

Descripción geoquímica y geocronológica de secuencias volcánicas neógenas de Trasarco, en el extremo oriental de la Cadena Volcánica Transversal del Que var (Noroste de Ar gentina)

Geochemistry and Geochronology descriptions of the Backarc Neogene volcanic sequences in the eastern border of the Que var Transversal Volcanic Range (NW Ar gentina)

I. A. PETRINOVIC⁽¹⁾, J. MITJAVILA⁽²⁾, J.G. VIRAMONTE⁽¹⁾, J. MARTÍ⁽²⁾, R. BECCHIO⁽¹⁾, M. ARNOSIO⁽¹⁾ y F. COLOMBO⁽²⁾

(1) Universidad Nacional de Salta. Buenos Aires 177. A-4400 Salta. Argentina

(2) Instituto J. Almera. CSIC. Martí i Franqués s/n. E-08028 Barcelona. España

(3) Dpt. Estratigrafía y Paleontología. Fac. Geología. Universidad de Barcelona. E-08071 Barcelona. España

RESUMEN

Se realizaron 34 nuevas dataciones K/Ar y 39 análisis geoquímicos de elementos mayoritarios, trazas y tierras raras, que implican nuevas aportaciones sobre las secuencias volcánicas neógenas de trasarco pertenecientes a la cadena volcánica transversal del Quevar. Esta cadena volcánica parte del arco volcánico actual con dirección WNW-ESE hasta las cercanías de la localidad de San Antonio de los Cobres.

Se han reconocido y estudiado centros volcánicos ubicados en el extremo oriental de la misma. Los diferentes pulsos detectados en cada uno de estos centros (Aguas Calientes, Acay, El Morro-Organullo y Tocomar) son geoquímica y petrográficamente homogéneos. Se interpreta que las cámaras magmáticas involucradas no han estado estratificadas composicionalmente ni han tenido sectores enriquecidos en cristales. Como excepción, el centro eruptivo Acay muestra un rango composicional desde términos andesíticos a riolíticos. En este caso, se interpreta un fraccionamiento de la cámara magmática en pulsos de edad similar.

La composición isotópica del centro eruptivo Aguas Calientes indica una fuerte componente cortical en la formación de los magmas. Es posible explicar su origen a partir de fusión cortical. Las determinaciones geocronológicas realizadas muestran pulsos volcánicos a los 17-19 Ma, 13-12 Ma, 10 Ma, 7-6 Ma, 1-0.5 Ma en esta región de los Andes Centrales.

Palabras clave. Ignimbritas Miocenas. Calderas de colapso. Andes. NO Argentina.

ABSTRACT

New geochronological data (34) and 39 new geochemical analyses have been made in the Neogene backarc volcanic sequences in the "El Quevar Transversal Volcanic Chain" defined by Viramonte et al (1984a). This chain starts at the present N-S arc with WNW-ESE trend.

New volcanic centres have been recognised and analysed at the eastern end of this chain. The different pulses from each volcanic centre (Aguas Calientes, Acay, El Morro-Organullo and Tocomar) are petrographically and geochemically homogeneous. This suggests that the magma chambers related in each volcano, were geochemically homogeneous and did not have crystal enriched sectors. The Acay eruptive centre is an exception of this assumption; a compositionally differentiated magmatic chamber could be inferred.

The isotopic composition of the Aguas Calientes emission centre has a crust signature in its origin, related with melts generated by crustal fusion. The geochronological determinations show volcanic pulses at 17-19 Ma, 13-12 Ma, 10 Ma, 7-6 Ma, 1-0.5 Ma in this region of the Central Andes.

Keywords: Collapse calderas. Andes. Miocene ignimbrites. NW Argentina.

EXTENDED ABSTRACT

The studied region is located in the Puna Altiplano region, Salta province, Argentina. The Puna - Altiplano region is a high plateau belonging to Bolivia, Argentina and Chile in the Central Andes. The average altitude in the work area is 3,900 m above sea level.

The continental South American plate is subducted by the oceanic Nazca plate with an angle of 25°-20° in the Benioff zone. The main characteristics of the Puna-Altiplano region are the presence of a thick continental crust (63 km., Wigger et al., 1992) and of an extended Cenozoic volcanism sequence. The evolution of this structural unit started in upper Oligocene - lower Miocene related to the subduction process. At least, four magmatic pulses: 26-15 Ma, 16.5-12 Ma, 12-5 Ma y 3-0 Ma (Allmendiger et al., 1997) can be recognised in the Puna-Altiplano.

This paper summarizes the magmatic activity occurred in the backarc region in Neogene times. New geological, volcanological, geochemical, and geochronological data are presented. We have studied the volcanic sequences at the eastern extreme of the one of the most representative WNW-SSE transversal volcanic chain, the "Cadena Volcánica Transversal del Quevar" (Viramonte et al., 1984a).

Regional geology

The oldest rocks in the area are represented by the Precambrian-Cambrian basement (Puncoviscana Formation, Turner, 1960) which is formed of marine sediments with an incipient metamorphism. The Ordovician outcrops correspond to marine sediments (Formación Parcha; Harrington y Leanza, 1957), submarine volcanic rocks, and granitic porphyries (Complejo Eruptivo Oire, Blasco et al., 1995). Furthermore, there are isolated rift basins filled with continental red bed sequences, fluvial-lacustrine sandstones and limestones of Cretaceous-Paleocene age. A Cenozoic succession of continental sediments and interbedded volcanic sequences is also presented. The study of these volcanics are the subject of this contribution.

The regional structure associated with the volcanism is interpreted as a transcurrent fault systems closely related to the transversal volcanic chains (Viramonte and Petrinovic, 1990). The emplacement of volcanism is favoured by local extension, which is due to a sigmoid geometry of the strike-slip fault planes, or to the strike-slip-thrust intersections (Viramonte and Petrinovic, 1990). In some cases, the geometry and framework of the conjugated faults inside a strike-slip system are the origin of this local extension.

Some of the volcanic centres studied, as Aguas Calientes and Acay show active transcurrent movements during the 12-8 Ma period, which first favoured the formation of collapse calderas and then, deformed these volcanic structures. A strike-slip with a sinistral movement pulse, producing NW-SE shortening, is interpreted as a main tectonic phase in the area occurred between 17 and 10 Ma. The main folding and overthrust tectonic phase is previous to the transcurrent systems.

New 38 geochronological K/Ar determinations were made, over selected biotite, in the Cenozoic volcanic rocks of the San Antonio de los Cobres area. The analyses were made at the NERC Isotope Geosciences Laboratory, Nottingham (RU) (analyser: C.C. Rundle). The results are detailed in table 1. Moreover, new 39 geochemical analyses were made at the CNRS, Vandoeuvre, France (analyser: K. Govindaraju) by Emission-ICP and ICP-MS.

Granitoids and volcanics from the Cerro Nevado del Acay

In Cerro Nevado del Acay a new age of 18-19 Ma was obtained. Covering the granitoids there is an extensive pyroclastic sequence called "Formacion Negra Muerta" (Fig. 1) by Llambías et al. (1985). Three main pyroclastic units were recognised in the Negra Muerta Formation. They are the Organullo Ignimbrite (Petrinovic et al., 1999a), a pyroclastic unit possibly equivalent to the Toba 1 of Viramonte et al. (1984b), and the Acay Ignimbrite (Petrinovic et al., 1999a). An extensive lava flow is covering this pyroclastic sequence, and represents the last eruptive event (Petrinovic et al., 1999a). The geochronological and geochemical results are presented in tables 1 and 2.

Cerro Aguas Calientes eruptive centre

The volcanological characteristics of this centre are summarised in Petrinovic (this volume). The new geochronological data confirm the model of Petrinovic (1994) as a quick succession of 4 main pyroclastic units (Verde Ignimbrite, Chorrillos Ignimbrite, Tajamar Ignimbrite and Abra del Gallo Ignimbrite) (Figs. 1 and 2). Olson and Guilzean (1986) obtained an age of 17 Ma for the Aguas Calientes ignimbrite, which is confirmed in the present contribution. An isolated outcrop of this unit was found (Fig. 2), forming the S-SE topographic rim of the caldera de Aguas Calientes (Petrinovic, this volume).

The four ignimbrites indicated above represent a single event of collapse caldera that originated a thick succession of 150-200 km³ of ignimbrites (Petrinovic, this volume). All of them are dacitic in composition and crystal rich. The geochemical characteristics indicate that calc-alkalin magmas with arc-backarc signatures (Figs 3, 4 and 5) were responsible for the formation of these ignimbrites. The isotopic analyses show a strong crustal signature in these compositions (Tab. 2). A paleotemperature estimate over the pyroclastic deposits was obtained using paleomagnetism techniques and indicates emplacement temperatures of 400-600 °C.

El Morro-Organullo-Rupasca eruptive centre

Located at 10 km to the S-SW of San Antonio de los Cobres there is a succession of pyroclastic deposits and domes with ages ranging from 13 to 6 Ma (Fig. 1). They are called Morro I Ignimbrite, Morro II Ignimbrite and El Morro, Organullo and Rupasca domes respectively. These domes have an age ranging between 13 to 11 Ma, which indicates a sub-volcanic pulse at that time. Geochemically, these centres have arc signatures with an andesitic-dacitic compositional trend. (Figs. 3, 4 and 5). The geochemical and geochronological characteristics of the main units are shown in tables 1 and 2.

