

ISSN 0004 - 4822

Asociación Geológica Argentina

REVISTA



**Tomo XLIV - Nº 1-4
Enero-Diciembre
Buenos Aires, 1989**

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA (Miembro de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas IUGS)

COMISION DIRECTIVA

(1987-1989)

Presidente: Dr. Héctor Leanza
Vicepresidente: Dr. Miguel A. Uliana
Secretario: Dr. Ricardo Varela
Tesorero: Luis A. Fauque
Vocales:
Dr. Jorge Codignotto
Lic. Adelma Bayarsky
Lic. Luis Grieco
Vocales Suplentes:
Lic. Roberto R. Kokot
Dr. Sergio Matheos
Lic. Ana María Sato
Director de la Revista: Dr. Francisco Nullo
Coordinador de Publicaciones: Jorge O. Codignotto

(1989-1991)

Presidente: Dr. Jorge O. Codignotto
Vicepresidente: Dr. Carlos Gulisano
Secretaria: Dra. Patricia Zalba
Tesorero: Lic. Héctor Oстера
Vocales:
Dr. Isidoro B. Schalamuk
Lic. Adelma Bayarsky
Lic. Daniel E. Robles
Vocales Suplentes:
Lic. Jorge Pisetta
Dra. Corina Risso
Lic. Graciela I. Vujovich
Director de la Revista: Dr. Francisco Nullo
Coordinadora de Publicaciones: Dra. Corina Risso

COMITE EDITORIAL

Dr. Florencio G. Aceñolaza, Ing. Victorio Angelelli, Dr. Arturo J. Amos, Dra. Milka K. de Brodtkorb, Dr. Horacio H. Camacho, Dr. Roberto Caminos, Dr. Carlos Cingolani, Dr. Gualter Chebli, Dr. Luis Dalla Salda, Dr. Francisco Fidalgo, Dr. Félix Gonzalez Bonorino, Dr. Emilio González Díaz, Ing. Antonio Introcaso, Dr. Héctor A. Leanza, Dr. Enrique Linares, Dr. Eduardo J. Liambías, Dr. Norberto Malumian, Dr. Rosendo Pascual, Dr. Víctor A. Ramos, Dr. Carlos W. Rapela, Dr. José A. Salfity, Dr. Jorge N. Santa Cruz y Dr. Luis A. Spalletti

DELEGADOS EN EL INTERIOR

Bahía Blanca: Dra. Graciela Mas, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca.
Catamarca: Dr. Gustavo A. Toselli, Dr. Adolfo Cano 1876, Bo. Güemes, 4700 Catamarca.
Corrientes: Lic. Oscar Orfeo, CC 217, 3400 Corrientes.
Comodoro Rivadavia: Dr. Ricardo Clavijo, Saavedra 548, 9000 Comodoro Rivadavia.
Córdoba: Lic. Zarela Herrera, FCEF y N-UNC, Cátedra de Estratigrafía, Av. Vélez Sársfield 299, 5000 Córdoba.
Jujuy: Lic. José Alcalde, Dinamarca 1043, 4600 S. S. de Jujuy.
La Rioja: Dra. Ana Prieri de Vega, Plan La Rioja, C. C. 1538, 5300 La Rioja.
La Plata: Dr. Sergio D. Matheos, Centro de Investigaciones Geológicas, Fac. Cs. Nat. y Museo de La Plata, Calle 1 N° 644, 1900 La Plata.
Mar del Plata: José L. Cionchi, C. C. 722, Correo Central 7600 Mar del Plata.
Mendoza: Lic. Julio César Benítez, Y.P.F., Departamento Geológico Cuyo, San Martín Sur 36, 5501 Godoy Cruz, Mendoza.
Mendoza: Lic. Juan C. Zanettini, Dirección de Fabricaciones Militares, CC 160, 5500 Mendoza.
Mina Aguilar: Lic. Pablo Dicindio, Dpto. de Geología, 4634 Mina Aguilar, Jujuy.
Neuquén: Lic. César Eduardo Gazzera, Santa Fe 795, 8300 Neuquén.
Paraná: Lic. Juan C. Bertolini, Corrientes 476, 3100 Paraná, Entre Ríos.
Plaza Huincul: Lic. Fernando Bettini, Casa N° 259 Campamento 1, Y.P.F., 8318 Plaza Huincul.
Puerto Madryn: Lic. Alejandro Demichelis, CENPAT, 28 de julio 281, 9120 Puerto Madryn.
Río Cuarto: Lic. Jorge Coniglio, Ciudad Univ. Ruta 8 - km 602, Pabellón H, 5800 Río Cuarto.
Río Gallegos: Lic. Muriel Miller, CC 246, 9400 Río Gallegos, Santa Cruz.
Río Turbio: Lic. Oscar R. Cabrera, Dirección Provincial de San Julián Álvarez Rojo, R. Negro.
Rosario: Dra. Pierina Pasotti, Av. Pellegrini 492, 2000 Rosario.
Salta: Dr. José Antonio Salfity, Pasaje N. Roldán 57, 4400 Salta.
San Juan: Lic. Silvio H. Peralta, Fac. Cs. Nat., Edificio Malvinas Argentinas. Av. Ignacio de la Roza y Meglioli, 5400 Rivadavia, San Juan.
San Luis: Nilda E. Urbina. Las Heras 1170, Escuela de Geología y Minería, 5700 San Luis.
Santa Fe: Dra. Ofelia Tujchneider, Juan de Garay 2671, 3000 Santa Fe.
Santa Rosa: Lic. Silvio Casadio, Mendoza 685, 6300 Santa Rosa, La Pampa.
Santiago del Estero: Lic. Julia Cortés, Mitre 337, 4200 Santiago del Estero.
Tucumán: Lic. Josefina Durango de Cabrera, Fundación Miguel Lillo, Miguel Lillo 205, 4000 S. M. de Tucumán.
Vespucio: Geol. Oscar Di Persia, Distrito Geológico, Campamento Vespucio, 4562 Salta.
Viedma: Lic. Marcelo Dalponte, Sarmiento 531, 8500 Viedma.
Ushuaia: Lic. Gustavo Bujalevsky, CADIC, CC 92, 9410 Ushuaia.
Zapala: Lic. Marta Franchini, C.C. 101, Coronel Vidal 72, 8340 Zapala, Neuquén.

