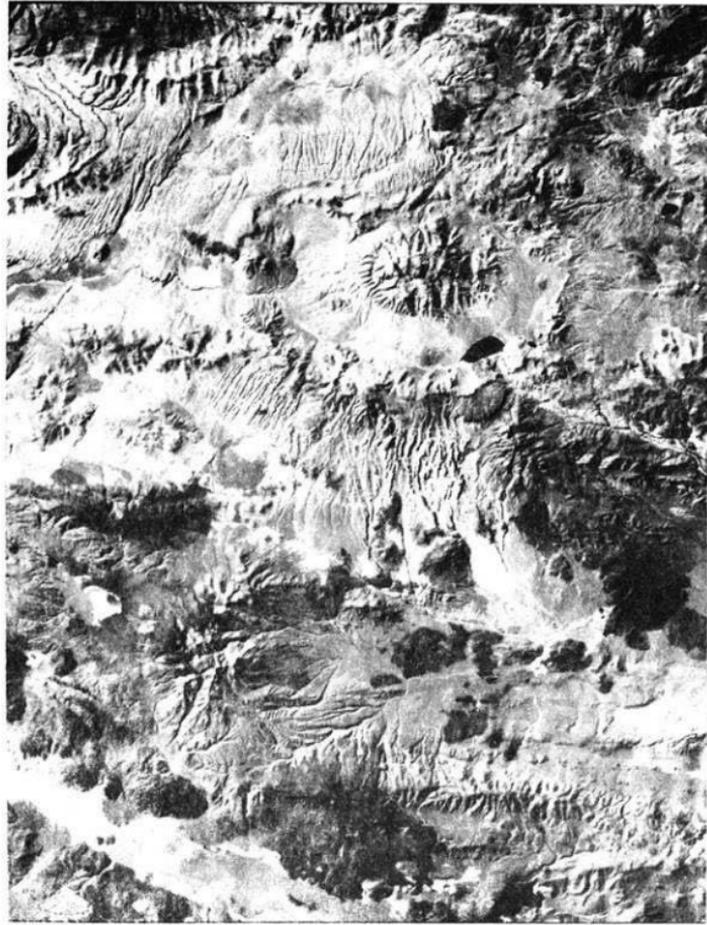
Se cree importante señalar lo satisfactorio del uso de imágenes (sensores remotos) en problemas de la geología de los Andes, especialmente de la Puna, donde pueden contribuir en gran medida a la investigación de ciertos rasgos o características geológicas de grandes áreas, tales como los que fueron citados, para "los depósitos de avalanchas de detritos" en los Andes Centrales, por Francis y Wells (1988).

La región descrita corresponde a la provincia geológica Puna (Turner y Mendez, 1979) y dentro de ella, la identificamos como perteneciente a la Puna Austral (propuesta de

*Dirección Nac. de Minería y Geología. Fac. Cs. Naturales
U.N.T.



Lám. 1.- Mapa de ubicación



Lám. 2.- Imagen compuesta LANDSAT THEMATIC MAPPER (falso color) de la caldera del Cerro Galán y adyacencias, que cubre la parte central del área estudiada. La imagen fue creada de las bandas de TM 7, 4 y 2, que corresponden al rojo, verde y azul, respectivamente. La misma ocupa una superficie de 180 km por 120 km. A la derecha la caldera volcánica resurgente con la desafiada Laguna Diamante, a la izquierda y arriba se observa el Salar de Antofalla, al centro arriba la parte sur del Salar del Hombre Muerto y abajo-centro los volcanes La Laguna y la Alumbra de composición basáltica. Cortesía del Dr. Peter Francis del Lunar and Planetary Institute (Houston).

Alonso y otros, 1984), teniendo en cuenta ciertas diferencias en la estratigrafía, estructura y morfología. La mencionada región se encuentra ubicada en el sector noroeste de la República Argentina, abarcando la parte septentrional de Catamarca, al sur del límite de la provincia de Salta, la que incluye el Salar del Hombre Muerto, Salar de Antofalla, Volcán de Antofalla, Cerro Galán, Antofagasta de la Sierra, y la parte occidental montañosa del Valle Calchaquí.

La Región posee un camino troncal, Ruta provincial Nº 43, que la atraviesa de norte a sur y que une las poblaciones de Salar de Pocitos, en la provincia de Salta, con El Eje-Hualfin en la región de Farallón Negro. (Lámina 1).

Esta investigación se inició durante la permanencia del autor en el Lunar and Planetary Institute (L.P.I.), Houston, Texas, U.S.A. (noviembre de 1986) y fue concluida en el Centro de Exploración Minera para la Región Noroeste-S.E.M.- con sede en Tucumán.

Métodos de Trabajo

La principal fuente de imágenes usada en esta investigación ha sido la Landsat Thematic Mapper (T.M.). Esta provee datos digitales en siete bandas espectrales y posee un tamaño de pixel de 30 x 30 m.

Las multiespectrales T.M. fueron digitalmente procesadas para discriminar características litológicas diferentes. Las imágenes compuestas usando las bandas 7, 4 y 2, muestran un amplio rango de unidades de rocas que podrían ser confiablemente identificadas, siempre basadas sobre las observaciones de campo. Estas imágenes Landsat T.M. permiten discriminar distintas unidades por su contraste espectral y características texturadas comparadas con aquellas de otros terrenos litológicos. (lámina 2).

Las transparencias color (slide) que ocupan amplias zonas se utilizaron en mesa de luz dirigida, a los efectos de observar la morfología, textura, color, tonalidad, etc. Los mismos fueron transferidos a una planimetría confeccionada sobre las imágenes, en escala 1:300.000, en donde se observan e indican drenajes principales, serranías importantes, toponimia y salares.

Una vez interpretada la región, se procedió a controlar sectores conflictivos utilizando la geología relevada en la década del 70 por el Plan NOA Geológico Minero y otras investigaciones más recientes; también, en su momento, se efectuaron ampliaciones de imágenes mediante la terminal de computación existente en L.P.I.

En algunos casos se creyó conveniente unificar unidades rocosas que poseen variaciones en escala local, identificadas como formaciones, como es el caso de los sedimentos terciarios continentales que observamos al oeste desde el Salar del Hombre Muerto hasta el campo de Carachi Pampa.

Estratigrafía

En la región se distinguen varios complejos litológicos que ocupan posiciones estratigráficas definidas, que poseen ciertas características distintivas para la puna austral.

La columna geológica es relativamente sencilla, teniendo en cuenta que un mayor detalle la complicaría en muchos casos y además que la escala de trabajo no lo permite.

Se usan normalmente definiciones de tipo litológico para las unidades, sin tener en cuenta los nombres formacionales propuestos en distintos trabajos, pero haciendo referencia a los mismos para la región.

En este amplio sector de la Puna se observan rocas del denominado basamento metamórfico antiguo; rocas sedimentarias e ígneas del Paleozoico inferior; rocas sedimen-

tarias, volcánicas y piroclásticas del Cenozoico, que como sabemos, estas últimas tienen un desarrollo muy importante hacia el oeste, en la zona limítrofe con Chile. (lám. 3).

Metamorfitas de bajo a alto grado (Preordovícico)

En el borde oriental de la Puna de Catamarca y la zona de transición a los ambientes morfoestructurales de Cordillera Oriental y Sierras Pampeanas, es donde afloran rocas con un metamorfismo regional de bajo a alto grado con sobreimposición en algunas zonas de un metamorfismo de contacto, como una continuación hacia el oeste de la reconocida Formación Puncoviscana que pertenece a la facie de esquistos verdes en los ambientes mencionados.

Dichas rocas conforman cuerpos de regulares dimensiones, aislados por una amplia región que se extiende hasta la parte central de la Puna, observándose los principales afloramientos en la zona oriental del Salar del Hombre Muerto, cerro Overo, al noroeste del cerro Galán, sierra del Peñón, parte de la sierra de Laguna Blanca, cerro Loma Bola y zonas aledañas al paraje de Molinos. (lám. 5).

El basamento está constituido por una gran variedad de rocas que pueden agruparse en esquistos, filitas, micacitas y gneises, con sectores donde se observan pizarras, areniscas leptometamórficas, cuarcitas y calizas. En general el carácter litológico es constante y relativamente uniforme en los distintos cuerpos.

Según Navarro (1971), las rocas aumentan de grado metamórfico hacia el oeste, por lo menos en la Sierra del Cajón, y también se puede inferir que los esquistos derivan de una roca pelítica a psamítica fina con mediano porcentaje de carbonatos.

La zona del cerro Loma Bola se caracteriza por lutitas, pizarras, y filitas moteadas

grises verdosas, de grano muy fino, con estructura foliada y marcada lajosidad (Navarro, 1971).

Al este del Salar del Hombre Muerto afloran esquistos cuarzo feldespáticos de color gris claro y en menor proporción areniscas leptometamórficas de color gris y castaño, mientras que al noroeste del Cerro Lagunitas hay pizarras y filitas grises oscuras de grano fino y textura esquistosa bien definida (González, 1984).

La zona Las Juntas - Abra de Cuerno- al norte noroeste del Cerro Blanco, se caracteriza por gneis, esquistos micáceos y esquistos sillimaníticos que están intruídos por granitos, pegmatitas y segregaciones de cuarzo. En las mismas se define un aumento gradual de las condiciones metamórficas hacia el oeste (Castillo y Suárez, 1980).

Al sur de la sierra del Peñón, en los esquistos se han observado intercalaciones de calizas amarillentas que representan buenos bancos guías, para ver la configuración del plegamiento (Mon y Hong, 1989). Rocas similares se han detectado también en el Cerro Overo (González, 1972).

La zona de Molinos y el Cerro Durazno se caracterizan por pizarras, areniscas y lutitas de color gris verdoso junto con amplios sectores donde se observan esquistos biotíticos y cordieríticos que representan áreas con mayor grado metamórfico (Díaz Taddei, 1977 y Villanueva García, 1988).