Tocomar eruptive centre

A conspicuous eruptive centre is found at the Tocomar railway station (Fig. 1). A phreatomagmatic - pure magmatic centre is closely related to a present geothermal field. The outcrops are non related to any known emission centre, but the paleoflow determinations indicate a possible vent near to the railway station (Fig. 1). Taviani (1997) determined rhyolitic

compositions with high Rb concentration in the different units (Fig. 2). A surge-ignimbrite succession covers an area of 24 Km² (Fig. 1). The Tocomar Ignimbrite (Fig. 2) has an age of 0.8 Ma (Tab. 1). Geochemically, these rocks are calcalkaline rhyolites with arc signatures. The geochronological-geochemical determinations are shown in tables 1 and 2.

Conclusions

New pyroclastic units and emission centres have been identified in the easternmost end of the Quevar Transversal Volcanic Chain. Most of the studied eruptive products show homogeneous geochemical characteristics, indicating single volcanic events from non-stratified magma chambers, with the only exception of the Acay volcanic units, which represent a well defined fractional crystallization sequence. The different composition between Morro I and II ignimbrites, from El Morro eruptive centre, may be explained by a different emission centre correlation. All the analysed volcanic rocks show arc-backarc affinities. The isotopic composition indicates a strong crustal contribution to the magma generation. The geochronological determinations show volcanic pulses at 17-19 Ma, 13-12 Ma, 10 Ma, 7-6 Ma, and 1-0.5 Ma in that region of the Central Andes. The volcanism in this sector has strongly been conditioned by strike-slip faulting. WNW-ESE strike-slip faults favoured development of shallow magma chamber and eruptive centres. The ages of the volcanic pulses coincide with the diastrophic phases in the foreland Miocene sedimentary basins, in northwestern Argentina and southeast Bolivia.

INTRODUCCIÓN

La región de La Puna - Altiplano corresponde a una alta meseta en los Andes Centrales con una altura promedio de 3.900 m, que se extiende 2.000 km a lo largo del margen oriental de convergencia de Sur América, abarcando gran parte del sur de Bolivia, Norte de Chile y noroeste argentino. La región estudiada se encuentra en la provincia geológica de La Puna, provincia de Salta, República Argentina (Fig. 1). La placa sudamericana a los 24° de latitud sur se encuentra subducida por corteza oceánica de la placa de Nazca con una inclinación transicional de 17° - 25° en la zona de Benioff. Las características principales de la región Puna-Altiplano son una gruesa corteza continental (63 km a los 24° LS, Wigger et al., 1992) y un extenso volcanismo Cenozoico. Su evolución como unidad morfoestructural comienza en el Oligoceno tardío - Mioceno temprano ligada a los procesos de subducción. Pueden reconocerse al menos cuatro pulsos magmáticos principales en esta porción de los Andes (Allmendiger et al., 1997): 26-15 Ma, 16.5-12 Ma, 12-5 Ma y 3-0 Ma, separados por intervalos sin mayor actividad magmática.

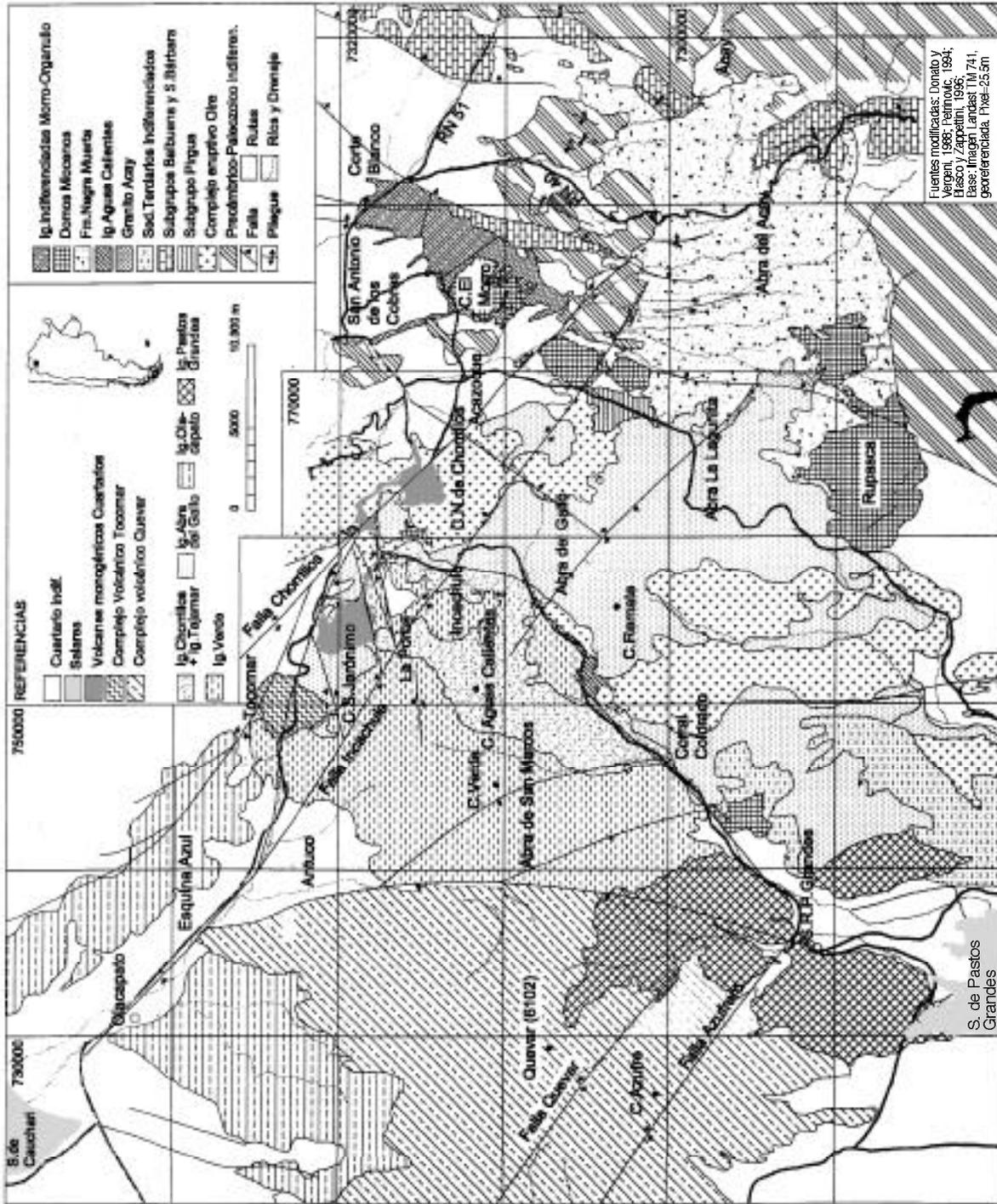
El objetivo de este trabajo corresponde al estudio geoquímico y geocronológico de las manifestaciones magmáticas ocurridas en el trasarco durante el Neógeno. Para ello se han analizado las secuencias que conforman el extremo oriental de una de las cadenas volcánicas, denominada "Cadena Volcánica Transversal del Quevar" por Viramonte et al. (1984a), que muestran una disposición transversal al arco volcánico actual. El sector estudiado se

ubica al Oeste-Suroeste de la localidad de San Antonio de los Cobres, que corresponde a la población principal de esta zona de La Puna (Fig. 1).

GEOLOGÍA REGIONAL Y ESTRUCTURAL

La región estudiada está constituida por un basamento Precámbrico - Cámbrico (Formación Puncoviscana; Turner, 1960) formado por sedimentos marinos con un metamorfismo incipiente. El Ordovícico se encuentra representado por pelitas marinas (Formación Parcha; Harrington y Leanza, 1957), secuencias volcánicas y granitoides porfíricos de extensión regional (Complejo Eruptivo Oire, Blasco et al., 1996). El Cretácico - Paleoceno aflora en cuencas aisladas con sedimentos rojos continentales y lacustres-fluviales. El Cenozoico está representado por una sucesión de sedimentos continentales y eventos volcánicos.

Desde el punto de vista estructural, la secuencia volcánica estudiada se encuentra asociada a sistemas transcurrentes que han controlado el desarrollo de las Cadenas Volcánicas Transversales (Viramonte y Petrinovic, 1990). La presencia de volcanismo está asociada a la existencia de distensiones localizadas a lo largo de las cadenas transversales. La distensión ha sido provocada ya sea por la geometría sinusoidal de las fallas de rumbo, o bien por la intersección entre varias fallas de rumbo. Viramonte y Petrinovic (1990) indican la importancia de las intersecciones de los sobrecorrimientos principales con las fallas transcurrentes WNW-ESE, como lugares con característi-