DELEGADOS INSTITUCIONALES EN BUENOS AIRES

Agua y Energía: Dr. Belarmino Antelo Pérez, Alem 1134, 1001 Buenos Aires.
Banco Nacional de Desarrollo: Dr. Pedro Grandi, 25 de Mayo 145, 5º p., 1002 Buenos Aires.
Bridas S.A.P.I.C.: Lic. Joaquín Oliver, Av. Leandro N. Alem 1180 (1001).
CIRGEO: Dr. Juan. P. Spikermann, Ramírez de Velasco 839 (1414).
Comisión Nacional de Energía Atómica: Lic. Oscar Elena, Libertador 8350 (1429).
Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales (F.A.), Lic. Luis Humberto Ferpozzi, Mitre 3100 (1663) San Miguel.
Consejo Federal de Inversiones: Lic. Roberto M. Sarudiansky, San Martín 871 (1004).
Dirección General de Fabricaciones Militares: Dr. Vicente Méndez. Cabilido 65 (1526).
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, U.B.A.: Lic. Silvia Lagorio y Lic. Gabriela Massafiero, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, 1428 Núñez.
Servicio de Hidrografía Naval: Lic. Roberto A. Violante, Montes de Oca 2124 (1271).
Instituto Nacional de Ciencias y Técnicas Hídricas: Lic. Graciela S. Felici, CC 23, 1802 Ezeiza.
Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria: Lic. Luis Moscatelli, Cabañas y Reseros, 1712 Castelar.
Instituto Nacional de Tecnología Industrial: Lic. Alejandra Pietrielli, Av. Gral. Paz entre Alvarelos y Constituyentes, C.C. 175, 1650 San Martín.
Museo Argentino de Ciencias Naturales: Dra. Claudia Armella, Sección Invertebrados, Angel Gallardo 470 (1405).
Secretaría de Minería: Lic. Norma Pezzutti, Avda. Santa Fe 1548 (1060).
Yacimientos Petrolíferos Fiscales: Lic. Raúl V. Marinelli, Diagonal Norte 777 (1035).
Laboratorio Yacimientos Petrolíferos Fiscales: Lic. Flora Rey Cabaleiro, Av. Crisólogo Larraide, km 23500, 1188 Florencio Varela.

DELEGADOS EN EL EXTERIOR

Brasil: Dra. Norma M. de Melo Da Costa, Lamin. Secao de Bioestratigrafía. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, CPRM, Av. Pasteur 401 - Praia Vermelha 20000, Rio de Janeiro.
Dr. I. de Madeiros Tinoco. Escola de Geología. Universidad Federal de Pernambuco, Recife. Caixa Postal 2492
Dr. Oscar Róster, Instituto de Geociencias USP, Caixa Postal 20899, 01.00 Sao Paulo.
Chile: Dr. John Davidson. Dep. Geol. Univ. Chile. Casilla 13518 - C. 21, Santiago.
Ecuador: Nelson Jimenez Orellana - CEPE Km 6 1/2, Vía de la Costa - Guayaquil - Ecuador.
Paraguay: Dr. Gustavo Vera Morinigo - C.C. 1662 - Asunción.
Perú: Dr. Jean Claude Vicente. Departamento de Geología. Univ. Nac. San Agustín, Casilla 572, Arequipa.

PRESENTACION

La Asociación Geológica Argentina, próxima a cumplir 45 años de existencia, ha venido cumplimentando desde su creación numerosas actividades y, como es natural, ha debido sortear infinitas dificultades que, a través de las décadas, han afianzado su vida institucional. Es posible que sin el espíritu práctico y desinteresado de los numerosos colegas que sucesivamente la condujeron, difícilmente se hubiera concretado el destino de grandeza que hoy enorgullece a los geólogos argentinos.

Los que hoy heredamos la reponsabilidad y el privilegio de seguir conduciendo esta prestigiosa institución hemos recibido un serio compromiso: no sólo debemos resguardar el legado que es patrimonio de todos los asociados, sino que además tenemos la obligación moral de afianzarlo y alcanzar el desarrollo máximo posible. En tal contexto, siguiendo el ejemplo de algunas instituciones colegas ya centenarias del orbe, la Comisión Directiva ha resuelto, con carácter excepcional, y con el fin de propender a la difusión internacional de nuestra Revista, aprobar la publicación de un juego temático con los resultados del Simposio de Volcanismo Andino.