Estas rocas fueron descritas por distintos autores, como Formación Loma Corral por Turner en la Hoja 11d "Laguna Blanca" (1973); Como Formación Loma Corral y Potrero en la comarca de Sierra de Quilmes a Carachi Pampa por Navarro (1971); como formación Puncoviscana para la región este del Salar del Hombre Muerto por González (1984 y 1985); como Formación Puncoviscana y La Paya para la región de Molinos por Díaz Taddei (1977);

COLUMNA ESTRATIGRAFICA INTEGRADA

TIEMPO		FASES DIASTROFICAS	UNIDAD LITOLOGICA	AMBIENTE	
CENOZOICO	CUATERNARIO	DISTENSIVA	Coluvio y aluvio	Evaporación Acumulación fluvial Efusivo Efusivo Efusivo Piroclástico Piroclástico Efusivo	
			Salar y salinas		
			Niveles aterrazados		
			Basalto Chascha		
			Basalto Incahuasi		
			Coladas Las Cuevas		
			Ignimbrita Vallecito		
			Ignimbrita Archibarca		
	PLEISTOCENO	BASALTO ANTIGUO			
	TERCIARIO	PLIOCENO	DIAGUITA	Domo Aguas Calientes	Volcánico
				Lava Real Grande	Efusivo
				Lavas y tobas borde Caldera	Efusivo-Piroclástico
				Ignimbrita Cerro Galán e	Piroclástico
Ignimbritas Toconquis					
MIOCENO OLIGOCENO EOCENO				QUECHUA PRINCIPAL	Andesita Tebenquicho
		Intrusivos Salitre	Stock		
		Andesitas viejas	Efusivo		
		Sedimentos continentales indiferenciales			
MESOZOICO		CRET.	CAMPANIANO	Subgrupo Pirgua	Fluvial
	DEV.	INFERIOR ?			
PALEOZOICO	ORDOVIGICO	OCLOYICA	Psefitas	Fluvial	
			Rocas básicas y ultrabásicas	Efusivas marinas	
			Sedimentitas Clásticas	Turbiditas	
			Faja eruptiva occidental	Intrusivo	
Faja eruptiva oriental					
PREORDOVIGICO	LLANDEILLANO	GUANDACOL TILCARICA	Granito Molinos	Intrusivo	
	LLANVIRNIANO		Esquistos y rocas básicas occidentales	Turbiditas	
	CAMBRICO ?		Metamorfitas de bajo a alto grado	matamorfizadas	

como Complejo Metamórfico por Castillo y Suárez (1989); como basamento cristalino por Sparks et al. (1985); gneises y milonitas por Mon y otros (1985); y como faja metamórfica de mediano a alto grado por Alonso y otros (1984).

En general se acepta para la Formación Puncoviscana una edad de sedimentación Precámbrico superior - Cámbrico inferior, y si pensamos que el basamento metamórfico de bajo a alto grado derivó de las mismas secuencias sedimentarias, por lo cual sus diferencias actuales son debidas a diferentes condiciones físicas a las que fue sometido durante su historia geológica.

En cuanto a los eventos metamórficos podemos señalar la existencia de por lo menos dos ciclos tectónicos, uno de ellos, el Ciclo Pampeano que corresponde a la sedimentación y orogénesis de la Formación Puncoviscana y otro posterior, el ciclo Famatiniano (Aceñolaza y Toselli, 1976).

Bachman y Grauert (1987) registran que la primera actividad orogénica, habría comenzado en el Cámbrico inferior (540-590 m.a.) para metamorfitas de la Sierra de Ancasti y Tafi del Valle, y que está relacionada con la formación del bandeamiento principal de las rocas y la primera aparición de almandino, mientras que a posteriori, se registra una nueva actividad tectónica en el Ordovícico (430-470 m.a.) que correspondería a otro proceso de metamorfismo regional que sugiere un sincronismo con las intrusiones de rocas graníticas en el Ordovícico superior.

Cabe mencionar finalmente que no se descarta la posible existencia de eventos más antiguos que los citados; también debemos aclarar que los estudios estructurales realizados en diversas zonas de la Puna por Mon et al. (1988), Mon y Hong (1988) y Omarini et al. (1988), describen la relación de estas secuencias metaforizadas con una intensa deformación polifásica que la interpretan como evidencia para separar estas unidades de las Paleozoicas

inferiores (Ordovícico).

Esquistos y rocas básicas occidentales

En el margen occidental del Salar de Antofalla, en Antofallita, Botijuelas y al sur de Lorohuasi (lám. 5), se han observado unidades consideradas preordovícicas (precámbricas).

En Antofallita predominan rocas de mediano grado metamórfico, compuestas por esquistos muscovíticos - biotíticos de color gris verdoso. Se observan además intercalaciones de cuerpos básicos de color gris oscuro, de textura granosa fina a mediana. Este conjunto litoestratigráfico presenta una intensa deformación polifásica (Fauque y Sato, 1985).

En Botijuelas se observan micacitas y esquistos micáceos de colores verdoso y grisáceos de bajo grado metamórfico. El mismo está penetrado por anfibolitas de grano fino a mediano, y estas últimas a su vez por venas de cuarzo - feldespato, aplitas y granitos rosados equigranular (Coria, 1971). Tentativamente las rocas intrusivas graníticas se asignan a la Faja Eruptiva Occidental, aunque es posible que sean más antiguas. Dichos esquistos también poseen intensa deformación polifásica.

Los afloramientos de Lorohuasi se describen como cuarcitas y esquistos verdosos atravesados por venas de cuarzo y cuarzo - feldespato (Nuñez, 1971).

Recientemente, Omarini et al. (1988) también ubican estas unidades en este contexto, teniendo en cuenta la microtectónica para identificar, diferenciar y separar los complejos precámbricos de los ordovícicos.

Granito Molinos

Estos granitoides afloran en las cercanías y al sur del paraje de Molinos.

Las características litológicas descritas por Díaz Taddei (1977) la identifican como una granodiorita con estructura ligeramente foliada y textura cataclástica con variaciones a porfiroides. La roca es grisácea y está compues-

ta por cuarzo, plagioclasa (albita - oligoclasa), microclino y abundante biotita.

Las dataciones radimétricas efectuadas por Halpern (1972), en las rocas graníticas de Molinos, mediante Rb-Sr, dio valores entre 520 y 605 Ma., con lo cual interpretan una edad precámbrica superior a paleozoico inferior.

También Díaz Taddei, por sus características litológicas considera a esta unidad distinta de los granitos Cachi, más joven y con cierta similitud petrográfica a los granitos de la faja eruptiva de la Puna Oriental, descriptos por Méndez y otros (1973). El mismo asigna estos granitos al Paleozoico inferior.

De acuerdo a las características estructurales del valle de Hualfín que separa dos bloques principales, Cratógono Central y la Faja Móvil de la Puna Oriental mediante el frente Púnico (Salfity y otros, 1975), y teniendo en cuenta las dataciones realizadas por Halpern (1972), Halpern y Latorre (1973), los eventos del metamorfismo regional identificados por Bachman (1986) y Bachman y Grauert (1987, a y b) es posible interpretar que los granitos de Molinos serían preordovícicos, tentativamente atribuidos al cámbrico.

Ordovícico

Faja eruptiva oriental

La faja eruptiva oriental fue descripta por Méndez y otros (1973), y ocupa una extensa área en el borde oriental de la Puna Austral, con un ancho máximo de 75 Km al sur del Cerro Galán.

Está constituida por granitos, granodioritas y tonalitas biotíticas de color gris oscuro, a verdoso, que pueden poseer megacristales de microclino perfitico de tamaño variables, que en algunos casos sobrepasan los 2 cm de aristas. También se describen monzonitas y otras rocas de grano fino como pórfidos gábricos y dioríticos;

además se han observado cuarzozos azules e inclusiones de xenolitos de metamorfitas micáceas (González, 1985).

La faja eruptiva es interpretada por Salfity y otros (1975) como un cinturón móvil emplazado entre dos grandes sistemas de fracturación meridianos como el Frente Tacónico Occidental, al oeste, y el Frente Púnico Oriental al este.

Para Coira y otros (1982), la faja eruptiva representaría las raíces de un arco magmático calco - alcalino Ordovícico relacionado a la subducción de corteza oceánica.

Este proceso según los datos geocronológicos, habría tenido su inicio durante la Fase diastrófica Guandacol con culminación en la fase Oclóyica. De esta manera se establece que la faja eruptiva correspondería al eje de máxima transformación metamórfica - migmatítica relacionada a estos eventos.

En las imágenes T.M. se han observado diferentes texturas que representan distintas características geológicas que implicarían la presencia de intrusivos más jóvenes, que han sido indicados tentativamente en el mapa.

Las últimas dataciones radimétricas Rb/Sr realizadas por Omarini y otros (1984) sobre muestras de la mina Acazoque, sudoeste de San Antonio de los Cobres, establecen una edad absoluta de 471 ± 12 Ma., a partir de una isócrona. En base de estos datos se asigna una edad Ordovícica media para estas rocas, por lo menos para el inicio y parte de la misma puede abarcar hasta el Wenlokiano.

Esta unidad ha sido definida en el margen oriental del Salar Centenario como Formación Oire por Turner (1964) y en la región de Laguna Blanca como Formación Chango Real, también por Turner (1973). Posteriormente distintos autores utilizan estos nombres formacionales en la región, como Navarro García (1971 y 1984), González (1984, 1985 y 1989), Méndez y otros (1979).

Faja eruptiva occidental

En la parte norte y al oeste de Antofalla se manifiestan unos granitoides que afloran aisladamente, cubiertos por efusivas y rocas sedimentarias cenozoicas.

Se distinguen varios cuerpos plutónicos de distintas dimensiones, donde el más conocido es el Granito de Archibarca o de Caballo Muerto.

Está constituido por un granito de color rosado, de textura granosa mediana, formado por feldespato rosado (microclino y andesina media) y cuarzo translúcido, junto con biotita y algo de muscovita. El mismo en general está meteorizado.

Para el Granito de Archibarca, Palma et al. (1986) dan a conocer una edad obtenida mediante K-Ar (INGEIS, Nº 2599) de 485 ± 15 Ma., con lo cual atribuyen el mismo al Ordovícico inferior.

Es interesante citar que para el Granito de Taca Taca, ubicado en el borde oeste del Salar de Arizaro, Llambías y Caminos (1986) dan una edad obtenida mediante isócrona Rb - Sr de 469 ± 4 m.a.. También Alonso et. al. (1984) anticipan la edad Ordovícica para estos intrusivos sobre la base de dataciones aún no publicadas.

Estos cuerpos plutónicos se continúan hacia el norte, en el sur de la provincia de Salta y en la región limítrofe chilena desde el Volcán Socompa al Sur del Salar de Atacama, donde se define la "Faja Eruptiva de la Puna Occidental", Palma et al (1986). De acuerdo a los datos geocronológicos, reseñados por distintos autores, en Argentina y Chile, esta faja sería aparentemente más antigua que la Oriental (Omarini et al., 1984). También debe tenerse en cuenta la mención de pérdida de argón dada por Palma en su datación radimétrica, por lo cual podrían ser más antiguos los intrusivos.

En la región se reconocen estos cuerpos como granito de Archibarca por Palma et al.,

(1986) y Granito de Caballo Muerto por González (1983) y otros autores.

Sedimentitas clásticas marinas

En 1971 Aceñolaza y Toselli, con el hallazgo de una fauna graptolítica ordovícica definen la edad de estas rocas, para una parte de la Puna.