Muestra	Unidad	UTM x	UTM y	% K	⁴⁰ Ar (nI/g)	⁴⁰ Ar/ ⁴⁰ Ar _t	Edad(Ma)	Error	Media (Ma)
941234	<i>Ignimbrita Tocomar</i>	749770	7320907	7.65	0.16	0.89	0.55	+/- 0.1	0.8
					0.32	0.95	1.1	+/- 0.5	
941226	<i>Toba 1</i>	779113	7317499	7.21	1.99	0.61	7.1	+/- 0.4	7.4
					2.16	0.52	7.7	+/- 0.3	
931209	<i>Ignimbrita Ramadas</i>	787551	7333158	7.21	2.4	0.57	8.5	+/- 0.3	8.4
					2.3	0.54	8.2	+/- 0.3	
931242	<i>Ignimbrita Abra del Gallo</i>	764956	7300296	7.32	2.84	0.56	10	+/- 0.3	10.2
					2.96	0.57	10.4	+/- 0.3	
931247	<i>Ignimbrita Abra del Gallo</i>	759184	7291758	7.03	2.85	0.64	10.4	+/- 0.3	10.2
931243	<i>Colada dómica Rupasca</i>	762265	7297671	7.22	3.21	0.71	11.4	+/- 0.4	
931233	<i>Ignimbrita Pastos Grandes</i>	738372	7292580	7.28	2.79	0.46	9.8	+/- 0.4	10
					2.91	0.63	10.2	+/- 0.2	
931234	<i>Ignimbrita Pastos Grandes</i>	734801	7288310	7.45	3.51	0.62	12.1	+/- 0.4	10
891211	<i>Ignimbrita Abra del Gallo</i>	768068	7316242	7.3	3	0.76	10.5	+/- 0.7	
					3.58	0.68	12.6	+/- 0.6	11.8
					3.54	0.74	12.4	+/- 0.8	
931212	<i>Ignimbrita Abra del Gallo</i>	768373	7316047	7.44	3.05	0.61	10.5	+/- 0.2	10.4
89118	<i>Ignimbrita Olacapato</i>	730422	7331662	6.75	2.59	0.72	9.8	+/- 0.3	
9173	<i>Ignimbrita Tajamar</i>	757356	7313430	7.54	3.03	0.48	10.3	+/- 0.3	10.4
					3.06	0.34	10.4	+/- 0.3	
89114	<i>Ignimbrita Tajamar</i>	754953	7306511	7.52	3.09	0.44	10.5	+/- 0.3	10.6
					3.1	0.45	10.6	+/- 0.3	
				7.52	2.99	0.74	10.2	+/- 0.3	10.6
941247	<i>Ignimbrita Tajamar</i>	737601	7323835	7.04	2.94	0.85	10.7	+/- 1.4	
941248	<i>Ignimbrita Tajamar</i>	737488	7323722	7	2.9	0.85	10.6	+/- 0.3	10.4
9179	<i>Ignimbrita Tajamar</i>	753252	7313449	7.47	2.93	0.78	10.1	+/- 0.3	
931231	<i>Ignimbrita Tajamar</i>	746214	7303515	7.18	2.85	0.66	10.2	+/- 0.3	10.4
931223	<i>Ignimbrita Tajamar</i>	758212	7313635	6.55	2.6	0.65	10.2	+/- 0.3	
931226	<i>Ignimbrita Tajamar</i>	759052	7311412	7.24	2.86	0.69	10.1	+/- 0.3	10.4
931214	<i>Ignimbrita Tajamar</i>	755260	7321151	7.51	3.07	0.64	10.5	+/- 0.3	
931229	<i>Coignimbrita Chorrillos</i>	752442	7306258	7.64	3.11	0.38	10.4	+/- 0.4	10.4
931230	<i>Coignimbrita Chorrillos</i>	750360	7304187	7.12	3.01	0.59	10.8	+/- 0.3	
891113	<i>Ignimbrita Chorrillos</i>	756423	7319262	7.52	3.02	0.74	10.3	+/- 0.2	10.3
9178	<i>Ignimbrita Verde (pómez)</i>	754774	7313525	7.11	2.83	0.36	10.2	+/- 0.3	
				7.49	2.87	0.44	10.4	+/- 0.3	10.3
					2.92	0.51	10	+/- 0.2	
931213	<i>Ignimbrita Verde</i>	731716	7313216	6.15	2.4	0.65	10	+/- 0.3	15
931249	<i>Colada dómica Organullo</i>	772109	7306388	7.14	3.49	0.62	12.6	+/- 0.3	
941206	<i>Ignimbrita Aguas Calientes</i>	752063	7304935	6.99	4.41	0.83	16.2	+/- 1.8	15
					3.79	0.42	13.9	+/- 0.5	
941202	<i>Coignimbrita Aguas Calientes</i>	750914	7304719	7.49	5.11	0.13	17.5	+/- 0.5	17.1
					4.92	0.29	16.8	+/- 0.5	
941219	<i>Ignimbrita Morro II</i>	775916	7313664	7.48	1.8	0.68	6.2	+/- 0.3	12.1
941222	<i>Ignimbrita Morro I</i>	777095	7310586	7.02	3.28	0.41	12	+/- 0.4	
					3.36	0.4	12.3	+/- 0.4	12.1
941229	<i>Ignimbrita Morro I (pómez)</i>	774236	7312178	6.69	3.07	0.62	11.8	+/- 0.5	
931203	<i>Ignimbrita Vizcachayoc</i>	780124	7318159	7.34	3.71	0.71	13	+/- 0.3	12.1
931201	<i>Granito Acay</i>	792041	7296713	7.54	5.55	0.72	18.9	+/- 0.5	

Tabla 1. Determinaciones geocronológicas.

Table 1. Geochronological determinations.

cas estructurales favorables para el emplazamiento de las grandes calderas de los Andes Centrales. En otros casos, la geometría y disposición de las fallas transcurrentes y sus conjugadas son las responsables de la distensión que favorece la formación de las calderas de colapso.

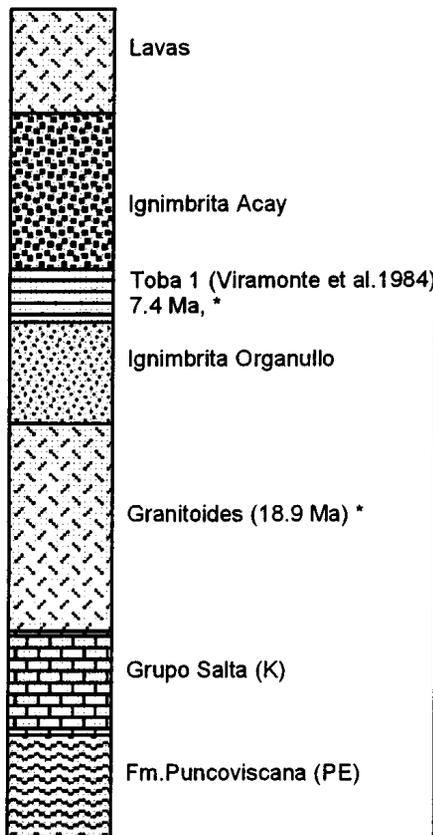
En las calderas de colapso del cerro Aguas Calientes (Petrinovic, 1994) y Negra Muerta (Nevado de Acay, Petrinovic et al., 1999a) se evidencia actividad transcurrente local entre los 12-8 Ma (Petrinovic et al., 1999b). La fase principal de plegamiento y sobrecorrimiento con

acortamientos W-E definida por Marrett et al. (1994) es anterior a la actividad transcurrente. Esta última actuó posteriormente, deformando los sobrecorrimientos y plegamientos.

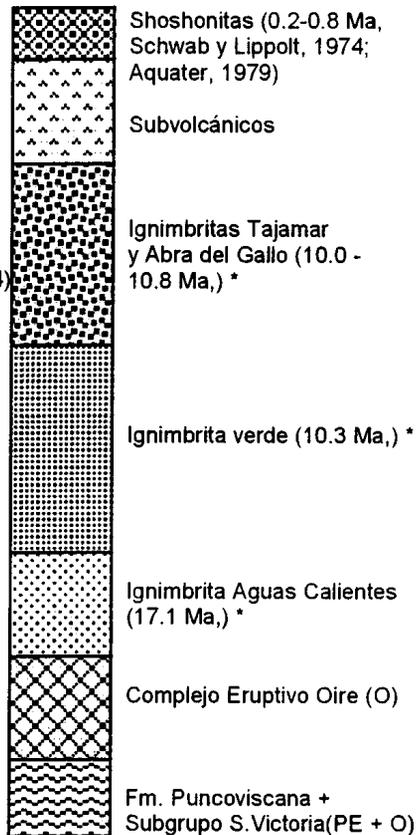
METODOLOGÍA DE TRABAJO

Se han estudiado principalmente los siguientes centros eruptivos: Nevado del Acay, Cerro Aguas Calientes, El Morro-Organullo-Rupasca y Tocomar (Fig. 1). Con el

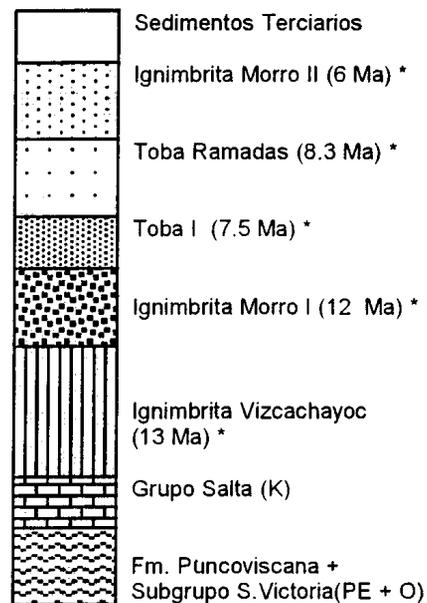
NEVADO DEL ACAY



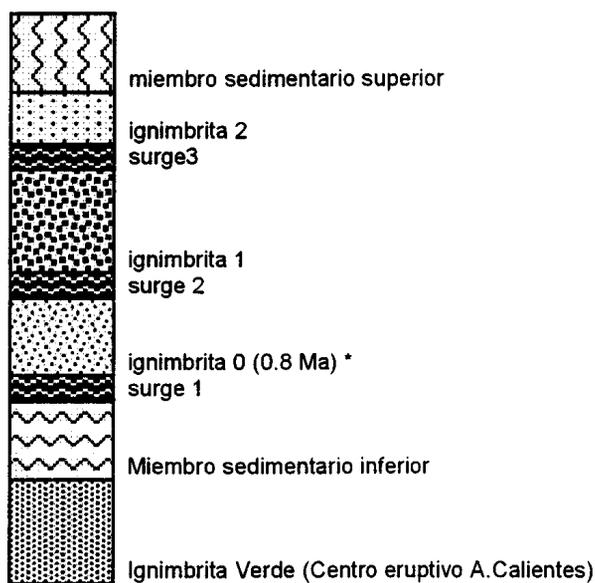
CALDERA DEL CERRO AGUAS CALIENTES



EL MORRO



TOCOMAR (tomado de Taviani, 1997)



* éste trabajo
 O Ordovícico
 PE Precámbrico-Cámbrico Inferior
 K Cretácico

Figura 2. Columnas estratigráficas sintéticas.