El citado evento científico, cuya coordinación fue ejercida por la Dra. Beatriz Coira, tuvo lugar durante el Xº Congreso Geológico Argentino celebrado en San Miguel de Tucumán en setiembre de 1987. El mismo contó con la participación de 180 colegas de 13 países en el marco del Programa Internacional de Correalción Geológica. La mayoría de los trabajos presentados se refieren al Volcanismo Cenozoico entre los paralelos 18º y 28º de latitud sur y aquel presente al sur de los 33º, como asimismo el producido en la región de retroarco entre los 37º y 44º de latitud sur.

La unidad geográfica y la interrelación que exhibe el volcanismo presente a lo largo de la cadena andina, así como la calidad de los trabajos presentados, ha sido considerado por la Comisión Directiva como un interesante conjunto temático capaz de favorecer positivamente el intercambio cruzado de bibliografía entre autores y centros de geociencias del mundo y, por ende, se estima que contribuirá decididamente a la difusión internacional de la Revista.

La Comisión Directiva

This One



AR30-FGG-KUE1

ESTUDIO GENETICO DEL YACIMIENTO URANIFERO AGUILIRI - PUNA ARGENTINA

B. Aniel, A. R. Vullien y H. I. Romano

RESUMEN

En el depósito de Aguiliri (Puna Argentina) se ha llevado a cabo un estudio detallado para explicar el origen de la mineralización uranífera. La misma pudo haberse originado por la remobilización del uranio en los tobos (5-30 ppm) intercaladas en los sedimentos terciarios.

ABSTRACT

A detailed study of the uranium mineralization in the Aguiliri deposit (Argentine Puna) is carried out to explain the provenance of anomalies.

The mineralization located may have originated from the remobilization of the uranium contained (5-30 ppm) in the tuffs intercalated in the tertiary sediments.

INTRODUCCION

El sector estudiado ha sido seleccionado a base de presentar aspectos análogos, en el contexto geotectónico y de edad, con otros yacimientos conocidos de América del Sur. El depósito de Aguiliri nos recuerda al de Cotaje, situado sobre el borde oeste de la meseta de los Frailes en Bolivia (figura 1). Las intrusiones son de la misma edad y son ambas de composición dacítica. A priori sólo la naturaleza de la roca encajante los diferencia: es sedimentaria para Aguiliri y volcánica para Cotaje.

CUADRO GEOLOGICO DE LA PUNA

El sector de Aguiliri pertenece a la Puna argentina, altiplano comprendido entre la Cordillera Oriental y Sierras Pampeanas al este y por el oeste con la Cordillera de Domeyko y bordeada al sur por la Cordillera Frontal. Corresponde al extremo sur del Altiplano boliviano. Esta anomalía está localizada en el cinturón volcánico cenozoico de los Andes Centrales que se extiende desde el sur de Perú, oeste de Bolivia y norte de Chile y Argentina (figura 1).

La estructura de la región corresponde a un conjunto de bloques (horsts y grabens) angostos de dirección norte-sur y noroeste-suroeste ligados a la tectónica compresiva desarrollada a principios del Terciario (figura 2). Los horsts están constituidos por formaciones pre-Incaicas plegadas (anteriores al Eoceno) y las cuencas están rellenas por sedimentos y coladas volcánicas terciarias. Después de esa fase de compresión, se emplazaría una tectónica distensiva, a la cual están ligadas las grandes coladas volcánicas del Mioceno-Oligoceno. El volcanismo cuaternario está en relación con una fase distensiva final.

El basamento está principalmente compuesto de sedimentos ordovícicos de origen marino (pelitas, grauvacas con intercalaciones de areniscas con estratificación entrecruzada), las formaciones pre-ordovícicas afloran sólo localmente. No se observan evidencias de sedimentación ni actividad magmática durante el Triásico y Jurásico. En el Cretácico inferior se ve una débil reactivación de la actividad magmática representada por los granitos de Tusaquillas (presencia de U) y de Rangel (presencia de Th). Durante el Cretácico superior se desarrolla una

	R. SEDIMENTARIAS	R. VOLCANICAS	SUB VOLCANICAS
HOLOCENO	Aluviones, dunas, evaporitas		
PLEISTOCENO		Travertinos basaltos shoshoníticos 0,2 basalto andesítico 0,7-0,2 ignimbrito riandesítico depósitos piroclásticos 1,2	
PLIOCENO	FASE DIAGUITA		
	Conglomerados, areniscas calcáreas, travertinos y tobos.	ign. riódacítica - latítica 2,3 y 4 andesita y basalto andesítico 5-2 tobos y rialitas.	
	FASE QUECHUA PRINCIPAL		
MIOCENO	Conglomerados, areniscas, tobos, calcáreas, arenisca calcárea tobáceo	ign. dacítica, riódacítica y andesítica 9 andesita, latita, dacita 9 tobos e ignimbritas latíticas e riódacíticas 10	
	FASE QUECHUA INICIAL		
	Areniscas, lutitas y arcillitas rojas con vulcanitas, areniscas violetas con intercalaciones de arcillitas pardo rojizas.		párfiros riódacíticos dacíticos y andesíticos 0-15
OLIGOCENO	FASE PEHUENCHE		
			párfiros andesíticos y monzoníticos 22-26
EOCENO	FASE INCAICA		
	Arcillitas rojas y verdes conglomerados calcáreos amarillos, areniscas rojas, arcillitas y conglomerados		
PALEOCENO			
CRETACICO			

Figura 1: Cinturón volcánico cenozoico de los Andes Centrales de América del Sur. Ubicación de indicios uraníferos en Perú, Bolivia y Argentina.