Los afloramientos se extienden de norte a sur, conformando bloques elongados de dirección meridiana desde la parte oeste del Salar del Hombre Muerto hasta casi el Campo de Carachi Pampa, mientras que más al oeste se continúan hasta la Laguna de Cueros en Purulla, incluyendo las localidades de Falda Ciénaga, Los Nacimientos y Paycuqui, donde existen fósiles de esa edad.

Las rocas de esta unidad son de color gris verdoso a amarillento claro, bien lajosas y están constituidas por metagrauvas, areniscas cuarzosas finas, grauvas líticas o feldespáticas, pizarras y lutitas, las cuales han sido afectadas por un metamorfismo leve (facie de esquistos verdes).

En la parte norte de la Sierra de Calalaste, Guillou (1971) cita que estas sedimentitas están inyectadas y son de facies más gruesas, que las observadas en las cercanías de Paycuqui.

En Falda Ciénaga, Aceñolaza y otros (1975) cuando describen la sección tipo reconocen un miembro El Puesto o inferior, caracterizado por sedimentitas arenosas con algunos niveles pelíticos, y otro denominado El Filo o superior, que es principalmente pelítico. En el miembro El Puesto se han determinado los siguientes fósiles: *Glossograptus* sp., *Didymograptus* cf. *D. Murchisoni* (Beck), *Didymograptus* sp., *Cardiograptus* sp., *Glyptograptus* sp., *Climacograptus* sp., *Pleurograptus* sp. y *Glossograptus* cf. *G.G. Ciliatus* Emmons 1878, que corresponden a una edad Llanvirni-alta - Llandeiliana.

A esta unidad litológica se la reconoce

en numerosos trabajos como Formación Falda Ciénaga (Aceñolaza y otros, 1975 y 1976), como Formación Paycuqui (Rojo, 1972). El espesor estimado es superior a los 1.000 metros y está representando a niveles del Ordovícico medio a superior.

Rocas básicas y ultrabásicas

En la sierra de Calalaste al oeste de Antofagasta de la Sierra, cordón montañoso con escasos trabajos geológicos en detalle, se reconocen pequeños cuerpos de rocas básicas y ultrabásicas en la Quebrada de Oire, siempre en la vecindad de sedimentitas Ordovícicas. (Guillou, com. personal).

Al sur de esta Sierra, en la quebrada de Cueros, Palma (1986) observó un cuerpo de basalto con estructura almohadillada, cuyas relaciones con las rocas circundantes (sedimentitas ordovícicas) es poco clara; además estaría asociado con unos filones capa básicos y ultrabásicos, y con la presencia de chert y radiolaritas.

Estos afloramientos junto con otros, como los del sur del Salar de Pocitos, los de San Buenaventura, etc., se habrían producido durante la sedimentación ordovícica de pelitas y grauvacas en secuencias cíclicas (turbiditas), asociados a un vulcanismo básico concomitante en esta parte de la cuenca.

Devónico

Psefitas

En dos lugares distintos de esta región se han observado sedimentitas que son asignadas tentativamente al Devónico y serían correlacionables con otros afloramientos de la Puna Salteña, descritos por Aceñolaza et al. (1972)

En el paraje de Botijuelas existe un paquete de sedimentitas, constituidas en su base por conglomerados caóticos, de color gris pardusco, sin ninguna selección, con clastos

subangulosos a subredondeados de 10 a 15 cm de diámetro, procedentes de rocas de basamento. Por encima una secuencia de areniscas blancas y grises de grano mediano que alternan con limolitas de color rosado y algunos niveles calcáreos ferruginosos. Este conjunto alcanza una potencia no menor de 150 metros, según Allmendinger y otros (1982), y Coria (1971). En los niveles de calcáreos, el último autor encontró restos de llingula y un fósil problemático que no le permitieron dilucidar la edad.

El otro afloramiento está en la zona de Laguna del Salitre, al norte del río Chichihuanchín donde se observó una secuencia de conglomerados silicificados de composición litológica y de tamaño de clastos variables en los diferentes afloramientos. Siendo en general, los conglomerados de color gris a castaño oscuro con clastos de cuarzo y plagioclasa de 3 a 5 cm, la matriz es de arenisca muy fina con cemento silíceo en proporciones variables. Cabe mencionar la presencia de escasos clastos redondeados, en ciertos niveles, de granito y una arenisca fina metamorfizada de hasta 1 m de diámetro. (González, 1989).

Los mismos son de origen fluvial, poseen rasgos de estratificación, y en un caso se observó estratificación entrecruzada.

Estas unidades litológicas han sido denominadas Estratos de Botijuelas y Formación Chichihuanchín, en sus respectivas áreas, por Coira (1971) y Navarro García (1984).

Cretácico

Subgrupo Pirgua

Las sedimentitas cretácicas están representadas por el Subgrupo Pirgua con sus tres unidades formacionales. Aflora al oeste del poblado de Molinos y al sur del Cerro Durazno, paraje ubicado al oeste del valle Calchaquí en las partes bajas.

El subgrupo está constituido por un po-

tente paquete de capas rojas que se inicia con brechas y conglomerados, bien coherentes, castaños rojizos, oligomícticos con clastos angulosos de rocas metamórficas (90%), cuarzo y pegmatitas; continúa con una secuencia de pelitas laminadas que alternan con areniscas finas, macizas de color rojo y culminan con areniscas gruesas. El espesor estimado es superior a los 3.500 metros (Villanueva García, 1988).

Las rocas del Subgrupo Pirgua son reconocidas como las Formaciones La Yesera, Las Curtiembres y los Blanquitos, constituyendo los afloramientos más occidentales para esta latitud.

Terciario

Sedimentitas continentales indiferenciadas

En el terciario ocurren importantes eventos tectónicos, sedimentarios, volcánicos y hasta plutónicos, que también se manifiestan en esta parte de la Puna Austral.

La sedimentación se inicia sobre el basamento paleozoico como una cuenca única, que en su evolución posterior se separa en una serie de cuencas arealmente reducidas y que se manifiestan con una gran subsidencia. El pilar de rocas ordovícicas que emerge en el sector central de la Puna se denomina "Calalaste - Pocitos", representado por los parajes Acazoque, Cerro Beltrán - Los Colorados y Sierra de Calalaste, que separa las acumulaciones terciarias con litologías algo diferentes, tanto al oeste como al este de la dorsal, Alonso y otros, (1984).

La faja este tiene depocentros en Hombre Muerto y Carachi Pampa, donde las acumulaciones están constituidas por sedimentos clásticos, evaporíticos y piroclásticos-psefítico, especialmente para Hombre Muerto; mientras que la del Oeste posee el gran depocentro de Antofalla representada con

sedimentitas de tipo clástico, evaporítico y clástico.

La sedimentación en Hombre Muerto se inicia, con niveles de areniscas finas, pelitas y limolitas de colores rojo ladrillo y castaño moradas, cuyo espesor es superior a los 700 m; luego pasa a areniscas finas y limolitas de color castaño con intercalaciones de yeso, cuerpos de halita, boratos, etc., y se sobrepone lutitas grises, con lo cual alcanzan espesores de 1.750 m. La secuencia termina con piroclásticas (tobas dacíticas) y niveles de conglomerados tobáceos blanquecinos que poseen un espesor mínimo de 150 m. (González, 1972).

En la sierra Los Colorados, que se corresponde con el depocentro de Carachi Pampa, describe Herrero (1972) una sucesión de abajo hacia arriba compuesta por areniscas, areniscas sabulíticas y conglomerados de color rosado y blanquecino, bien estratificada en bancos de 1 a 3 m, con restos vegetales indeterminados, y cuyo espesor medido alcanza 1.900 m; se le sobrepone otro conjunto de areniscas, areniscas conglomerádicas pelitas y conglomerados, definidos en dos miembros violáceos y rojos respectivamente, con espesor estimado de 2.700 m. Hacia arriba continúa otra sucesión de areniscas, fangolitas, limolitas y bancos salinos de colores rosados y blanco con un espesor mínimo de 300 m.

El total sería superior a los 4.900 m de espesor, si consideramos que las relaciones entre estas unidades es, en algunos casos, por contacto mediante falla.

En el depocentro de Antofalla, para el paraje homónimo se describe una secuencia de poco espesor visible en relación con los ya descritos, compuesta de areniscas y limolitas de color rojo ladrillo, bien estratificado, que luego hacia arriba pasan a conglomerados finos y hasta gruesos, de color castaño claro (González, 1983).

En la parte sur del salar de Antofalla

existen importantes afloramientos de estos sedimentos, pero a causa de su inaccesibilidad hay pocos estudios sobre estas rocas.

En las cercanías del salar de la Mina, Ricci (1974 y 1983) describe una sucesión de areniscas, desde muy finas a conglomerádicas y limolitas rojo ladrillo que van variando hasta grises, con estratificación paralela y bien marcada, además son comunes las intercalaciones de yeso de hasta 7 cm de espesor y en general poco compactas. Otra secuencia desarrollada por encima de la anterior está integrada por areniscas arcósicas y sabulitas de color castaño a grisáceo, limolitas arenosas tobáceas y limolitas castaño claras; en los niveles superiores es más fina su granulometría, la que presenta intercalaciones de bancos evaporíticos (sulfatos?). No se estiman espesores para estas secuencias, aunque se piensa que aquí están las secciones más completas de estas unidades.

En el terciario aflorante en la región sur de Salta, Turner (1960) define el Grupo de Pastos Grandes, al que divide de la base al techo, en tres formaciones que denomina: Gestes, Pozuelos y Sijes. Luego, diferentes autores, extienden estos conceptos, a todo el Terciario Puneño. Recientemente Alonso y Gutiérrez (1986), definen la Formación Catal como otra unidad litológica diferente, compuesta por conglomerados y elementos tobáceos, que corresponden a la parte superior del grupo para el Salar del Hombre Muerto.

Alonso et al. (1982) dan a conocer el hallazgo de vertebrados fósiles en la base del grupo en el perfil tipo, con lo cual permite ubicar estos estratos en el Eoceno Superior. De esto surge que la sedimentación terciaria es concordante y transicional, no habiéndose detectado discordancias, hasta la Fase Quechua Principal (Mioceno tardío-Plioceno temprano), aunque se reconoce que durante la Fase Quechua inicial (Mioceno Medio) se produce el emplazamiento del arco volcánico terciario que da lugar a las piroclastitas que se manifiestan en las

Formaciones Sijes y Catal, respectivamente.

El inicio de este ciclo sedimentario-piroclástico para la Puna Austral es después de los movimientos o Fase Incaica y concluiría en la Fase Quechua Principal.

Cabe mencionar la importancia económica que tiene la presencia de cuerpos de halita e intercalaciones de evaporitas, principalmente boratos, como rasgos distintivos de la parte superior (Formación Sijes) de esta sedimentación.

También en esta región, afloran sedimentitas terciarias del Grupo Payogastilla, representada por una potente secuencia sedimentaria, reconocida en el valle del Río Calchaquí por Díaz (1985).