Figure 2. Generalized stratigraphic sections.

fin de establecer los períodos eruptivos en el área de San Antonio de los Cobres se realizaron un total de 38 dataciones K/Ar sobre un total de 33 muestras. Estos análisis geocronológicos se realizaron sobre separados de biotita en el NERC Isotope Geosciences Laboratory, Nottingham. Para la determinación del K se separaron 100 miligramos de muestra y se analizó por fotometría de llama. Para la determinación del Ar se expuso la muestra al vacío a temperaturas de 180°. Se midió el contenido de ^{38}Ar con un espectrómetro de masas VG-MICROMASS 1200. Los resultados se muestran en la tabla 1.

Los análisis geoquímicos han sido realizados en el CNRS, Vandoeuvre, Francia. Los elementos mayores y menores fueron realizados por Emission-ICP. El resto de elementos traza han sido determinados por ICP-MS. La disolución fue realizada con una solución de LiBO_2 y HNO_3 . Los resultados se aprecian en la tabla 2.

Nuevas relaciones $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ fueron determinadas para las ignimbritas de la caldera del cerro Aguas Calientes. La técnica de separación del O_2 fueron por xenon-fluorhídrico y las determinaciones de ^{18}O se realizaron con un espectrógrafo de masa MAT-250, USA-BRG en el Instituto de la Litosfera de la Academia de Ciencias de Moscú. Los resultados se exponen en la tabla 2.

GRANITOIDES Y ROCAS VOLCÁNICAS DEL NEVADO DEL ACAY

Tanto la geología como la composición petrográfica y geoquímica de las diferentes unidades que componen el centro plutónico-volcánico del Nevado del Acay, han sido previamente estudiados por Llambías et al. (1985). En esta área pueden distinguirse dos episodios magmáticos principales.

El primero está representado por un *stock* monzonítico intruído en la Formación Puncoviscana (Turner, 1960) y en las calizas del Grupo Salta (Reyes y Salfity, 1973), con desarrollo de *skarns* en el contacto. Estos *skarns* están asociados a una mineralización de hierro en la cara Norte del cerro, motivo de explotaciones en décadas pasadas. La intrusión del cuerpo ígneo es concordante con la foliación principal ($330^\circ/35^\circ$) de la Fm Puncoviscana alojante. La datación de 18.9 Ma (Tab. 1) obtenida para los granitoides del cerro Acay chico (Fig. 1) está de acuerdo con un pulso magmático de 17-18 Ma detectado en el volcanismo Cenozoico de los Andes Centrales del Sur. La edad de 26 Ma obtenida previamente por Méndez et al. (1979) resultaría la edad más antigua encontrada en el

área para el magmatismo Cenozoico, remontando sus inicios al Oligoceno Superior, por lo que razonablemente se acepta como más probable una edad de 18-19 Ma (Mioceno Medio) obtenida para el granitoide del Nevado del Acay.

El segundo episodio magmático es una secuencia piroclástica y subvolcánica denominada por Llambías et al. (1985) "Formación Negra Muerta" (Fig. 1) que no ha sido asociada a ningún centro emisor conexo. Se ha reconocido una caldera, ubicada al Oeste-suroeste del Nevado del Acay como fuente de las secuencias piroclásticas y lávicas de la Fm Negra Muerta (Petrinovic et al., 1999a).

En el Nevado del Acay se distinguen tres depósitos ignimbríticos, denominados: Ignimbrita Organullo, una ignimbrita correlacionable a la Toba 1 de Viramonte et al. (1984b) y la Ignimbrita Acay. Una colada lávica corona la secuencia. La Ignimbrita Organullo (Petrinovic, 1989) es la unidad inferior. La base sólo se observa en las facies distales. Los afloramientos principales se encuentran en la quebrada de Organullo. La presencia de fragmentos colapsados de pómez (*fiammes*) con bajo contenido en cristales (menos de 15%) es característica de esta unidad. El contenido en las mismas es mayor en las facies proximales, mientras que el grado de aplastamiento disminuye hacia el techo. En el campo se la distingue por una coloración verdosa, producto de alteración en fase vapor.

Esta unidad se encuentra afectada por plegamientos terciarios (Andinos) con dirección de acortamiento WSW-ENE. Su composición, contenido en líticos, y posición estratigráfica-estructural permiten correlacionarla tentativamente con la Ignimbrita Vizcachayoc definida por Ramos (1973). La edad encontrada en esta contribución para la Ignimbrita Vizcachayoc es de 13 Ma. La edad encontrada por Hidroproyectos (1985) para la misma unidad es de 12 Ma. Es de destacar que el centro de emisión para esta unidad se asigna en este trabajo al centro eruptivo del Acay, mientras que Ramos (1973) y los autores posteriores (Hidroproyectos, 1985) interpretaron al volcán Chimpas como centro de emisión de la misma.

Las dos unidades ignimbríticas superiores no muestra perturbación estructural evidente. La unidad suprayacente a la Ignimbrita Organullo en la quebrada de Torca (Fig. 1), es correlacionable con la Toba 1 descrita por Viramonte et al. (1984b) en la localidad de Corte Blanco. La Toba 1 ha sido datada en este trabajo en 7.4 Ma (Tab. 1). La ignimbrita que cubre a la Toba 1 se ha denominado Ignimbrita Acay, siendo los afloramientos de esta unidad los

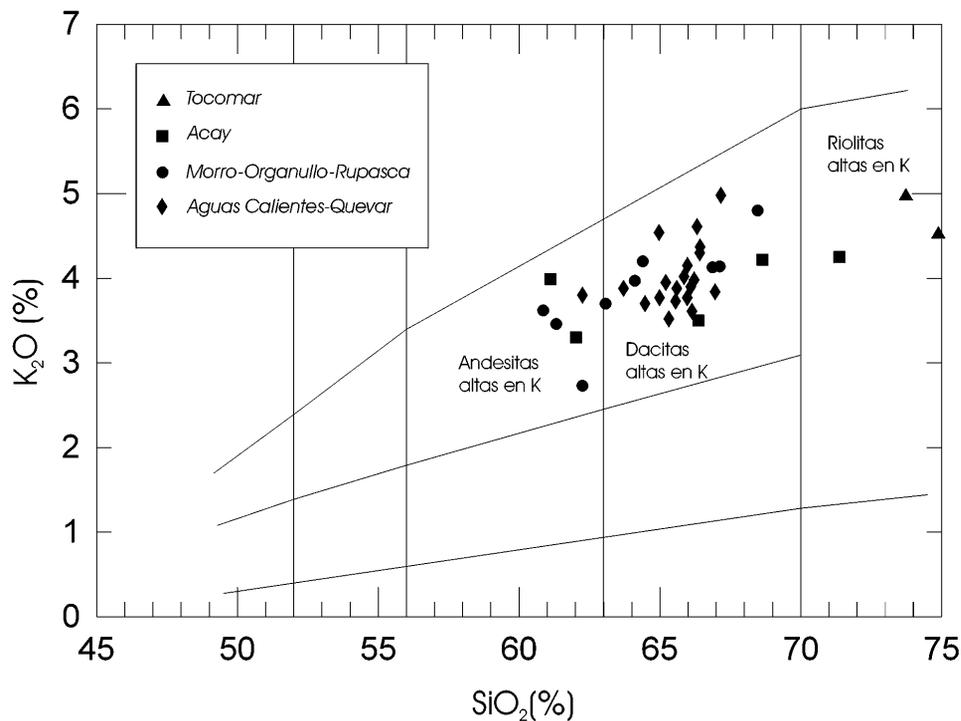


Figura 3. Diagrama K-SiO₂.

Figure 3. K-SiO₂ diagram.

más extensos de la secuencia (Fig. 1). Es una unidad piroclástica homogénea, rica en cristales (43%), conformada por cuarzo, biotita, plagioclasa, hornblenda, en una matriz vítreo-fidica y microlitos de plagioclasa y augita. Los líticos son de pelitas del basamento y de un material subvolcánico de composición fenodacítica.

Corona la secuencia una colada lávica de composición fenodacítica. Se extiende desde el Abra de Acay hasta la quebrada de Torca (Fig. 1). La secuencia piroclástica completa cubre un área aproximada de 600 kilómetros cuadrados con un espesor promedio de 300 metros incluyendo todas las unidades descritas. En dicha secuencia se han realizado 4 análisis geoquímicos, comparando las lavas y las ignimbritas de la Formación Negra Muerta (Llambías et al., 1985). Los resultados pueden observarse en la tabla 2.