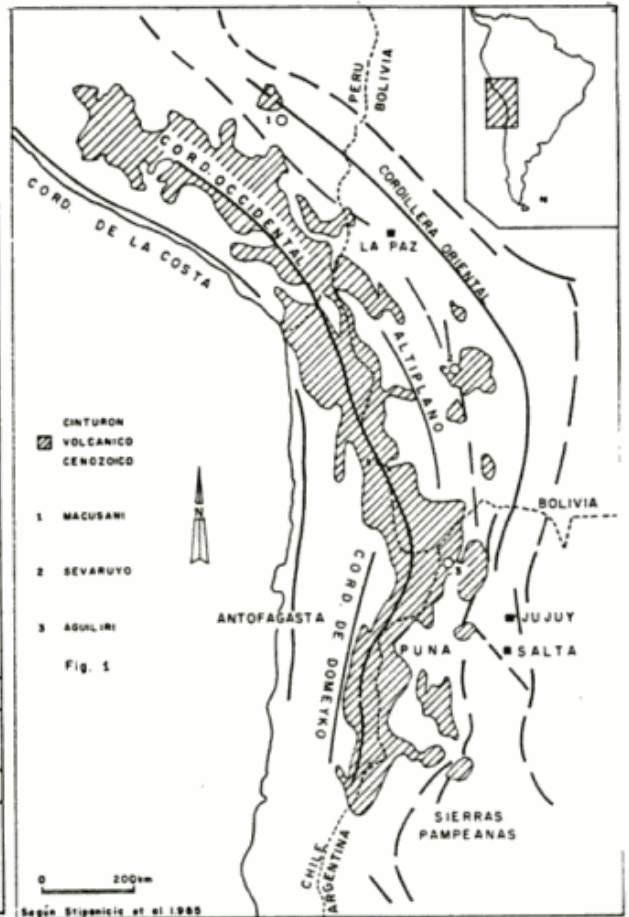


Figura 2: Eventos tectónicos, sedimentarios y magmáticos posteriores al Cretácico presentes en la Puna. Modificado de Stipanovic et al. (1985).

sedimentación principalmente continental, en parte con influencia marina (Formación Yacoraite).

Las principales formaciones post-cretácicas están representadas en la figura 3. Con posterioridad a la fase Incaica (Eoceno medio) se emplazan pequeños plutones de composición monzonítica (22 a 26 Ma). Después de la fase Pehuenche (fin de Oligoceno-comienzo del Mioceno) se desarrolla una intensa sedimentación continental. Esas formaciones sedimentarias han recibido numerosas denominaciones pero sólo la Formación Log Log será considerada en este trabajo. La actividad volcánica comienza aparentemente en el Mioceno y se manifiesta por intercalaciones de tobos en los sedimentos (Gorustovich, 1983). Durante la fase Quechua Inicial (Mioceno) se emplaza toda una serie de intrusiones subvolcánicas de composición andesítica a riódacítica; a esa fase pertene-

cen los macizos de Aguiliri, Galán (Pirquitas), Huayra Huasi y Pan de Azúcar entre otros. Luego de la fase Quechua principal se desarrolla una intensa actividad volcánica caracterizada por capas o coladas de tobos y de ignimbritas de composición lati-andesíticas, dacíticas y riódacíticas. Las últimas manifestaciones volcánicas son posteriores a la fase Diaguita (Plioceno Pleistoceno). La cadena volcánica cuaternaria está representada por estratovolcanes que han emitido lavas de composición basáltica, andesítica y algunas ignimbritas de composición intermedia a ácidas (Stipanovic et al., 1985).

EL SECTOR DE AGUILIRI

La región de Aguiliri (provincia de Jujuy) está caracterizada por afloramientos de sedimentos ordovícicos (figura 4), de dirección noreste-sursudoeste limitados por fallas inversas

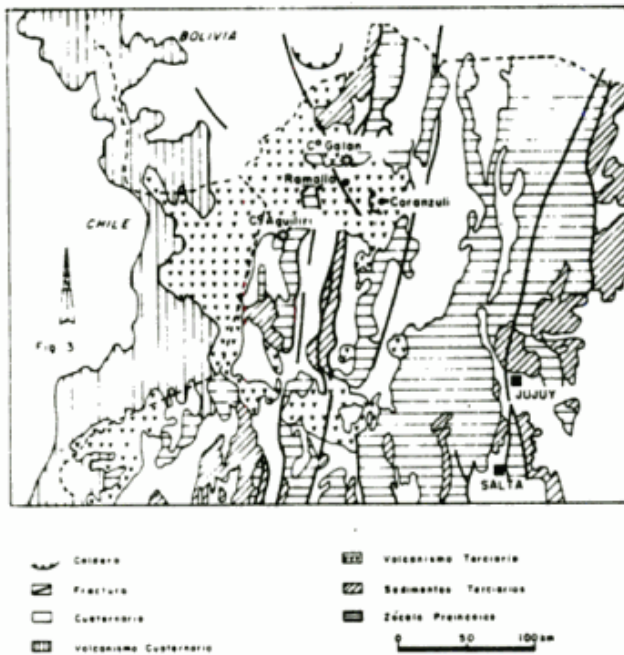


Figura 3: Carta geológica simplificada y estructuras principales de la Puna. Según Stipanovic 1985.