Dichas rocas se observan al oeste y sur del poblado de Molinos, en unos pequeños valles intermontanos. Están constituidas por las Formaciones Quebrada de Los Colorados y Angastaco. La primera representada por una secuencia de areniscas medianas y conglomerados de color anaranjado rojizo, mientras que la segunda son areniscas gruesas de color gris claro. El espesor total medido por Villanueva García (1988) para estas rocas es superior a los 650 m.

La edad de la formación Angastaco, según la presencia de restos fósiles (mandíbulas) fue asignada al Mioceno medio a superior, mientras que la otra, Quebrada de los Colorados, es atribuida al Mioceno inferior.

Andesitas Viejas

Las Andesitas Viejas se observan al este del cerro Ratones, separadas de la parte principal del cerro por una falla. Tentativamente también se asignan a este evento, unas rocas situadas al norte del Alto de Las Lagunas y las andesitas de la parte elevada de la sierra de Laguna Blanca.

Estas vulcanitas están representadas por andesitas grises claras y oscuras, de textura

porfídica con fenocristales de feldespato y máficos en una pasta afanítica.

De estas rocas no existen dataciones radimétricas, por lo que se les asignan edades algo mayores que las Andesitas y Dacitas Tebenquicho; cabe mencionar que las observaciones realizadas en Ratones permiten establecer la existencia de una pequeña caldera volcánica erosionada y dislocada, que hace pensar en el desarrollo de efusiones más antiguas para este lugar.

Intrusivos Salitre

Los intrusivos salitre afloran en la región sur al noreste de la Laguna Salitre, y otros, al norte de reducidas dimensiones de pórfido dacítico, en el Cerro Bayo y al oeste de Acazoque.

Las rocas de Laguna del Salitre, están constituidas por una monzonita de color gris oscuro con textura granosa fina a mediana, de plagiocasa, piroxenos y biotita, y un pórfido dacítico que intruye al anterior, también de color gris. Este último posee textura porfídica con fenocristales de plagioclasa (andesina), cuarzo y máficos (biotita y anfíbol) en una pasta microgranosa de plagioclasa suborientada, cuarzo y opacos (González, 1989).

La monzonita fue asignada tentativamente por Navarro (1984) y González (op. cit.) al Devónico, aunque es posible considerarla hasta Terciaria. Mientras que el pórfido dacítico fue determinado en el Cerro Inca Viejo como Mioceno medio ($15 \pm 0,2$ Ma.), dataciones efectuadas por Rundle C. (citado en González, 1984).

Andesitas y Dacitas Tebenquicho

Las andesitas y dacitas Tebenquicho están ampliamente distribuidas en esta parte de la Puna y conforman una serie de estrato volcánicos, de los cuales las elevaciones más conspicuas corresponden a los cerros Tebenquicho, Volcán

Antofalla, Beltrán, Hombre Muerto, Mirihuaca, Colorado, etc. que ocurren en el Mioceno medio (10 - 15 Ma.).

La litología de estas rocas volcánicas está representada por lavas de andesitas y dacitas de colores castaños oscuros, rojizos a violáceos, de textura porfídica con fenocristales translúcidos de cuarzo, feldespato y minerales máficos, donde el tamaño de los fenocristales no sobrepasan los 5 mm, siendo los de mayor desarrollo los de feldespato y su proporción no sobrepasa el 40% respecto a la pasta afanítica. También se han observado andesitas anfibólicas y piroxénicas, brechas volcánicas y algunos niveles tobáceos en los cortes de las estructuras volcánicas.

La edad de estas vulcanitas en el cerro Tebenquicho, dada por González (1983) mediante dataciones radimétricas K-Ar es de 14 ± 5 a 11 ± 1 Ma. que corresponde al Mioceno medio.

Esta unidad litológica fue reconocida en la parte occidental de la región como Formación Beltrán (Aceñolaza y otros, 1976), en varios trabajos. También se interpretan como pertenecientes a este ciclo efusivo, a varias de las rocas reconocidas en la región de Sierra de Zuriara por Navarro (1971 y 1984).

Ignimbrita Cerro Galán e Ignimbritas Toconquis

La ignimbrita Cerro Galán e ignimbritas Toconquis se reconocen en el borde oriental de la Puna, directamente al este y noroeste de Antofagasta de la Sierra. Las mismas están relacionadas con la caldera volcánica resurgente del Cerro Galán por lo menos para el flujo homónimo, más reciente, que cubre una amplia superficie casi en todas direcciones a partir de la caldera.

Esta importante estructura volcánica postmiocénica de 35 por 20 Km considerada la más grande en su tipo para los Andes, se reco-

noce claramente en las imágenes LANDSAT, a partir de los cuales fue descubierta su existencia en el año 1975 (Francis y otros, 1978).

Los estudios realizados por Francis y otros (1983), Sparks y otros, permiten identificar en los flancos de la caldera a un grupo de ignimbritas antiguas denominadas "Ignimbritas Toconquis", de otra más joven reconocida como "Ignimbrita Cerro Galán". Una gran discordancia erosiva existe entre ambas entidades.

Los productos volcánicos, son dominan-

espesores totales que oscilan de 200 a 300 m.

Dichos flujos se observan en las laderas de las quebradas, cubiertos en todos los casos por la Ignimbrita Cerro Galán por lo cual en el mapeo se indica la unidad litológica más joven (ver láminas 4 y 5).

Se estima un volumen de ignimbritas para el flanco oeste de 150 Km³, de los cuales la Ignimbrita Real Grande es la de mayor espesor y más extendida (100 Km). Teniendo en cuenta las cenizas volcánicas de áreas distantes

Estratigrafía y correlación de las Ignimbritas

Edad (Ma)	Flanco Oeste	Flanco Este
2,2	Ignimbrita Cerro Galán	Ignimbrita Cerro Galán
	----- discordancia -----	
4,8	*Ignimbrita Real Grande	*Ignimbrita Cueva Negra
5,3	*Ignimbrita Mirihuaca Sup. *Ignimbrita Mirihuaca Med.	*Ignimbrita León Muerto Sup. *Ignimbrita León Muerto Inf.
6,3	*Ignimbrita Mirihuaca Inf.	
14,2	*Ignimbrita Blanca.	

* Ignimbritas Toconquis

termente ignimbritas de tipo dacítico a riódacítico, que conforman un plateau disectado con espesores de 400 m en los flancos, alrededor de la caldera. Varias ignimbritas individuales pueden ser reconocidas pero solo la ignimbrita Cerro Galán está relacionada a la presente caldera.

En las distintas erupciones hay variaciones de composición, tamaños, texturas, cambios verticales, etc., como también en los diferentes miembros y unidades de flujo. Tal es así, que Spark y otros (1985) reconocen las siguientes unidades para el flanco oeste y este de la caldera.

Ignimbritas Toconquis

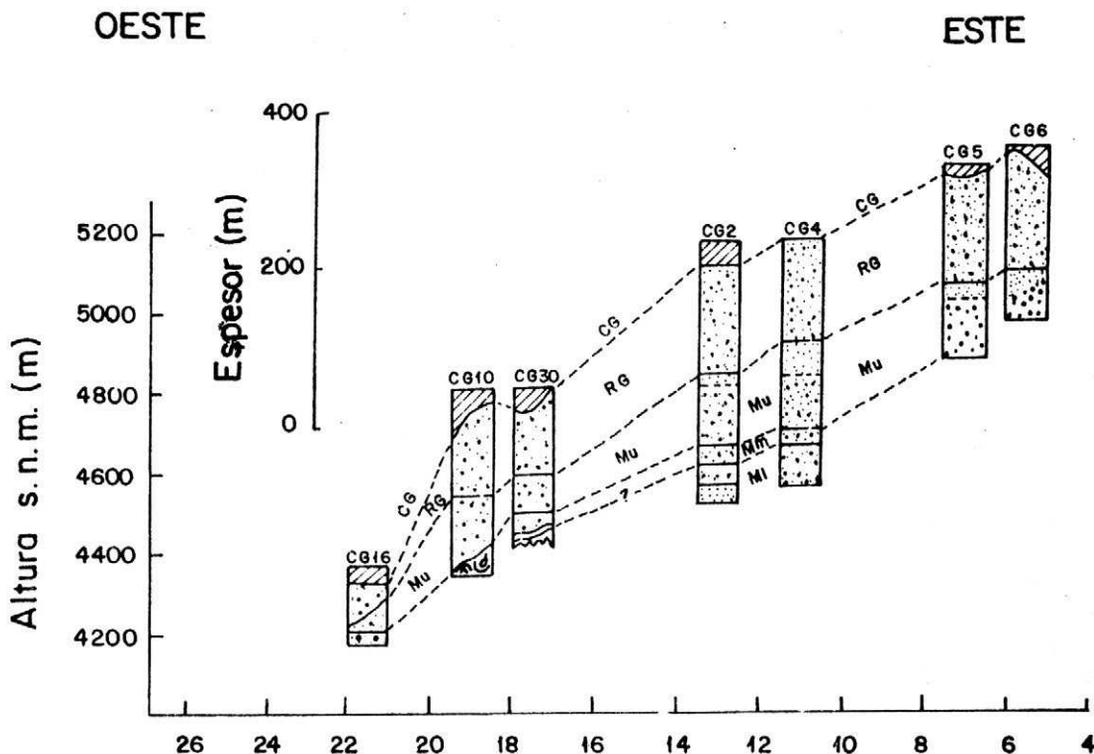
Las Ignimbritas Toconquis fueron divididas en varios miembros, hallándose sus afloramientos hasta distancias de 22 Km en el flanco oeste desde el borde de la caldera y posee

y la substancial erosión que tuvo lugar se considera entre unos 400 a 500 Km³ el volumen total erupcionado. (Sparks y otros, 1985).

Las Ignimbritas Toconquis de composición riódacítica a dacítica, presentan al menos nueve erupciones de ignimbritas que caracterizan un período de tiempo restringido (6,39 - 4,80 Ma.).

Estas acumulaciones en muchas de sus efusiones tienen depósitos basales, tipo plinio. Las ignimbritas poseen un contenido moderado a alto de macroscópicas pumitas, y un moderado a bajo contenido de cristales, también composicionalmente se determinaron bandas de pumitas cercanas al techo de las unidades.

Se piensa que la mayoría de las erupciones han ocurrido a partir de ventanas ubicadas en el borde oeste de la joven caldera, aunque por lo menos para dos de las mismas, sus orificios de salida se dispondrían sobre el borde este.



Lám. 4.- Estratigrafía generalizada de las ignimbritas de la caldera Cerro Galán sobre el flanco oeste (tomado de Spark y otros, 1985). CG: Ignimbrita Cerro Galán; RG: Ignimbrita Real Grande; Mu, Mm y Mi: Miembros de la Ignimbrita Mirihuaca. Las ignimbritas de las columnas CG 10 CG 30 se apoyan sobre basamento Paleozoico, mientras que en CG 16 lo hacen sobre sedimentos Terciarios.