En conjunto estas muestras representan una serie de diferenciación dentro de la serie calcoalcalina alta en potasio (Fig. 3). Las lavas descritas muestran composiciones andesíticas, mientras que las secuencias piroclásticas muestran composiciones dacíticas hasta riolíticas. La unidad denominada Toba 1 tiene una marcada composición

riolítica. Estos rangos composicionales ya fueron detectados por Llambías et al. (1985). Los contenidos de Al₂O₃, FeO, MgO, TiO₂, CaO, P₂O₅, Sr y Zr muestran correlación negativa a incrementos de SiO₂, mientras que Na₂O, Rb y K₂O muestran correlación positiva a iguales incrementos. El Ba no acusa tendencias en este sentido (Fig. 4). El contenido en tierras raras muestra una variación composicional entre la unidad denominada Toba 1 y la Ignimbrita Acay (Fig. 5a). Las características geoquímicas enunciadas son coherentes con rocas volcánicas calcoalcalinas con afinidades de arco.

CENTRO ERUPTIVO DEL CERRO AGUAS CALIENTES

Este centro se encuentra ubicado al Oeste-suroeste de la localidad de San Antonio de los Cobres. Se ha reconocido una caldera de colapso (Petrinovic, este volumen) como centro de emisión de las unidades piroclásticas que se describen. El basamento del área está constituido por la Formación Puncoviscana (Turner, 1960), la Faja Erup-tiva de la Puna (Méndez et al., 1979) o Complejo Erup-tivo Oire (Blasco et al., 1995).

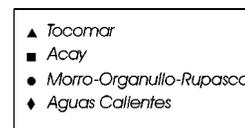
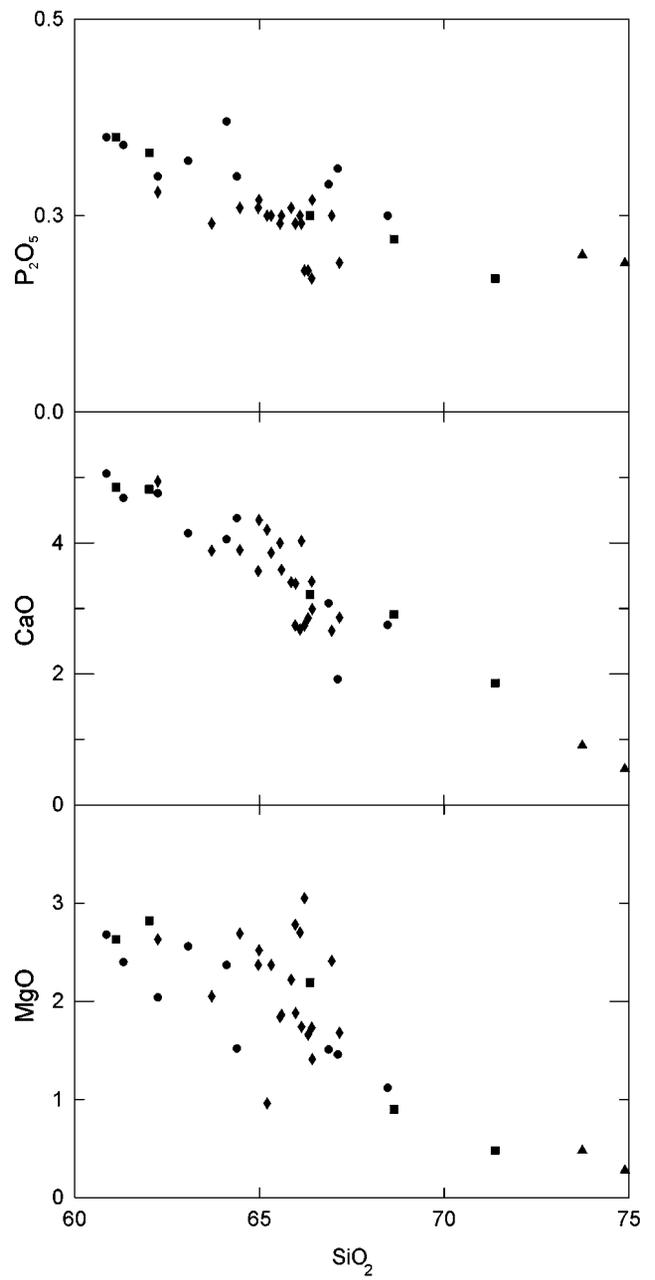
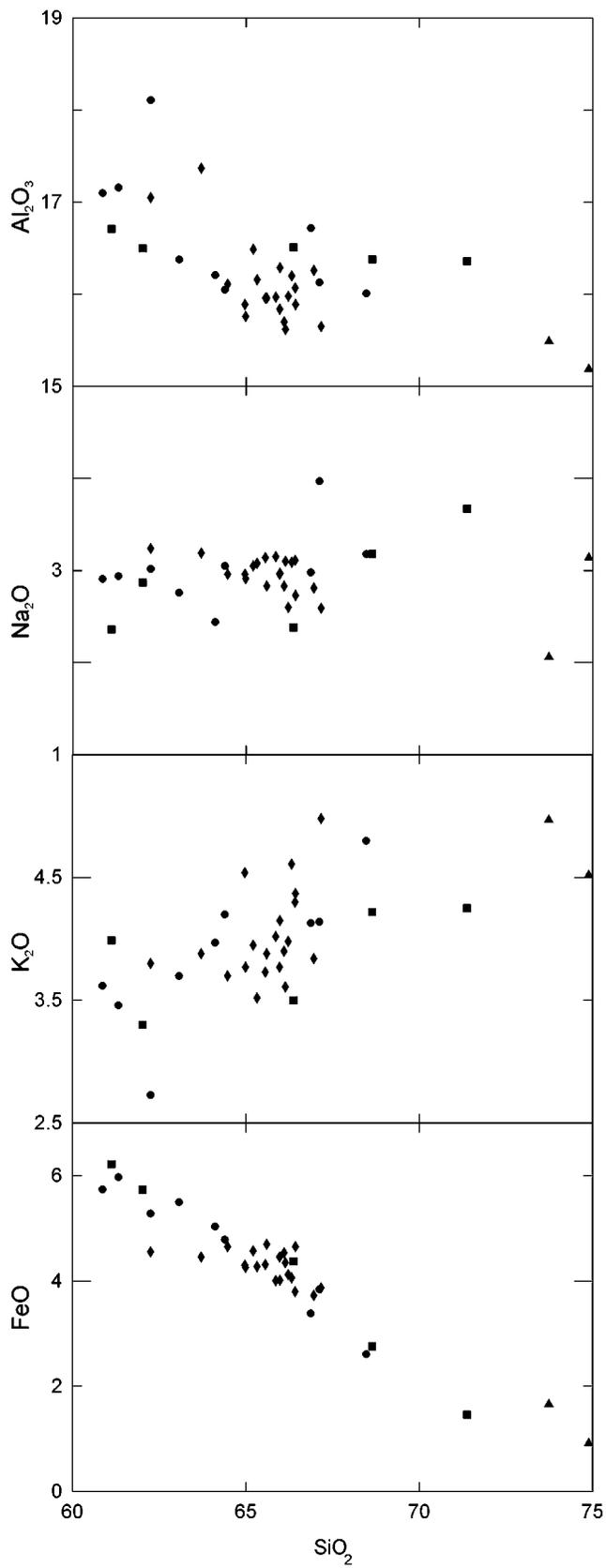


Figura 4. Diagramas Harker.

Figure 4. Harker diagrams.

Ignimbrita Aguas Calientes

En la cara sudeste del Cerro Aguas Calientes, seis kilómetros al Norte del paraje Corral Colorado (Fig. 1), afloran depósitos piroclásticos de color gris a gris verdoso de composición dacítica con matriz vítrea, litoclastos de composición granítica y pelítica de hasta 10 cm procedentes del Complejo Eruptivo Oire y de la Formación Puncoviscana. Este afloramiento es el único reconocido para este depósito. Los fragmentos de pómez poseen tamaños desde 1-3 mm a 8 cm. Hacia la base muestra depósitos coignimbriáticos tipo “lag breccias”, con clastos de hasta 40 cm de igual composición. Petrográficamente presenta como fenocristales plagioclasa seriada (hasta 1 mm) de augita, hornblenda y biotita como máficos. El cuarzo está subordinado a la pasta. La matriz es vitrofídica con microlitos reconocibles de augita y plagioclasa. Presenta fragmentos subredondeados de pómez de hasta 4 cm.

La edad obtenida por Olson y Guilzean (1987) para este depósito es de 17.2 +/- 0.5 Ma. La edad obtenida en este trabajo es de 17.1 +/- 0.5 Ma (promedio) para la coignimbrita. Este afloramiento aparece como unidad precaldera, únicamente en el borde sudeste de la caldera de Aguas Calientes (Petrinovic, este volumen).

Ignimbrita Verde

Esta unidad que fue definida por Petrinovic (1994), no muestra su base. Se la reconoce por su color verdoso y la presencia de líticos de rocas subvolcánicas. Petrográficamente presenta cuarzo de hasta 2 mm, plagioclasa de hasta 3 mm, biotita y escasa hornblenda reemplazadas por minerales de hierro. La matriz es vitrofídica con microlitos de piroxeno y plagioclasa. Presenta una alteración clorítica-propílica regional. Las edades determinadas en este trabajo para esta unidad son de 10 +/- 0.2 y 10.3 +/- 0.3 Ma. La edad determinada por la Japan International Cooperation Agency (1993), es de 10.8 +/- 0.17 Ma (trazas de fisión).