donde las fosas están rellenas por sedimentos terciarios como la Formación Log Log. Fuera de las intrusiones posteriores a esos depósitos (Formación Aguiliri), los sedimentos son sub-horizontales, en el contacto con la intrusión llegan a la subverticalidad, (figura 6a, b y c) el contacto entre la Formación Aguiliri y la Formación Log Log es mediante una falla inversa (falla F_2 , figura 5), que tiene un buzamiento entre 70° y 80° con dirección noroeste.

Los flancos de estos horsts están constituidos por estas intrusiones subvolcánicas de reducidas dimensiones (entre 1 y 2 km de diámetro), de composición andesítica (cerro Chingolo) a dacítica (cerro Aguiliri) (figura 4). En relación a estos intrusivos subvolcánicos se conocen mineralizaciones de Pb, Ag, Zn y U (Stipanovic *et al.*, 1985). La mineralización uranífera del macizo de Aguiliri es una ilustración de este fenómeno.

Descripción de la mineralización

La mineralización uranífera consiste en minerales hexavalentes del tipo autunita, meta-autunita, metatorbernita y sabugalita, esta mineralización está asociada a piritita, marcasita, sulfosales de plata, óxidos de hierro y manganeso

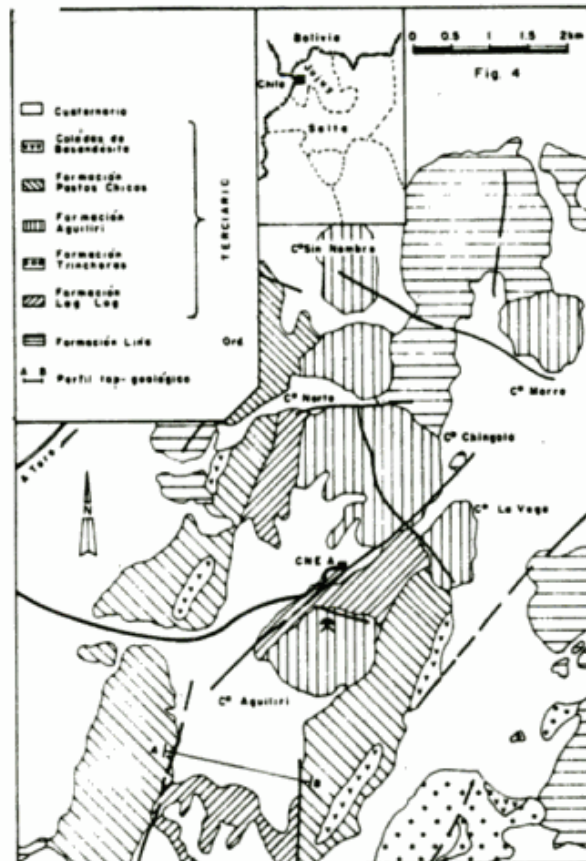


Figura 4: Carta geológica simplificada de Aguiliri, provincia de Jujuy, norte de la Puna. Según Gorustovich *et al.* (1985).

(Saulnier, 1984). El control de la mineralización es esencialmente tectónico; lo que se observa a nivel de la falla F_2 (figura 5), correspondiente al contacto entre el macizo de Aguiliri y la Formación Log Log (sedimentos terciarios) donde se han encontrado las más fuertes concentraciones. Esta mineralización tiene un carácter filoniano y su potencia varía desde unos pocos centímetros hasta el metro, con tenores variables entre 0,05 y 0,1 % de U_3O_8 .

Trabajos efectuados

Cuatro trincheras y tres sondeos testigados han sido realizados a fin de conocer las características litológicas y estructurales de la Formación Log Log así como las variaciones de espesor de filones mineralizados, la presencia o no de zonas de oxidación y/o de alteración. Los sondeos dirigidos (de 18° y 40°) tienen un desarrollo entre 110 y 172 m. Ellos cortan la Formación Log Log sin alterar la franja de alteración y la dacita sin alteración. La zona alterada está muy

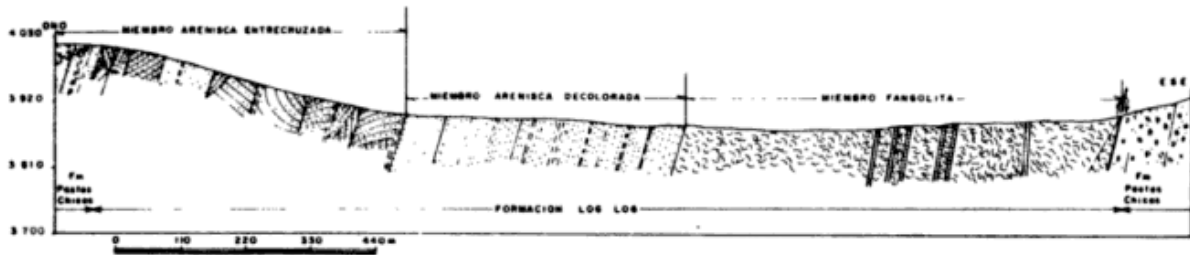


Figura 4a: Perfil topográfico geológico de la Formación Log Log en la comarca de Aguiliri.

poco desarrollada: ésta se extiende entre 5 y 15 m en la Formación Aguiliri y entre 20 y 30 m en la Formación Log Log.