El espesor y distribución observado, sugiere que las erupciones se incrementaron en magnitud con el tiempo, culminando con las Ignimbritas Real Grande-Ignimbritas Cueva Negra, las cuales representan las dos terceras partes del volumen preservado.

Finalmente cabe mencionar que la Ignimbrita Blanca está solo expuesta en un pequeño sector de la Quebrada Real Grande. Se trata de una deposición de color blanco, no soldada y corresponde a las ignimbritas más antiguas registradas.

Ignimbrita Cerro Galán

Después de las Ignimbritas Toconquis siguió un período de inactividad volcánica de algo más de 2 Ma., para luego ocurrir una simple y muy importante erupción de magma riodacítico, que dio lugar a la Ignimbrita Cerro Galán y configuró la actual caldera.

Las mismas poseen espesores variables de, 30 a 200 m., de acuerdo a la topografía previa. También este flujo constituye el centro resurgente de la caldera, donde las facies de intracaldera están parcialmente densamente soldadas y alcanzan a 1,4 Km de espesor (Francis y

otros, 1989).

La Ignimbrita Cerro Galán es una acumulación pobre en pumitas, rica en cristales y contiene unos pocos clastos líticos. No se observan depósitos basales de plinio ni tampoco brechas residuales proximales. La composición de los clastos de pumita es muy uniforme, riodacítica, la cual tiene alto contenido en silice pero bajo en óxido de potasio que la diferencia de las Ignimbritas de Toconquis.

Teniendo en cuenta los flujos de los flancos, las facies de la caldera y las posibles cenizas en áreas distales, se puede establecer un volumen de 1.000 km³ de magma erupcionado.

La edad asignada a esta erupción, teniendo en cuenta fundamentalmente la determinación radimétrica Rb/Sr, es de 2,2 Ma. (Sparks et al. 1985). La misma corresponde a la máxima actividad del plioceno establecida como fase Magmática Principal (2 a 2,2 Ma.) en Ramos y Ramos (1979).

Lavas y Tobas del Borde de Caldera

En el margen oeste de la caldera volcánica Cerro Galán, se observa un cordón elevado y continuo, sierra de Toconquis, que conforma la parte externa de esta estructura volcánica.

Está constituido principalmente por flujos de lavas dacíticas, aunque también se han determinado riodacitas y hasta andesitas. También en este conjunto existen abundantes tobas, en algunos sectores, de color gris claro, muy lajosas y de composición dacítica. Además se han observado en los niveles superiores la presencia de obsidias con espesores superiores a los 3 m y coladas de andesitas.

Estas coladas volcánicas y las piroclásticas asociadas son interpretadas como contemporáneas de las Ignimbritas Toconquis.

Cabe destacar que existe una zona con intensa alteración hidrotermal en la parte norte de la sierra, que incluye a lavas y tobas dacíticas con alteración argílica y en menor proporción

silíceas, en algunos sectores se hace más importante su desarrollo.

Lava Real Grande

La Lava Real Grande se ubica al suroeste de la caldera volcánica cerro Galán, sobre el margen oeste y presenta características superficiales bien preservadas en sus afloramientos, el rasgo más importante es que se apoya sobre la ignimbrita Real Grande.

Esta lava fue datada radimétricamente por Sparks y otros (1985), obteniéndose en una determinación Rb-Sr una edad de $4,0 \pm 0,22$ Ma.

Domo Aguas Calientes

El domo de lava dacítico de Aguas Calientes está situado sobre el borde norte de la caldera y posee rasgos superficiales muy particulares en la imagen.

Sparks y otros (1985) efectuaron una datación radimétrica mediante una determinación de K-Ar sobre biotita, obteniendo una edad de $2,1 \pm 0,28$ Ma., lo cual confirma que este domo representa a una intrusión de post caldera.

Cuartario

Basaltos Antiguos

Esta unidad efusiva se observa al noroeste del volcán de Antofalla, al este del cerro Tebenquicho y una serie de grandes afloramientos en la sierra de Zuriara y alrededores, los que tentativamente han sido incluidos como pertenecientes a esta unidad.

Está constituido por basaltos de colores oscuros, basandesitas hasta andesitas. Cabe mencionar que al oeste de la sierra de Zuriara se indican andesitas y basandesitas grises violáceas claras a oscuras con fenocristales de feldespatos muy duros y macizas, mientras que los afloramientos del cerro Lesle y alrededores, se caracterizan por basaltos gris a negro, compac-

tos y de fractura concoidea. Estas unidades fueron reconocidas como Formaciones Negro Caranchi (Turner, 1973) y Los Rastrojitos (Turner, 1973), por Navarro García (1984).

En las imágenes se determina esta unidad por una morfología moderada, desarrollada por un proceso erosivo intenso, una textura diferente de las otras entidades y además por su posición relativa.

Se asignan estas rocas al Pleistoceno inferior a medio.

Ignimbrita Archibarca

La Ignimbrita Archibarca aflora en la vecindad de la salina homónima, al norte del Volcán de Antofalla en el ángulo noroeste del área.

Está representada por una secuencia de ignimbritas grises claras y grises verdosas a blancas, con abundante pumitas blanco parduzcas en ciertos niveles, alcanzando tamaños máximos de 8 cm de diámetro en los flujos superiores, las mismas yacen en una posición casi horizontal.

El perfil más completo fue descrito por Koukharsky (1972), al norte de la Vega Torres, donde posee un espesor de 90 m. Posiblemente estas ignimbritas provengan de una caldera ubicada en la zona Archibarca, al norte de estos afloramientos.

La Ignimbrita Archibarca se asigna al Cuartario inferior, sin descartar la posibilidad de una edad hasta Pliocena por comparación con procesos eruptivos de la Puna.

Ignimbrita Vallecito

La Ignimbrita Vallecito aflora en la quebrada homónima, y se extiende al sur del área, fuera de la zona, ocupando grandes superficies.

Está constituida por ignimbritas de colores claros que se hallan en posición horizontal y son fácilmente desleznables.

La Ignimbrita Vallecito se asigna al

Cuartario inferior.

Coladas Ácidas Las Cuevas

Las coladas ácidas se observan en la vecindad del Volcán Antofalla, en la quebrada Las Cuevas y cerro Bola, al este y sur respectivamente del complejo volcánico.

Está constituido por cuerpos y coladas dómicas de colores grises blanquecinos con ciertos niveles grises oscuros a negros, de lavas vítreas como obsidianas, vitrófiros y perlitas de composición riolítica. Asimismo se han determinado coladas conformadas por grandes bloques (brechas) de obsidianas parcialmente perlizadas, posiblemente derivados de la actividad eruptiva explosiva de los mismos cuerpos.

Estas rocas tienen disyunción columnar y son fácilmente erosionables por el viento, desarrollando grandes oquedades. En el puesto Las Cuevas, se observan espesores de hasta 30 m para estas efusiones.

Estas rocas ácidas fueron reconocidas también por Coira (1971), Koukharsky (1971), González (1972), Viramonte y otros (1988).

Basaltos Incahuasi

Estas efusivas básicas se observan principalmente en la sierra de Incahuasi, península de Tincalayu y una serie de coladas que han sido asignadas a este evento, ubicadas en la vecindad del volcán de Antofalla y posiblemente otras al sur de Antofagasta de La Sierra, que están parcialmente cubiertas por efusiones recientes.

Está representado por basaltos olivínicos de colores negro, morado oscuro o pardo rojizo, que poseen textura afanítica y estructura masiva, aunque en algunos casos presentan un buen desarrollo de amígdalas y textura porfídica. Se observan conformando derrames lávicos bien definidos en el borde oeste del open pit de Tincalayu.

Las efusiones básicas de sierra Incahuasi y península de Tincalayu se determinan como derrames fisurales.

Esta unidad litológica fue reconocida, en varios trabajos, como Formación Incahuasi (Aceñolaza y otros, 1976).

La edad de estas coladas es Pleistocena media y fue datada en el borde oeste de la península de Tincalayu, en un lugar cercano a la mina homónima, con una edad de 0,754 Ma. por Watson (Alonso y otros, 1984).

Basaltos Chascha

Los basaltos Chascha tienen una amplia distribución en este sector de la Puna y corresponden a un vulcanismo relativamente muy reciente.

Está constituido por coladas de basaltos negros que constituyen edificios monogénicos pequeños o simples derrames lávicos aislados como se puede observar en los volcanes Alumbraera, La Laguna, Curuto, Jote, Negrigal y otros. Cabe mencionar que éste vulcanismo es volumétricamente poco importante aunque de amplia distribución.

Las edades asignadas a este vulcanismo reciente de carácter básicos son inferiores a los 0,2 Ma., y en un caso como en el derrame de Vega Chascha, al sur de la Puna Salteña, la edad obtenida fué inferior a 0,1 Ma. (González, 1983).

Las distintas rocas basálticas de edad Cuartaria tienen una efectiva vinculación entre ellas y han sido generadas por un mismo evento volcánico, por lo tanto no es aventurado considerar que todo éste vulcanismo reciente tenga un origen común al sur de la megatraya Calama-Olapato-El Toro.

Su amplia distribución y la virtual independencia espacial con focos efusivos calco-alcalinos, además de las características ya señaladas, indicarían que el ascenso del magma se ha producido por fracturas profundas en una fase distensiva dentro de la evolución geodinámica de este segmento andino (24° y 28° sur), después de los episodios compresivos

del diastrofismo Diaguita.

Niveles Terrazados

Los niveles terrazados asignados al Cuartario afloran al oeste del cerro Galán, al oeste-suroeste del cerro Beltrán y al norte del salar Potrero Díaz.

Lo del cerro Galán es una acumulación de sedimentitas de origen lacustre, posiblemente del Pleistoceno inferior, que sobreyacen a ignimbritas.

Está compuesta de arcillitas y limolitas carbonosas, muy lajosas, en niveles de poco espesor que poseen una inclinación de unos 20° al oeste, en la quebrada de más al norte y en el resto del sector está cubierta parcialmente por material reciente.

Los depósitos de acarreo del cerro Beltrán son rocas psefiticas (conglomerados), poco consolidados, terrazados y que recubren con no mucho espesor, posiblemente, las sedimentitas marinas del Ordovícico.

Los sedimentos al norte de Potrero de Díaz están constituidos por niveles terrazados, al oeste, y por médanos y sedimentos arenosos de origen eólico, al este, que cubren parcial o totalmente a rocas terciarias y basaltos.

Salares y Salinas

En esta región ocupan una superficie importante los salares del Hombre Muerto y Antofalla, 565 y 791 Km² respectivamente; además existen otros más pequeños distribuidos en los distintos sectores.