Esta unidad se encuentra mineralizada con Sb-Au (Incachule) y Pb-Ag-Zn (La Poma) (Sureda et al., 1986; Japan International Cooperation Agency, 1993), no extendiéndose estas mineralizaciones a la unidad superior (Ignimbrita Tajamar). Ésto se interpreta como una clara diferencia de permeabilidad a los fluidos hidrotermales posteriores. Los mayores afloramientos de este depósito se encuentran en el Cerro Verde (Fig. 1). La mineralización de esta ignimbrita tiene un marcado control estructural, posterior a la formación de la caldera.

Ignimbrita Chorrillos

Su denominación fue propuesta por Petrinovic (1994). Tiene sus principales afloramientos en Abra de Chorrillos y en Abra del Gallo (Fig. 1). Petrográficamente está compuesta por plagioclasa con cristales de hasta 6 mm, biotita y hornblenda reabsorbida por magnetita-hematites, cuarzo redondeado, augita e hiperstena como microfeno-cristales. La matriz es vitrofídica. Las edades determinadas para esta unidad son de 10.4 Ma y de 10.8 Ma en el Abra del Gallo. Para el Abra de Chorrillos la edad corresponde a 10.3 Ma (Tab. 1).

Ignimbrita T ajamar

Nombre propuesto por Coira y Paris (1981). Se la reconoce por su intenso color rojizo, en las localidades donde se encuentran los máximos espesores. Está compuesta por una matriz cinerítica altamente recristalizada, con cristales, pómez en fragmentos aplastados y fragmentos líticos de proporciones variables. Su alta compacidad es debida a la alteración (principalmente hematítica) y cristalización en fase de vapor, que ha sufrido en el momento de su deposición.

Petrográficamente está compuesta por plagioclasa seriada con cristales de hasta 4 mm, biotita y hornblenda reemplazadas por mineral de hierro, cuarzo redondeado y augita en pequeños cristales. La matriz es vitrofídica recristalizada con frecuente desarrollo de esferulitas. Son comunes los fragmentos líticos de una lava dacítica característicos en este miembro y diagnóstico para su correlación, así como líticos de la Ignimbrita Verde infrayacente. La datación obtenida por Olson y Gilzean (1987) corresponde a 10.1 +/- 0.5 Ma. Las edades obtenidas en este trabajo quedan reflejadas en la tabla 1 y varían desde 10.1 a 10.8 Ma.

En la cumbre del cerro Aguas Calientes se puede observar el contacto inferior con la Ignimbrita Chorrillos y la Ignimbrita Verde (Fig. 1). En las facies proximales, presenta en su base un depósito de “ground-surge” de 2-5 metros de espesor con laminación paralela, y con un alto contenido en líticos procedentes de pelitas del basamento.

Ignimbrita Abra del Gallo

Nombre propuesto por Coira y Paris (1981). Posee las mismas características petrográficas, geocronológi-

cas y geoquímicas que la Ignimbrita Tajamar (Tab. 1 y 2). Las diferencias faciales que motivan su separación en dos unidades diferentes se explicitan en Petrinovic (este volumen). Presenta como fenocristales plagioclasa (An 40-45), cuarzo abundante, la biotita se encuentra deformada por flujo y escasas hornblenda y augita, de la cual sólo quedan vestigios debido a la reabsorción por mineral de hierro deutérico. La matriz se encuentra casi totalmente desvitrificada en algunas muestras mostrando estructuras de esferulitas. Las pómez, alcanzan tamaños de hasta 7 cm. La proporción de biotita aumenta en las pómez.

Las edades obtenidas para esta unidad son de 10.5-10.6 Ma. A escala de afloramiento se diferencia de la Ignimbrita Tajamar, por su color más blanquecino, su menor compactación y menor contenido en pómez. En base al estudio de las unidades descritas, se ha interpretado una caldera de colapso como centro de emisión cuya evolución se resume en un corto período de tiempo entre el colapso y la resurgencia generalizada (Petrinovic, 1994; Petrinovic et al., 1996). Se propone un modelo evolutivo para esta caldera en Petrinovic (este volumen). Geoquímicamente, los materiales piroclásticos involucrados en la formación de la Caldera de Aguas Calientes, muestran iguales composiciones en sus diferentes pulsos, indicando una cámara magmática homogénea sin fraccionamientos ni bordes enriquecidos en cristales. En la tabla 2 pueden observarse los resultados obtenidos.

En el diagrama SiO_2 vs K_2O de la figura 3, las muestras analizadas son dacitas y pertenecen a la serie calcoalcalina alta en potasio. En los diagramas Harker de la figura 3 puede verse que el Al_2O_3 , FeO , Na_2O , CaO , MgO , Sr , Ba , Zr , V y el TiO_2 muestran correlación negativa a incrementos de SiO_2 , mientras que el K_2O y el Rb muestran correlación positiva. El Ba , Cr , Ni , Rb , P_2O_5 y Zr no muestran correspondencia. El análisis de estos elementos muestra características de rocas calcoalcalinas de arco normales. Las tierras raras no muestran diferencias tendencias entre los diferentes pulsos, como se observa en la figura 5, donde se han normalizado a Condrita Sun.

La relación La/Yb es mayor en los materiales volcánicos cenozoicos de las Cadenas Volcánicas Transversales (La/Yb entre 19 y 40), con respecto a sus similares en el Arco Volcánico Principal (La/Yb entre 9 y 15). La relación La/Yb de la caldera de Aguas Calientes tiene una media de 20, en contraste con la media de 33 del complejo Coranzulí (Seggiaro y Aniel, 1986). Esto indica la au-

sencia o menor participación del granate como fase residual de alta presión en la zona de generación de los magmas de Aguas Calientes. Las relaciones La/Ta y Ba/La ($\text{La}/\text{Ta}=5-20$; $\text{Ba}/\text{La}=15$) indican una fuerte componente de trasarco de todas las muestras analizadas, con relación al modelo de evolución expuesto por Mpodozis et al. (1995) para el volcanismo Mioceno de los Andes Centrales del Sur.

Numerosos autores han citado un importante contribución cortical en los magmas calcoalcalinos de los Andes Centrales. Entre otros, Harmon et al. (1984), Dostal et al. (1977), de Silva (1988), Coira et al. (1993), Wörner et al. (1992), Davidson y de Silva (1995), han interpretado fusión cortical para la generación de estos magmas. Para evaluar esta característica se han realizado determinaciones de las relaciones $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en los depósitos ignimbríticos del Cerro Aguas Calientes. Los valores encontrados son correlacionables con los datos existentes para otras ignimbritas de los Andes Centrales (Tab. 2). Gill (1981) y Hawkesworth et al. (1982) notaron que la mayoría de las andesitas orogénicas poseían una relación isotópica de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ entre el 5.0% y el 9.0%. Posteriormente Harmon et al. (1984) aumentó este rango desde 5.0% a 14.0% de ^{18}O , en rocas calcoalcalinas de los Andes Centrales. Al igual que en el resto de las rocas volcánicas analizadas en anteriores trabajos en los Andes Centrales, las ignimbritas del área de trabajo muestran un enriquecimiento en ^{18}O . Los valores encontrados son coherentes con fusión cortical. Existe entre las diferentes unidades una marcada semejanza, lo que indica similitud en la generación de los magmas que las originaron.

CENTRO ERUPTIVO EL MORRO-ORGANULLO-RUPASCA

Al sur-sureste de la localidad de San Antonio de los Cobres se encuentra una sucesión de eventos subvolcánicos y volcánicos, denominada en este trabajo centro eruptivo El Morro-Organullo-Rupasca (Fig. 1). Blasco et al. (1996) asignan este complejo al Plioceno, aunque todas las edades obtenidas en esta contribución corresponden al Mioceno. En el presente trabajo se dedica especial atención a la caracterización geoquímica y cronológica de cada uno de los eventos volcánicos de este sector, ya que en la actualidad es uno de los objetivos de la exploración de oro, cobre y plata en el noroeste argentino. Los eventos volcánicos se resumen en dos depósitos piroclásticos (Ignimbritas Morro I y Morro II) de edades contrastantes y una serie de domos exógenos. A continuación se detallan las principales características de cada unidad.