Muestreo

Las muestras de dacita tomadas en superficie con diferentes grados de alteración están localizadas en la figura 5, así como los tres sondeos en los cuales el muestreo de las dos formaciones ha sido seleccionado. Las figuras 6a, 6b y 6c, representan cortes verticales de los sondeos. Las muestras A5, A9 y A10 corresponden a la Formación Aguiliri, todas las otras pertenecen a la Formación Log Log y están situadas en la franja de alteración. En la Formación Log Log, al sur del indicio de Aguiliri, se ha levantado un perfil geológico (perfil A - B, figura 4a).

La Formación Log Log comprende tres miembros (figura 7), las muestras A27 y A30 sirven de referencia al miembro inferior, la A35 para el miembro medio y la A39 para el superior. La muestra A41 corresponde a la Formación Pastos Chicos, la que está representada por una serie sedimentaria continental, que se caracteriza por tener en la parte superior intercalaciones tobáceas.

El depósito de esta secuencia es posterior a la intrusión de la Formación Aguiliri.

Estudio petrográfico y químico de rocas frescas

a) Formación Aguiliri

El intrusivo de Aguiliri, de composición dacítica, corresponde a una roca porfírica de mesostásis microcristalina. Las relaciones de volumen de las diferentes fases minerales establecidas por conteo de puntos sobre una base de

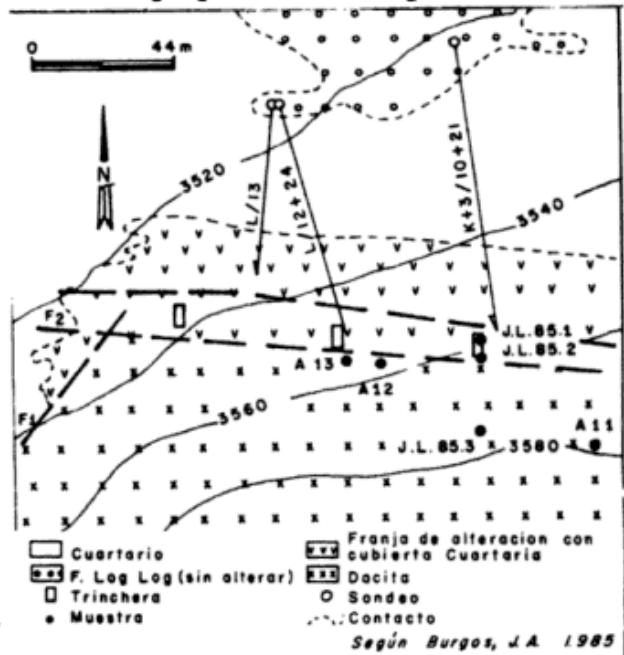


Figura 5: Ubicación de los sondeos en planta.

700 son las siguientes: mesostásis 50 %, plagioclasa 33 %, biotita 10 %, cuarzo 5 %, allanita 1,5 %, minerales opacos y accesorios 0,5 %.

La mesostásis está compuesta de cuarzo, plagioclasa (An 30 - An 37), un poco más sódica que los fenocristales (An 37 - An 50) (figura 8) y accesoriamente de sanidina (Or 37 - Ab 61 - An 0,2) y óxidos de hierro.

Los fenocristales de plagioclasa, de tipo andesina (An 35 - An 50) (figura 8) tienen composiciones homogéneas y no presentan más que débiles zonaciones y bordes ligeramente más sódicos (figura 9).

Las biotitas representan una proporción importante para este tipo de roca. Ellas son químicamente homogéneas: la relación Fe/Fe + Mg está comprendida entre 0,4 y 0,5; Al (Aluminio VI) entre 0,1 y 0,4 y Ti⁴⁺ entre 0,40 y 0,44. Ejemplo de fórmula estructural calculada sobre la base de 22 Å a partir de análisis por microsonda:

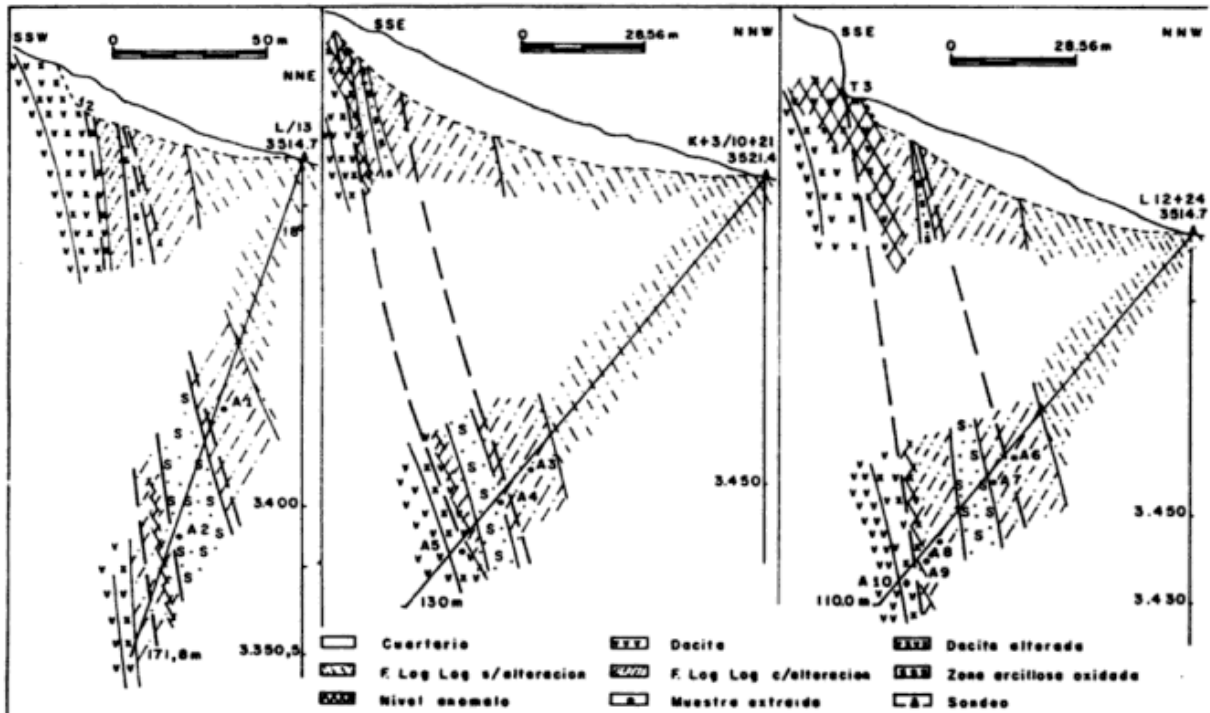
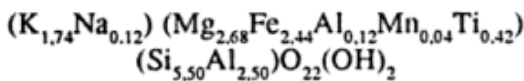


Figura 6: Ubicación de sondeos en cortes verticales.



Los minerales opacos de aproximadamente 500 micrones de largo son de tipo ilmenita. Una observación de esos minerales al microscopio de barrido electrónico revela una profunda transformación. Ellos aparecen muy desmenuzados en relación con una oxidación puesta en evidencia por el diagrama $Fe^{+2} - Fe^{+3} - Ti^{+4}$ (figura 10), donde los puntos representados corresponden a los análisis de la microsonda electrónica. El cálculo de la proporción de hierro férrico ha sido estimado a partir de esos análisis que solamente dan al Fe ferroso. Zircón, apatita y monacita están presentes como inclusiones en esas ilmenitas.

Las allanitas son cristales o fenocristales (entre 0,5 - 0,7 mm de largo sobre 0,2 - 0,5 mm de ancho), perfectamente limpios, a veces maclados y/o zonados. Ellos contienen inclusiones de circón, monacita y apatita. Su composición química es homogénea desde el punto de vista de los elementos mayores (Al_2O_3 , SiO_2 , FeO_2 y CaO); cuadro I. Entre las tierras raras analizadas

a la microsonda electrónica domina el cerio. Sus tenores varían entre 6,4 y 8,5 % Ce_2O_3 (figura 11); los tenores en La_2O_3 se escalonan entre 2,7 y 5,4 % y los de Nd_2O_3 entre 1,5 y 3,5 %. La zonación de ciertos cristales se traduce por variaciones aleatorias de la relación Ce/La y por un aumento de los tenores de Neodimio desde el centro hacia la periferia. En cuanto a las otras tierras raras analizadas, su distribución es más heterogénea. Esos minerales contienen poco o nada de uranio (tenores en UO_2 siempre inferiores a 0,3 % y los tenores en ThO_2 varían de 0 a 1,5 % (figura 12).

Esta intrusión está caracterizada por tenores en SiO_2 cercanos al 67 % (cuadro II, N° JL.85,3) y en alcalinos ($Na_2O + K_2O$) de 7,12 % con una relación Na_2O/K_2O cercanos a 1. Los tenores en CaO son más o menos del mismo orden de magnitud que los de sodio y potasio. La relación $(Fe_2O_3/FeO + Fe_2O_3)$ igual a 0,45 demuestra un grado de oxidación débil. Esa oxidación corresponde esencialmente a la transformación de las ilmenitas. El tenor en U es débil 4,5 ppm y el de Th de 16,7 ppm. Esta muestra servirá de referencia.