Dichos salares están constituidos por sedimentos clásticos y químicos que rellenaron la depresión existente y se encuentran cubiertos por una costra salina, compuesta esencialmente por cloruro de sodio, de naturaleza dura tanto sean rugosas o lisas y se observan claramente en las imágenes T.M. en las bandas 7, 4 y 2.

Las costras rugosas cubren la mayor superficie formando un amplio núcleo central y numerosos manchones menores. Las mismas

ocupan una posición ligeramente superior en relieve respecto al borde del salar.

Las costras lisas se ubican contorneando el borde del salar y componen una angosta faja casi continua, de color blanco brillante. Las mismas representan en realidad, un estado avanzado de la degradación corrosiva de las costas rugosas que se han originado por los escurrimientos laterales que ingresan al salar y verticales debido a las precipitaciones pluviales, lo que conduce al progresivo ensanchamiento de esta costra.

Estos depósitos evaporíticos comenzaron a precipitar sus sales, apenas se formaron las cuencas y continúan haciéndolo hasta el presente.

Las salinas y lagunas, que son de tamaño menor, normalmente se caracterizan por poseer depósitos salinos que se manifiestan como costras blancas relucientes alrededor de las lagunas muy salobres. En general, debido a su escasa dimensión carecen de importancia económica a diferencia de los salares, en los cuales se han constatado importantes recursos superficiales y sub-superficiales en distintas sales, como sal gema, sulfato de sodio, carbonato de sodio, boratos en general, carbonato de litio, etc.

Coluvios y Aluvios

Los coluvios y aluvios se manifiestan ocupando superficies planas o relativamente planas, en las partes bajas del relieve puneño en los grandes campos y pueden estar atravesados por drenajes poco marcados. También en otros casos, los coluvios se observan en los faldeos de los cerros con moderado talud.

Están constituidos por sedimentos inconsolidados representados por gravas, gravillas, arenas, etc, que reflejan los tipos litológicos infrayacentes o bien sus afloramientos circundantes. Además hay un aporte importante de la

fracción arena transportada por los vientos periódicos de la región.

También es posible observar una selección granulométrica al alejarnos de los cerros que va de gruesa a más fina.

Estructura

La tectónica de esta amplia zona de la Puna Austral y su lindante hacia el este, en transición a los ambientes morfoestructurales de la Cordillera Oriental y Sierras Pampeanas, se define por la presencia de bloques longitudinales de rumbo general norte-sur, con desviaciones tanto hacia el oeste como hacia el este, limitados por fallas de empuje de alto ángulo. Su estructuración se interpreta como producto de una tectónica de bloques, sin despegue de la cobertura que siempre aflora adosada a un zócalo más antiguo, como es posible que ocurra con las sedimentitas terciarias homoclinales ubicadas al centro del salar del Hombre Muerto.

Las interpretaciones actualizadas de estas estructuras mayores las muestran como un ámbito de acortamiento en dirección este-oeste, con grandes corrimientos de láminas que involucran al zócalo antiguo y que se han registrado en las distintas fases diastólicas oclólicas y ándicas.

Esta estructura caracterizada de intensos fallamientos meridianos está complicada por la presencia de lineamientos y dislocaciones subtransversales de menor importancia regional, que conforman orientaciones NO-SE, ONO-ESE y NE-SO, claramente reconocibles en las imágenes satelitarias que coinciden en algunos casos con anomalías estructurales y/o estratigráficas.

Tomando en consideración que los movimientos ándicos configuraron los principales rasgos estructurales de la Puna, podemos establecer que existen estructuras preándicas y ándicas.

Estructura Preándica

Dentro de las estructuras preándicas consideradas, existe una falla de corrimiento NNE-SSO, denominada Jote-Hombre Muerto, que se extiende fuera de la región tanto hacia el norte como hacia el sur.

Dicha dislocación fue descrita en el área de los volcanes de Jote por Mon y Hongn (1989), donde menciona las diferencias microtectónicas entre el basamento metamórfico y el Ordovícico. Las mismas también fueron reconocidas en otros lugares de la Puna por estos autores.

En el arroyo El Jote se ubica el lugar más representativo del contacto tectónico con zonas de brechas y milonitización, en las que se encuentran escamas del basamento incluido en materiales ordovícicos. Dichas zonas tienen un espesor de 100 m e inclinan 30° al naciente y además presenta un Klippe dejado por el corrimiento en el Jote (Mon y Hongn, op. cit.).

Al norte de estos afloramientos se manifiesta esta dislocación, cubierta por rocas más jóvenes correspondientes a eventos volcánicos Cenozoicos, aunque en el río Real Grande - a escasos 45 Km al norte - se observan rocas de estas unidades antiguas, que infieren su trazado con bastante exactitud y permiten establecer su continuidad en la parte norte de la región.

Esta falla, por sus características es distinta a las ándicas, que son más nítidas y tienen un comportamiento más frágil. En cuanto a la edad sabemos que es antigua, que no fue reactivada en el ciclo ándico y permaneció sellada en esos movimientos, por lo menos en los lugares observados para esta parte de la Puna Austral. Posiblemente es una fractura asociada a los movimientos Oclóyicos, dado que parece responder al mismo sistema de esfuerzos de plegamientos que afectó al Ordovícico Puneño.

Otra falla antigua importante en la región es la que se indica como inferida sobre los terrenos modernos en el margen oriental del

Salar del Hombre Muerto y cuyo trazado se extiende hasta la altura del Cerro Gordo. La misma no afectaría a las andesitas viejas del oeste del Cerro Ratonés, por lo cual no registra movimiento en el ciclo Andico y fue activa, posiblemente, en el Oclóyico.

Estructura Andina

Los movimientos ándicos de la época Pliocena dieron lugar a la configuración general de las sierras y valles actuales de la Puna. Estos procesos se registraron en distintos lugares y poseen en general rumbo norte-sur, con desviación a los cuadrantes NO y NE.

Uno de los principales bloques de la región es la sierra de Calalaste, cuyo núcleo está compuesto por sedimentos Ordovícicos que fueron sobre elevados por una falla de importancia regional, ubicada al oeste del cordón con labio bajo oeste y plano de falla al naciente, aunque es posible que sea una estructura antigua reactivada en el Terciario.

La sierra de Los Colorados, otra estribación importante en el sector sur, presenta una estructura más complicada que la anterior y se reconoce una falla de rumbo en su parte media.

También se reconocen varias fallas pertenecientes a estas estructuras ándicas, al oeste y suroeste del Salar del Hombre Muerto, siendo una de las más importante la denominada Acazoque, por cruzar el paraje homónimo y posee rumbo NNE - SSO, que se subdivide al sur en dos ramas hasta el Salar de Antofalla.

Al noroeste de la región en el valle Hualfín existen una serie de fallas relacionadas con los movimientos ándicos, que han dado lugar a la morfología actual. No hay que descartar que en el valle citado y su continuación hacia el norte en Luracatao, existan dislocaciones antiguas reactivadas en el ciclo ándico, lo cual coincidiría con la lineación estructural conocida como Frente Púnico, descrita por Salfity y otros (1975).

Otras fracturas importantes son los sistemas de rumbo meridiano, desplazadas al cuadrante NNO, que se manifiestan claramente en las imágenes al oeste de la sierra de Zuriara, que dio lugar a la sierra y también a otras dislocaciones menores al este de la anterior.

La falla principal es inversa, presenta su bloque bajo al oeste, el plano inclina al este y según Navarro (1971) se observa una faja de milonita de unos 300 m de ancho. Esta característica del bloque es similar a lo observado tanto en las Sierras Pampeanas como en otros de la Puna (Laguna Blanca).

Al oeste del campo de Las Peñas existen dos fracturas inversas que hacia el norte se integran en una sola que alcanza el campo de Aparoma.

Cabe aclarar que resulta difícil definir la estructura general del salar de Antofalla, siendo evidente en ciertos tramos, el trazado de las fallas mientras que en otros es inferido, pero se debe reconocer que esta estructura es compleja y se cree, no sólo en la participación de eventos ándicos, sino también en otros más antiguos, los que se reflejan en la disposición actual.

Si bien tienen menor importancia regional que las dislocaciones meridianas ya indicadas, también se destacan varias estructuras de rumbo NO-SE, con tendencia a NNO-SSE, observadas claramente en las imágenes LANDSAT (T.M.), al norte de la caldera volcánica del Cerro Galán. Las mismas se observan por varios kilómetros, para luego hacerse esporádicas en otros y hasta llegan a desaparecer sus rasgos en la cobertura reciente o en los bloques rígidos. Corresponden a fallas de alto ángulo, posiblemente dislocaciones antiguas reactivadas, de las cuales sólo algunas tienen movimientos diferenciales de bloques en este evento. En general los rechazos observados no son de magnitud.

Una de las más prominentes y destacadas es la lineación que pasa por la parte norte del Cerro Galán y se extiende al noroeste atravesando

el río Punilla en sus nacientes. Allí se observa el desplazamiento de la Ignimbrita Cerro Galán con un rechazo medido de 20 m; en otro caso, para una dislocación del rumbo similar, en el sector sur de Diablillos, que afecta una zona de alteración hidrotermal, se pudo establecer un rechazo superior a los 100 m (González, 1984).

También es distinguible en las imágenes una lineación que pasa por el cerro Gordo, centro del salar del Hombre Muerto, y que se extendería fuera de la zona, al sureste, hasta Tafi del Valle. De la misma Allmendiger y otros (1982), comentan que en lugar de una sola falla que cubriría el lineamiento, estaría compuesta por una serie de trazas de fallas pequeñas, en escalón, esporádicas y discontinuas.

Estos sistemas de fallas han sido activos en el Pleistoceno-Holoceno, ya que afecta a los mantos ignimbríticos que sabemos tienen sólo 2,2 Ma.

La lineación de rumbo NE-SO, que se observa claramente en las imágenes, entre el Alto de Las Lagunas, laguna del Salitre y que se extienden al sur, pasando por el campo de la Piedra Pomez hasta el paraje La Hoyada, fuera de la región, es una dislocación menor a escala regional (González, 1989). La misma posiblemente sea una falla ándica reactivada en pequeña escala después de los flujos ignimbríticos del Cerro Galán.

Evolución Tectosedimentaria

Las rocas metamórficas preordovícicas del área de Molinos y su continuación hacia el oeste hasta la línea imaginaria meridiana que une Cerro Hombre Muerto - Volcanes del Jote, se presentan afectados por una polideformación que sugieren la existencia de un macizo antiguo con características cratónicas.

También al oeste del salar de Antofalla existen metamorfitas preordovícicas con facies altamente deformadas con estructura polifásica que permiten considerarlas a las mismas como similares a las del Cratógeno Central.