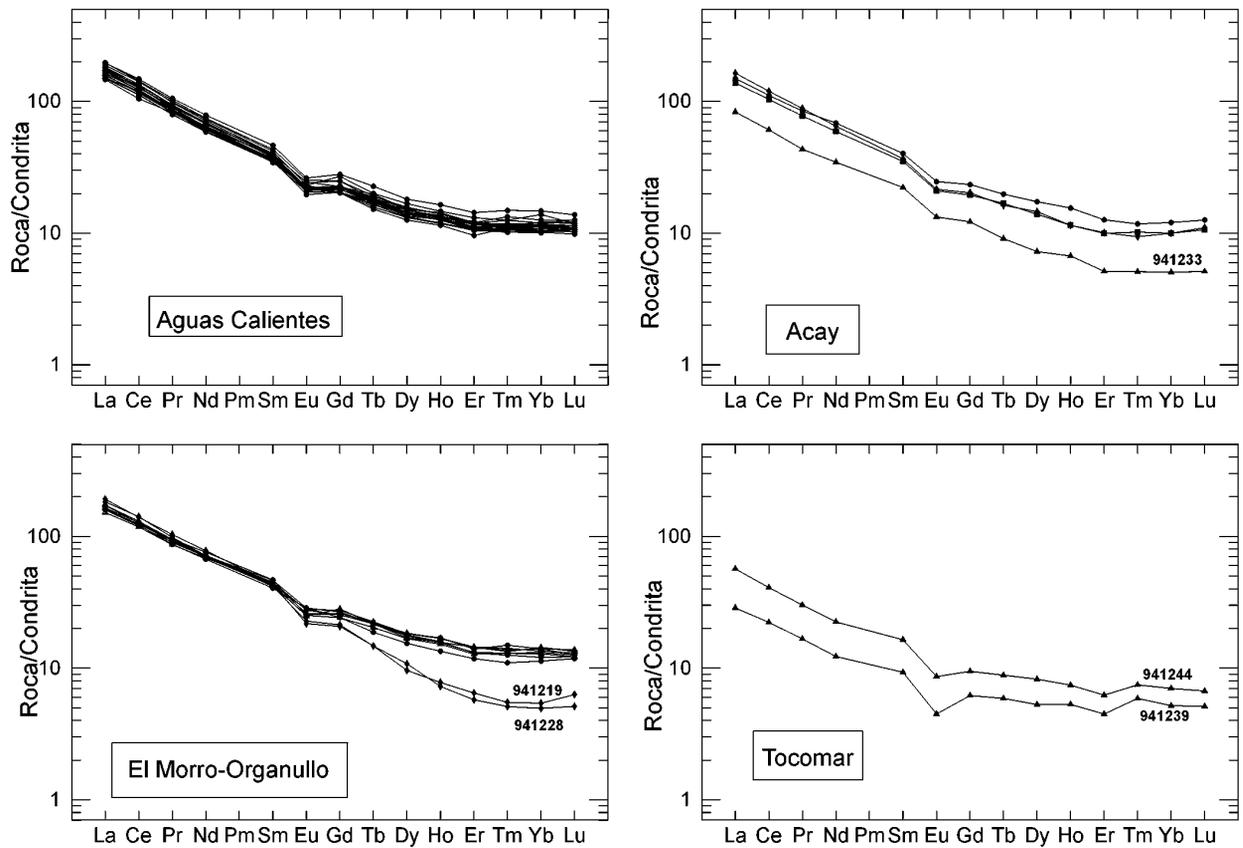


Figura 5. Diagramas de Tierras Raras. Normalizado a Condruta Sun and McDonald.

Figure 5. REE spider Chondrite Sun and McDonald normalized.

Ignimbrita Morro I

Corresponde a un depósito piroclástico blanquecino con fragmentos líticos de la Fm Puncoviscana predominantes sobre fragmentos líticos subvolcánicos de composición dacítica. Los afloramientos de esta unidad se han reconocido en los entornos del Cerro El Morro y en las inmediaciones del paraje Corte Blanco (Fig. 1). Se encuentra por debajo de una colada de bloque y ceniza (*"block and ash flow deposit"*) ligada genéticamente al domo dacítico del cerro El Morro, el cual se describe en párrafos sucesivos. Las pómez están ligeramente aplanadas con diámetros máximos de hasta 8 cm. Petrográficamente es una dacita con fenocristales de cuarzo, biotita, hornblenda y augita subordinada. La matriz es vitrofídica con microlitos de plagioclasa y clinopiroxeno. No se ha observado la base de este depósito, y dada la falta de continuidad de los afloramientos, no se han estimado los volúmenes mínimos. Hasta el presente no se ha reconocido un centro de emisión asociado a esta

unidad. Las edades obtenidas para este depósito son de 11.8 y de 12 Ma.

Ignimbrita Morro II

Se trata de un depósito piroclástico blanquecino con fragmentos pumíticos vesiculados anisotrópicamente. El diámetro máximo de los mismos es de hasta 1 cm. Los fragmentos líticos son predominantemente volcánicos, de hasta 5 cm y pueden reconocerse en todos los afloramientos por una intensa coloración rojiza, posiblemente por alteración en fase vapor. Petrográficamente es una riolita con fenocristales de cuarzo, biotita y augita subordinada a la matriz vitrofídica. Se distingue de la unidad anterior por su posición estratigráfica suprayacente, la vesiculación característica de las pómez, la composición y oxidación de los fragmentos líticos. Al igual que la Ignimbrita Morro I no se ha reconocido un centro de emisión relacionado. La edad obtenida para esta unidad es de 6.2 Ma (Tab. 1).

Domos El Morro, Organullo y Rupasca

Por encima de la Ignimbrita Morro I y en posición inferior a la Ignimbrita Morro II, se alojan una serie de domos dacíticos, denominados: el domo del Cerro El Morro y los domos de Organullo y Rupasca (Fig. 1). Se trata de domos exógenos con coladas dómicas y depósitos de bloque y cenizas asociados. La edad obtenida para una colada dómica del domo de Rupasca es de 11.4 Ma (Tab. 1). Las coladas dómicas del domo de Organullo tienen una edad de 12.6 Ma (Tab. 1). Se estima una edad similar a esta última para el domo del Cerro El Morro. Los análisis geoquímicos realizados en estas unidades volcánicas se muestran en la tabla 2.

Geoquímicamente la Ignimbrita Morro I se identifica como andesitas de la serie calcoalcalina alta en potasio en el diagrama $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ (Fig. 3), mientras que el resto de las unidades consideradas son dacitas de la citada serie (Fig. 3). En los diagramas Harker de la figura 3 el Al_2O_3 , FeO, CaO, MgO, Sr, Zr, V y TiO_2 muestran correlación negativa a incrementos de SiO_2 . El K_2O y el Rb muestran correlación positiva, el Ba, Na_2O , P_2O_5 , Cr y Ni no muestran correspondencia. La distribución de tierras raras es similar a la de la serie calcoalcalina con filiaciones de arco. Existe una marcada diferencia en el contenido de tierras raras pesadas entre la Ignimbritas Morro I y Morro II. Esta diferencia es atribuida las diferentes composiciones que presentan ambas unidades (SiO_2 61-64% en la Ignimbrita Morro I y de 67-68% en la Ignimbrita Morro II).

Puede establecerse una correlación tentativa entre la Ignimbrita Morro I, la Ignimbrita Vizcachayoc y la Ignimbrita Organullo citadas precedentemente. Esta correlación es posible dadas las composiciones, la edad, las características texturales y el contenido en líticos.

CENTRO ERUPTIVO TOCOMAR

Se distinguen depósitos producidos por oleadas piroclásticas basales (*base surge*) y depósitos asociados de ignimbritas (Taviani, 1997). El patrón de afloramientos sigue una tendencia semicircular en planta con un eje mayor de 6 kilómetros, siendo la superficie cubierta de aproximadamente 24 kilómetros cuadrados. La composición general de estos depósitos es riolítica (Tab. 2). Se trata de un evento volcánico cuyos productos se agrupan bajo el nombre de Formación Tocomar (Taviani, 1997). Está constituido por un miembro sedimentario inferior, un miembro volcánico intermedio y un miembro sedimentario superior. El miembro volcánico intermedio se divide

en 6 pulsos piroclásticos reconocidos por Taviani (1997) (Fig. 2). Cada uno de estos pulsos está representado por un depósito producido por una oleada piroclástica basal con espesores de 1 metro promedio y un depósito ignimbrito con 8 metros de espesor máximo medido (Taviani, 1997).

La composición geoquímica de estos depósitos es riolítica (Fig. 3). En los diagramas Harker (Fig. 4) muestran correlación negativa el Zr, P_2O_5 , Ba, K, Sr, Ti, Mg, Fe_2O_3 y Al_2O_3 , mientras que el Rb y el Na_2O muestran una fuerte correlación positiva. Llama la atención el alto contenido en Rb de las muestras analizadas (600-700 ppm). Igual característica fue descrita por Taviani (1997). La edad promedio determinada en este trabajo para la Ignimbrita 2 del Miembro Intermedio volcánico es de 0.8 Ma. La edad determinada para una de las ignimbritas (no especificada) por Aquater (1980) es de 1.15 Ma +/- 0.1 Ma. Se interpreta este centro como producido por un evento único de tipo hidromagmático-magmático, ocurrido a los 0.8 Ma aproximadamente. En las cercanías del posible centro de emisión de estos depósitos se desarrolló posteriormente el campo geotérmico actual de Tocomar.

CONCLUSIONES

De los análisis realizados se deduce que existe una marcada semejanza entre los diferentes pulsos en cada uno de los centros volcánicos analizado. Esta semejanza se interpreta como producida por erupciones unitarias, tal como lo demuestran en la mayoría de los casos los análisis geocronológicos. Los centros eruptivos del Morro y Nevado de Acay muestran una variación composicional muy marcada entre las ignimbritas 1 y 2 (Morro) y la Toba 1 e Ignimbrita Organullo (Acay) pues se trata de diferentes eventos volcánicos. Todas las muestras analizadas tienen afinidades geoquímicas de arco, con algunas tendencias de trasarco. La composición isotópica de las rocas volcánicas analizadas muestra una fuerte participación cortical en su composición.