Estas metamorfitas poseen de bajo a alto grado y se incluyen en el Ciclo Panamericano (Harrington, 1975) y es parcialmente comparable al Ciclo Pampeano (Aceñolaza y Toselli, 1981). El Ciclo Panamericano culmina en la Fase Tilcárca y posiblemente provocaron la intrusión de plutones pretectónicos y sintectónicos, que en la región se han inferido al sur de Molinos, sin descartar que parte de los granitoides de la faja del oeste de la citada área también pertenezcan a estos eventos.

En el Paleozoico, se inicia un ciclo sedimentario con depositación de las turbiditas ordovícicas. En este mismo período ocurre a partir de la Fase Guandacol, la denominada Faja Eruptiva Oriental y también la Faja Eruptiva Occidental, representada por granitoides.

Posteriormente sobreviene la Fase Oclóyica que conforma una franja de intenso plegamiento con rumbo norte - sur, desarrollo de clivaje plano axial y vergencia hacia el oeste. Esta fase es responsable de significativas modificaciones paleogeográficas en la región con presencia de corrimientos importantes como el de Jote - Hombre Muerto.

En la sierra de Calalaste se observaron cuerpos básicos y ultrabásicos en la vecindad de sedimentitas ordovícicas, que son interpretadas como un vulcanismo básico asociado en esta parte de la Puna.

El registro estratigráfico prosigue con las secuencias devónicas, separadas por otras unidades por discordancias tanto en el techo como en la base. Dichas rocas se observan como relictos en Botijuelas y Laguna del Salitre (?).

Casi la totalidad del área estudiada permanecería como elevada desde el Neopaleozoico hasta el Terciario Superior. Existe de este modo un prolongado hiato entre el Carbonífero y el Eoceno superior para la Puna Austral. La excepción es el extremo oriental ocupado por Molinos y el Valle de Hualfín, donde se depositaron rocas cretácicas y terciarias que corresponderían a una zona de transición de Puna a Cordillera

Oriental.

La fase Incaica (Eoceno medio - superior) representa el primer evento ándico que produce plegamiento y fallamiento que genera el relieve necesario para la provisión de detritos.

La Formación Gestes es el depósito inicial de un registro molásico que continúa con la Formación Pozuelos, Sijes y Catal. Estas molasas terciarias, sintectónicas, ocupan un lapso que va del Eoceno al Mioceno inclusive. Actualmente se presentan conformando anticlinales fallados de amplio radio de curvatura originados durante el ciclo ándico.

Durante la Fase Quechua inicial (Mioceno medio) comienza la acumulación de piroclastitas en la Formación Sijes que procede del arco volcánico terciario. También se desarrollan abundantes efusiones andesíticas, en distintas partes de la región, las cuales hoy se manifiestan como importantes cerros aislados.

La Fase Quechua Principal (Mioceno superior - Plioceno temprano ?) provoca una compresión adicional y se registra un nuevo período molásico, representado por la Formación Catal.

Posteriormente se produce una reactivación comprensiva correspondiente a la Fase Diaguita (Plioceno) que afectó y conformó el relieve de la Puna, casi como lo observamos hasta el presente con sus cordones montañosos y valles.

Al final del Plioceno se inicia un nuevo e importante período de rocas volcánicas - Fase Magmática principal - que da lugar a la Ignimbrita Cerro Galán, que se asocian a la caldera volcánica resurgente del mismo nombre.

En el Pleistoceno, el relieve generado indujo la sedimentación de abundantes rocas psefíticas, cuyos afloramientos hoy constituyen niveles atenuados de posición topográfica más alta disectados por los drenajes actuales, como asimismo continúa el relleno de las amplias y profundas cuencas.

También ocurre una reactivación de

ciertas estructuras antiguas que se manifiestan por afectar a rocas pliocenas.

Finalmente, en este período se registra una fase distensiva que da lugar a las efusiones básicas registradas en distintos puntos de la Puna. Dichas rocas corresponden a la fase más reciente, establecida como Fase Principal de un subciclo de erupción Pleistoceno en Ramos y Ramos (1979), que alcanzó su máxima actividad entre 0,2 y 0,4 Ma., a nivel de país, aunque en esta área parece estar representado con 0,7 Ma., de acuerdo al dato citado oportunamente.

Recursos Mineros

En esta región existen varios tipos de depósitos minerales, siendo las principales acumulaciones las indicadas en lámina 5. Se encuentra en explotación la mina Tincalayu y la Boratera Minera Catamarca en la zona del salar del Hombre Muerto.

La mina Tincalayu está ubicada en la península homónima en la parte septentrional del salar. La misma es una explotación de bórax desarrollada a cielo abierto mediante un open pit, geológicamente el área está formada por un basamento de sal de roca (cuerpo salino) cubierto por sedimentitas compuestas por limoarcilitas y en menor proporción areniscas finas, arcilitas y tobas, con algunos bancos de yeso. Entre ambas unidades se halla el cuerpo de bórax que se explota.

Todo el conjunto está plegado disarmonicamente y correspondería en parte a las Formaciones Pozuelos y Sijes del Grupo Pastos Grandes de edad terciaria superior.

Este yacimiento está en producción desde el año 1933 y actualmente la explotación está centrada en los boratos de baja ley.

La Boratera Minera Catamarca está ubicada en la parte oriental del salar. Se trata de un depósito de boratos desarrollados en el salar actual, a unas pocas decenas de centímetros

debajo de la superficie, constituido por banco de unos 40 cm de espesor de ulexita.

Otras explotaciones antiguas abandonadas son las minas Incahuasi y San Antonito, que fueron explotadas hasta el año 1954. Se trata de varias vetas de cuarzo aurífero alojadas en las sedimentitas ordovícicas, con rumbo preferente norte - sur, con potencias máximas de 0,70 m, en donde el oro se hallaba finamente diseminado y también en delgadas láminas.

La mina Antofalla, ubicada al sureste del volcán homónimo, fue una explotación de plata llevada a cabo durante los siglos XVIII y XIX, por los jesuitas, primero y luego por unos chilenos. Se trata de varias estructuras mineralizadas en una gran zona de alteración hidrotermal en sedimentitas terciarias.

La cantera Inca y Mónica, ubicadas al sureste en Antofagasta de la Sierra, fue una explotación de mármol onix realizada hasta el año 1977. Dichos depósitos estarían relacionados a los procesos de precipitación de aguas circulantes del vulcanismo reciente.

Consideraciones Finales

Dentro de las rocas de la Faja Erupción Oriental existen varios tipos de granitoides que posiblemente correspondan a edades diferentes, incluso más antiguas que las dadas, y en esta investigación solo se han separado, por diferencias texturales en imagen, a unos cuerpos considerados más jóvenes.

En este mismo sector, debido principalmente a la inaccesibilidad, se cree que estudios regionales detallados, revelarán la presencia de zonas con metamorfitas en ciertos lugares que han sido indicados como granitoides.

También cabe mencionar, las dificultades de correlación entre las metamorfitas al oeste del Salar de Antofalla, debido a que son afloramientos aislados, distantes y poco estudiados en detalle.

Las sedimentitas terciarias al oeste de la

sierra de Calalaste, posiblemente contienen los perfiles más completos de esta secuencia, no descartándose que puedan existir asomos de rocas carbónicas y pérmicas en este sector.

Las vulcanitas cuartarias se asignan con los escasos datos disponibles, a distintas épocas, aunque nuevos estudios radimétricos permitirán establecer una mejor secuencia de estos eventos y su distribución.

Agradecimientos

Este estudio se inició cuando el autor fue invitado como investigador visitante al Lunar and Planetary Institute, Houston, Texas, dependiente de la Universities Space Research Association, a las cuales expresa su reconocimiento por las facilidades y financiación para la investigación.

También se agradece al Dr. Keneth Burke, Director del Instituto, al Dr. Peter Francis, investigador, por la dirección y discusión de los problemas referidos a las T.M.

Asimismo a la Jefatura de Area y personal del Centro de exploración NOA, por el apoyo brindado para la realización del presente trabajo.

BIBLIOGRAFIA

- ACEÑOLAZA, G., y A. TOSELLI, 1971. Nuevos hallazgos del Paleozoico inferior (Ordovícico) en la Puna. *Mundo Geológico*, 11 :15-15.
- ACEÑOLAZA, F.; J. BENEDETTO; M. KOUKHARSKY; J. SALFITY y O. VIERA, 1972. Presencia de sedimentitas Devónicas y neopaleozoicas en la Puna de Atacama, Provincia de Salta, Argentina. *Revta Asoc. geol. argent.* 27: 345-346.
- ACEÑOLAZA, F.; L. BENEDETTO y J. SALFITY, 1972. El Neopaleozoico de la Puna: su fauna y relación con áreas vecinas. *An. Acad. Cienc. Brasil (suplemento)* 44 :5-20.
- ACEÑOLAZA, G., A. TOSELLI y F. DURAND, 1975. Estratigrafía y paleontología de la región de Hombre Muerto, Provincia de Catamarca, Argentina. *Acta Congr. argent. de Paleontología y Bioestratigrafía*, 1:109-123
- ACEÑOLAZA, G., A. TOSELLI y O. GONZALEZ, 1976. Geología de la región comprendida entre el Salar del Hombre Muerto y Antofagasta de la Sierra, Provincia de Catamarca. *Revta geol. argent.* 31 :127-136.
- ACEÑOLAZA, F. y A. TOSELLI, 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. *Actas II Congreso Latinoamericano de Geología*. II: 755-763.
- 1981. Geología del Noroeste Argentino. Public. esp. Fac. Cs. Nat., U.N.T., N° 1287. *T u c u m á n*. 212 p.p.
- ALLMENDINGER, R., T. JORDAN, M. PALMA y V. RAMOS, 1982. Perfil estructural en la Puna Catamarqueña (25° - 27° S), Argentina. *Actas V Cong. Latinoamericano de Geología* I: 499-518.
- ALONSO, R., R. GUTIERREZ, R. PASCUAL y M. RASKOVSKY, 1982. El Grupo Pastos Grandes (Puna Salteña, Argentina: Mamíferos de la Formación Pozuelos y su antigüedad) Resúmenes III Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. *Corrientes*.
- ALONSO, R., J. VIRAMONTE y R. GUTIERREZ, 1984. Puna Austral Bases para el subprovincialismo geológico de la Puna Argentina. *Actas IX Cong. geol. argent.* I: 43-63.
- ALONSO, R. y R. GUTIERREZ, 1986. Litoestratigrafía del Neogeno terminal. Puna Sub-oriental argentina. *Revta. Inst. de geol. y Minería, U.N.Ju.*, N° 6 : 29-47
- BACHMANN, G. y B. GRAUERT, 1987. Datación de metamorfismo basada en el análisis isotópico Rb/Sr en perfiles de pequeña sección de metasedimentos polimetamórficos en el noroeste argentino. *Actas X congr. geol. argent.* III: 17-20.
- 1987. Análisis isotópico Rb/Sr y edad del granate almadino en los gneises bandeados polimetamórficos de la Sierra Ancastí y Tafi del Valle (Sierras Pampeanas, NW Argentino). *Actas X Congr. geol. argent.* III: 21-24.
- CASTILLO, A. y O. SUAREZ, 1989. La zona metamórfica sillimanítica de Tacuil - Cerro Blanco, Salta, República Argentina. U.N.T., *Procesos Metalogéneticos, Correlación geológica* 3:199-208.
- COIRA, B., 1971. Informe geológico de los mosaicos 14 C1, 14 D1, 13 C2, 13 C3, 13 C4, 13 D3 y 13 D4. Secretaría de Minería. Buenos Aires. (inédito). 17 p.p.
- COIRA, B., J. DAVIDSON, J. MPODOZIS y V. RAMOS, 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth Sci. Rev.* 18 :303-332.
- DIAZ TADDEI, R., 1977. Rasgos geológicos de la zona de Molinos Provincia de Salta. *Acta geol. lilloana*, 15 :277-287.