Por otra parte, se han datado las mismas secuencias volcánicas, detectándose los siguientes pulsos: 17-19 Ma, 13-12 Ma, 10 Ma, 7-6 Ma, 1-0.5 Ma en esta región de los Andes. Estos pulsos son parcialmente coherentes con los pulsos magmáticos propuestos por Allmendiger (1997) en los Andes Centrales. La actividad volcánica en este sector ha estado condicionada por estructuras transcurrentes regionales. El Lineamiento El Toro (Mon, 1979), o Calama-Olacapato-El Toro (Salfity, 1985) corresponde, en el área de estudio, a un sistema de fallas transcurrentes levóginas

que generaron distensión local entre los 17 y los 10 Ma. La fase principal de plegamiento y sobrecorrimiento, con acortamientos W-E está sobreimpuesta a este estilo estructural, y ocurrió entre los 10 y los 6 Ma. La actividad transcurrente deformó posteriormente estas estructuras. Es de destacar la coincidencia de estos pulsos con fases diastóricas del Mioceno registradas en los sedimentos continentales del sistema subandino del noroeste argentino y boliviano.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado con aportes del proyecto CEE CII-CT92-0098, del Consejo de Investigación de Universidad Nacional de Salta (proyecto 815/2) y del CONICET. Las sugerencias de dos revisores anónimos han sido de gran utilidad para la confección final del trabajo.

BIBLIOGRAFÍA

- Allmendinger, W., Jordan, T.E., Kay, S. M., Isacks, B.L., 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Ann. Rev. Earth Plan. Sci. Letters*, 25, 139-174.
- Aquater, 1980. Exploración Geotérmica del cerro Tuzgle, provincia de Jujuy, República Argentina. Estudio de prefactibilidad. Informe inédito, Secretaría de Energía de la Nación, Buenos Aires. 115 pp.
- Blasco, G., Zappettini, E.O. Hongn, F., 1996. Hoja Geológica 2566-1, San Antonio de los Cobres. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina. Dir. Nac. del Servicio Geológico. Buenos Aires.
- Coira, B., Kay, S.M., Viramonte, J.G., 1993. Upper Cenozoic magmatic evolution of the Argentine Puna. A model for changing subduction geometry. *Int. Geol. Rev.*, 35, 677-720.
- Coira, B., Paris, G., 1981. Estratigrafía volcánica del área del cerro Tuzgle, Provincias de Jujuy y Salta. VIII Cong. Geol. Arg., Actas, III, 659-671.
- Davidson, J.P., De Silva, S.H., 1995. Late Cenozoic magmatism of the Bolivian Altiplano. *Contr. Min. Petrol.*, 119, 387-408.
- De Silva, S.H., 1988. Altiplano-Puna volcanic complex of the Central Andes. *Geology*, 17, 1102-1106.
- Dostal, J.M., Zentilli, J., Caelles, J., Clark, A., 1977. Geochemistry and origin of Volcanic rocks of the Andes 26-28°S. *Contr. Min. Petrol.*, 63, 113-128.
- Gill, J.B., 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics*, Berlin, Springer Verlag, 390 pp.
- Harmon, R.S., Barreiro, B.A., Moor bath, S., Hofes, J., Francis, P.W., Thorpe, R.S., Deruelle, B., McHugh, J., Viglino, J.L., 1984. Regional O-, Sr-, and Pb- Isotope relationships in late Cenozoic calcalkaline lavas of the Andean Cordillera. *Jour. Geol. Soc. London*, 141, 803-822.
- Harrington, H., Leanza, A., 1957. Ordovician trilobites of Argentina. *Univ. Kansas, Spec. Pub. I*, 112 pp.
- Hawkesworth, C.J., Hamil, M., Gledhill, A.R., Van Claster, P., Rogers, G., 1982. Isotope and trace element evidence for late stage intercrustal melting in the high Andes. *Earth Plan. Sci. Letters*, 58, 240-254.
- Hidroproyectos, CETEC-CEPIC, 1985. Estudio de la segunda fase de prefactibilidad geotérmica del área denominada Tuzgle, Depto. Susques. Ministerio de Economía, Provincia de Jujuy, 488 pp.
- Japan International Cooperation Agency, (JICA), 1993. Informe sobre Exploración de Minerales del área Oeste de la República Argentina. Fase I (Marzo 1993) N17. Metal Mining Agency of Japan, 329 pp.
- Llambías, J.E., Sato, A.M., Tomsic, J., 1985. Geología y características químicas del stock terciario del Nevado de Acay y vulcanitas asociadas. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 40 (3-4), 158-176.
- Marrett, R., Allmendinger, R.W., Alonso, R.N., Drake, R., 1994. Late Cenozoic Tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, norwestern Argentine Andes. *Jour. South Am. Earth Sci.*, 7, 179-208.
- Méndez, V., Navarini, A., Plaza, D., Viera, V.O., 1979. Geología de la región noroeste, Provincias de Salta y Jujuy. República Argentina. Dirección General de Fabricaciones Militares, Buenos Aires, 118 pp.
- Mon, R., 1979. Esquema Tectónico de los Andes del Norte Argentino. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 34(1), 53-60.
- Mpodozis, C., Cornejo, P., Kay, S.M., Titrier, A., 1995. La franja de Maricunga, síntesis de la evolución del Frente Volcánico Oligoceno-Mioceno de la zona Sur de los Andes Centrales. *Rev. Geol. Chile*, 22, 273-314.
- Olson, S.F., Gilzean, N., 1987. Regional Geology of the Nevado Quevar Area. BHP Minerals & Co. Informe privado. Salta, 299 pp.
- Petrinovic, I.A., 1989. Volcanismo Cenozoico asociado al Lineamiento Calama-Olapapato-Toro en el tramo comprendido entre San Antonio de los Cobres y Olacapato, provincia de Salta, República Argentina. Informe Beca Doctoral CONICET. Salta, 108 pp.
- Petrinovic, I.A., 1994. Volcanismo Cenozoico asociado al lineamiento Calama Olacapato-El Toro en el tramo comprendido entre San Antonio de los Cobres y Olacapato, provincia de Salta, Argentina. Tesis doctoral. Universidad Nacional de Salta. 174 pp.
- Petrinovic, I.A., 1999. La caldera de colapso del cerro Aguas Calientes, Salta; República Argentina; evolución y esquema estructural. *Acta Geológica Hispánica* 34, 243-253.
- Petrinovic, I.A., Viramonte, J.G., Martí, J., 1996. The cerro Aguas Calientes collapse caldera, Puna Salteña, Norwes-

- tern Argentina. *Latinamerika Kolloquium, München*, I, 123-126.
- Petrinovic, I.A., Riller, U., Ramellow, J., Greskowiak, J., 1999a. Caldera formation related to late Cenozoic tectonism in the Puna: the Negra Muerta Volcanic Complex, NW-Argentina. *XIV Congr. Geol. Arg., Actas*, I, 107.
- Petrinovic, I.A., Riller, U., Ramellow, J., 1999b. The Negra Muerta Caldera in the central Andes of NW-Argentina: Importance of caldera formation to the evolution of the central Andean plateau. *IV Int. Symp. Andean Geodyn., Gottingen*, I, 112.
- Ramos, V., 1973. Estructura de los primeros contrafuertes de la Puna Salto Jujefia y sus primeras manifestaciones volcánicas asociadas. *V Congr. Geol. Arg., Actas*, 4, 159-202.
- Reyes, F.C., Salfity, J.A., 1973. Consideraciones sobre la Estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del Norte Argentino. *V Congr. Geol. Arg., Actas*, 3, 354-385.
- Salfity, J.A., 1985. Lineamientos Transversales al rumbo andino en el noroeste argentino. *IV Congr. Geol. Chile, Actas*, II, 119-137.
- Seggiano, R., Aniel, B., 1987. Los ciclos piroclásticos del área Tiomayo-Coranzuli, Jujuy, Argentina. *X Congr. Geol. Arg., Actas*, 4, 358-360.
- Sureda, R., Galliski, M.A., Argañaraz, P., Daroca, J., 1986. Aspectos metalogenéticos del noroeste argentino, provincias de Salta y Jujuy. *Capricornio*, 1 (1), 39-96, Salta.
- Taviani, S., 1997. Studio Geo-Petrográfico dell'area di Tocomar, Puna Argentina, tra S. Antonio de los Cobres e Olacapató. *Tesi sperimentale in rilevamento geológico. Università degli Studi di Roma "La Sapienza"*. 81 pp.
- Turner, J.C.M., 1960. Estratigrafía de la Sierra Santa Victoria y adyacencias. *Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Boletín*, 41 (2), 163-196.
- Viramonte, J.G., Petrinovic, I.A., 1990. Cryptic and partially buried calderas along a strike-slip fault system in the Central Andes. *III Int. Symp. Andean Geodyn., Grenoble*, I, 318-320.
- Viramonte, J.G., Galliski, M.A., Saavedra, V.A., Aparicio, A., García-Cacho, L., Escorza, C.M., 1984a. El finivulcanismo básico de la depresión de Arizaro, provincia de Salta. *IX Cong. Geol. Arg., Actas*, 3, 234-251.
- Viramonte, J.G., Galliski, M.A., Saavedra, V.A., Aparicio, A., García-Cacho, L., Escorza, C.M., Parica, C., 1984b. Edad, génesis y mecanismos eruptivos de las riolitas granatíferas de San Antonio de los Cobres, provincia de Salta. *IX Cong. Geol. Arg., Actas*, III, 216-233.
- Wigger, P., Baldzhun, S., Giese, P., Heinshon, W.D., Schmitz, M., Araneda, M., Martínez, E., Viramonte, J.G., 1992. Variation of the crustal structure of the southern Central Andes deduced from seismic refraction investigations. In K.J. Reutter, E. Scheuber, P.J. Wigger, (eds.). *Tectonics of the Southern central Andes*, Berlin, Springer Verlag, 23-48.
- Wörner, G., Moorbath, S., Harmon, R.S. 1992. Andean Cenozoic volcanic centers reflect basement isotopic domains. *Geology*, 20, 1103-6.