- DIAZ, J., 1985. Análisis estratigráfico del Grupo Payogastilla, Terciario Superior del Valle Calchaquí, Salta, Argentina. *Actas IV Cong. geol. chileno*, I: 211-234.
- FAUQUE, L. y A. SATO, 1985. Levantamiento geológico a escala subminera, distrito "Antofallita", provincia de Catamarca. *Serv. Geol. Nac. Buenos Aires*. (inédito). 19 p.p.
- FRANCIS, P., M. HAMMILL, G. KRETZSCHMAR y R. THORPE, 1978. The Cerro Galán Caldera, North-west Argentina and its tectonic setting. *Nature*, 274 :749-751.
- FRANCIS, P. y M. BARKER, 1978. Sources of two large ignimbrites in the Central Andes: some Landsat evidence. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 4 :81-87.
- FRANCIS, P.; L. O'CALLAGHAN; G. KRETZSCHMAR; R. THORPE; R. SPARKS; R. PAGE; R. de BARRIO; G. GUILLOU y O. GONZALEZ, 1983. The Cerro Galán Ignimbrite. *Nature*, 301 :51-53.
- FRANCIS, P. y G. WELLS, 1988. Landsat Thematic Mapper observations of debris avalanche deposits in the Central Andes. *Bull. Volcan.*, 50 : 258-278.
- FRANCIS, P.; R. SPARKS; G. HAWKESWORTH; R. THORPE; D. PYLE; S. TAIT; M. MANTOVANI y F. Mc DERMOTT, 1989. Petrology and geochemistry of volcanic rocks of the Cerro Galán Caldera, northwest Argentina. *Geol. Mag.*, 126 : 515-547.
- GONZALEZ, O., 1972. Informe preliminar de los mosaicos 15 C1 y 15 C2. Plan NOA Geológico Minero (inédito). Tucumán. 27 p.p.
- 1972. Informe preliminar del mosaico 14 C2. Plan NOA Geológico minero (inédito). Tucumán. 7 p.p.
- 1972. Informe preliminar del mosaico 14 B4. Plan NOA Geológico minero (Inédito). Tucumán. 14 p.p.
- 1983. Geología, alteración hidrotermal y edad del Cerro Tebenquicho, Departamento Antofagasta de la Sierra, Catamarca. *Revta. Asoc. geol. argent.* 38 :49-59
- 1984. Las Ignimbritas de "Ojo de Ratones" y sus relaciones regionales, Provincia de Salta. *Actas IX Congr. geol. argent.*, I:206-220
- 1985. Geología de la serranía de Agua de la Paloma y cerro Bayo. Departamento de Antofagasta de la Sierra. Provincia de Catamarca. *Acta geol. lilloana* 16 (2):325-336
- 1989. Estratigrafía del área de la Laguna del Salitre, Dpto. Belen, Catamarca. *Acta geol. lilloana*, 17 :53-59.
- GUILLOU, J., 1971. Informe preliminar del mosaico 14 D2. Plan NOA geológico Minero (inédito). 5 p.p.
- HALPERN, M., 1972. Geochronologic evolution of South America. *Acad. Brasil, Cienc.* 44 (supl.):149-160.
- HERRERO, J. 1972. Contribución al conocimiento geológico de la serranía de Filo Colorado, Antofagasta de la Sierra, Catamarca, Argentina. Seminario de la Fac. Cs. Nat.-U.N.T. Tucumán. 51 p.p.
- IGARZABAL, A. y R. POPPI, 1980. El Salar del Hombre Muerto.- *Acta geol. lilloana* 15 :103-117.
- JURADO MARRON, H. 1978. Canteras Inca, Mónica y Laurita, Dptos. Antofagasta de la Sierra y Tino-gasta, Catamarca. *Dir. Prov. Geol. y Minería* (inédito).
- KOUKHARSKY, M., 1971. Informe operativo del mosaico 14C1. Plan NOA Geológico minero Tucumán. (inédito).
- 1972. Informe operativo del mosaico 14 B1. Plan NOA Geológico minero Tucumán (inédito). 13 p.p.
- LLAMBIAS, E. y R. CAMINOS, 1986. El magmatismo neopaleozoico de la Argentina. En el sistema carbonífero de la República Argentina (síntesis). S. Archangelsky (ed.) *Subcomisión Carboníferus stratigraphy*. 239-246 p.p.
- MENDEZ, V., A. NAVARINI, D. PLAZAS y V. VIERA, 1973. Faja eruptiva de la Puna Oriental. *Actas V Congr. geol. argent.* IV:89-100.
- MENDEZ, V., J. TURNER, A. NAVARINI, R. AMENGUAL y V. VIERA, 1979. Geología de la Región noroeste, provincias de Salta y Jujuy. *Dir. Gen. de Fabr. Militares*. Buenos Aires. 118 p.p.
- MON, R. y F. HONGN, 1988. Caracterización estructural de la Formación puncoviscana dentro del basamento del norte argentino.- *Revta. Asoc. geol. argent.*, 43 :124-127.
- MON, R., F. HONGN y R. OMARINI, 1988. Estructura del basamento andino entre los paralelos 24° y 28° latitud sur. *V Congr. geol. chileno*, I: A 19-36.
- 1989. El corrimiento del borde Occidental del Cratógeno Central en la Puna. *Asoc. geol. argent.* (en prensa).
- NAVARRO GARCIA, L. 1971. Geología de la comarca comprendida entre las Sierras de Quilmes y Carachi Pampa, Provincia de Catamarca, Plan NOA Geológico minero (inédito). 71 p.p.
- 1984. Estratigrafía de la región comprendida entre los paralelos 26° 00' a 27° 15' de latitud sur y los meridianos de 66° 30' a 67° 00' de longitud oeste, provincia de Catamarca. *Actas IX Congr. geológico argentino* I:353-383.
- NUÑEZ E., 1971. Informe geológico preliminar del mosaico 18 A1. *Serv. Geol. Nac. Buenos Aires*. (inédito). 3 p.p.
- OMARINI, R., J. VIRAMONTE, U. CORDANI, J. SALFITI y K. KAWASHITA, 1984. Estudio geocronológico Rb/Sr de la Faja Eruptiva de la Puna en

- el sector de San Antonio de los Cobres, Provincia de Salta. Actas IX Congr.geol.argent. III: 146-158.
- OMARINI R., R. MON, H. GOETZA, F. HONGN y R. MARRET, 1988. El Basamento precámbrico de la Puna Austral: Una llave para la interpretación geotectónica de los Andes Centrales. VII Congreso Latinoamericano. Belen. Brasil.
- OYARZABAL F., 1988. Geología del basamento cristalino del extremo noroeste de la sierra de Quilmes, Salta. Tesis Doctoral, U.N.T. (inédito). 196 p.p.
- PALMA M., M. PARICA y V. RAMOS, 1986. El granito de Archibarca: Su edad y significado tectónico, provincia de Catamarca. Revta. Asoc. geol. argent. 41 : 414-419.
- PALMA M. y M. IRIGOYEN, 1986. Geología de la zona de Cueros de Purulla y adyacencias. Ser. Geol. Nac. Buenos Aires. (inédito). 13 p.p.
- 1987. Evidencias neotectónicas en el borde oriental de la sierra de Calalaste, Puna Catamarqueña, Actas X Congr. geol. argent., I: 243-249.
- RAMOS E. y V. RAMOS, 1979. Los ciclos magmáticos de la República Argentina. Actas VII, Congr. geol. argent., I: 771-786.
- RICCI H., 1974. Informe del área de reserva N° 13 "La Borita". S.E.M., NOA I Geológico minero (inédito). Tucumán, 49 p.p.
- RICCI H., 1983. Nueva manifestación cuprífera en rocas calcáreas en la Puna Catamarqueña, República Argentina. II Congr. Nac. Geol. Econ., II : 601-616.
- ROJOS R., 1972. Geología de la región comprendida entre Nacimientos y Antofagasta de la Sierra Provincia de Catamarca. Seminario de la Fac. Cs.Nat.U.N.T. Tucumán. 80 p.p.
- SALFITY J., R. OMARINI, B. BALDIS y W. GUTIERREZ, 1975. Consideraciones sobre la evolución geológica del Precámbrico y paleozoico del norte argentino. II Congreso Ibero Americano de Geol. Econ., T. IV: 341-361.
- SPARKS R., P. FRANCIS, R. HAMER, R. PANKHURST, L. O'CALLAGHAN, R. THORPE y R. PAGE, 1985. Ignimbrites of the Cerro Galán Caldera, NW Argentina.- Journal of Volcanology and Geothermal Research, 24 : 205-248.
- TURNER J., 1960. Estratigrafía del Nevado de Cachi y alrededores.- Acta geol. Lilloana, 3 : 191-226.
- 1964. Descripción Geológica de la Hoja 7c, Nevado de Cachi, provincia de Salta. Boln.Dir.Min.Geol. B. Aires. 99 : 5-78.
- 1973. Descripción geológica de la hoja 11d, Laguna Blanca.- Bol. Ser. Nac. Geol. y Min., 142: 7-70
- TURNER J. y V. MENDEZ, 1979. Puna. II Simp. de Geol. Reg. Argentina, I: 13-56. Acad. Nac. de Ciencias de Córdoba.
- VILLANUEVA GARCIA A., 1988. Geología de los valles de Fucara (Dpto. San Carlos) y de Hualfin (Dpto. Molinos), provincia de Salta, República Argentina. V. Congreso Geol. Chileno, Tomo I: 203-218.
- VIRAMONTE J., H. DESTEFANIS, A. APARICIO, R. ALONSO, J. MARCUZZI, E. CINCIONI y H. PETRONIVIC, 1988. Caracterización y beneficio de perlitas del noroeste Argentino. III Congr. Nac. Geol. Econ. II : 547-566