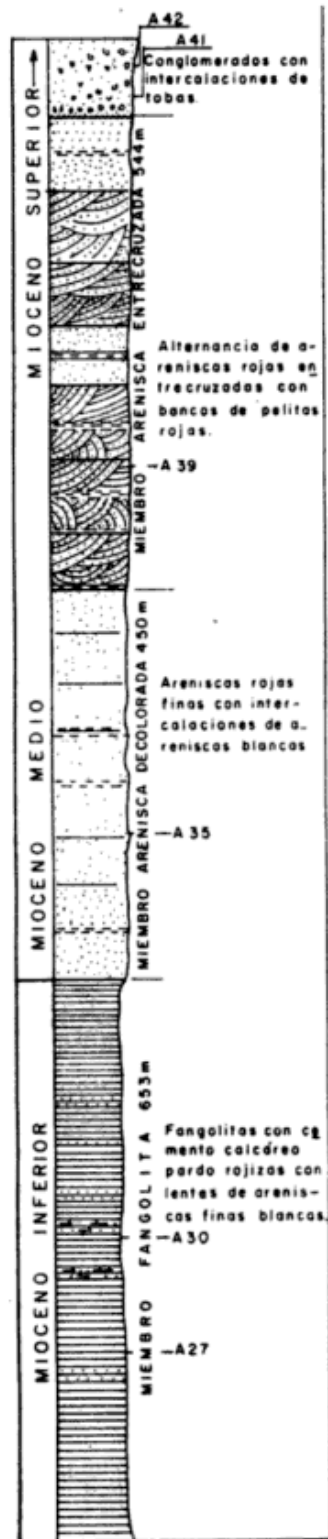


Figura 7: Columna estratigráfica de la Formación Log Log, en el corte A - B al sur de Aguiliri y localización de muestras.

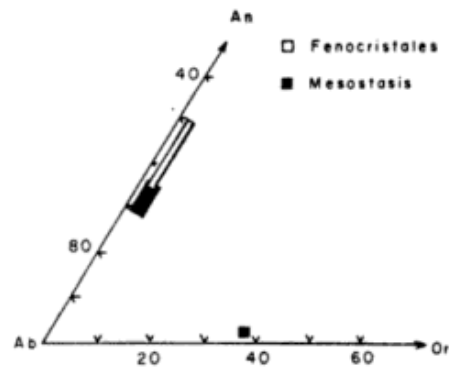


Figura 8: Diagrama Ab-Or-An de la composición química de las plagioclasas del intrusivo de Aguiliri determinado con microsonda Camebox.

b) Formación Log Log

Esta secuencia continental atribuida al Mioceno inferior a medio puede alcanzar los 2000 m de espesor. Al sur del intrusivo de Aguiliri (Corte A - B, figura 4 y 7), esta unidad presenta una potencia aflorante de 1.647 m, la misma está subdividida en tres miembros, en la base un conjunto de pelitas muy fino (tamaño medio de los granos 20-30 micrones), seguido de un nivel donde los granos son más gruesos (120 micrones) y culmina con una arenisca cuyos elementos constitutivos alcanzan los 180 - 200 m. Ninguna traza de niveles tobáceos ha sido puesta en evidencia en los muestreos en estos sedimentos.

El miembro inferior (653 m) es una fangolita pardo rojiza con minerales pesados de la misma composición, decolorados, también se observan algunas intercalaciones de areniscas finas blancuecinas. Los cristales de cuarzo y feldespato alcalino, así como algunas moscovitas están sumergidos en un cemento de dolomita y accesoriamente calcita para la muestra A-27 y en un cemento de calcita y dolomita para la muestra A-30.

Se continúa con el miembro medio (450 m) constituido por una arenisca fina, de coloración rojiza con intercalaciones de areniscas blancuecinas. Esta arenisca está compuesta de gra-

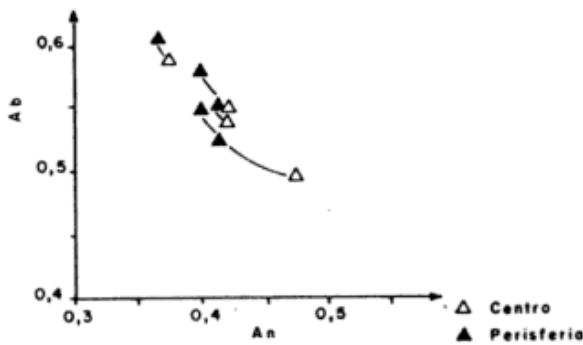


Figura 9: Variación de las composiciones químicas de los fenocristales de plagioclasas de la intrusión de Aguiliri.

nos de cuarzo, plagioclasa, ortosa, moscovita y accesoriamente de circón sumergidos en una matriz calcítica más o menos asociada a óxidos de hierro.

La sección cuspidal (544 m) está constituida por alternancia de bancos de areniscas y pelitas rojas con bancos de areniscas finas, de estratificación entrecruzada. La muestra A-39 corresponde más particularmente a un nivel de areniscas rojas compuestas de granos de cuarzo, plagioclasa, ortosa, microclino y de fragmentos de rocas metamórficas en una pasta de óxido de hierro y asociados a un cemento argílico de tipo montmorillonítico cálcico determinado por difracción de rayos X.

Estudio químico mineralógico de la alteración

a) Formación Aguiliri

La alteración que afecta las rocas de esta Formación se desarrolla en un espesor limitado, como máximo 15 m, con un grado de transformación débil. Las modificaciones mineralógicas observadas consisten en un desarrollo de caolinita a costa de las plagioclasas y de las biotitas. Químicamente esto se traduce por un lavado de los álcalis y alcalino-térreos (cuadro II) de la roca no modificada (J.L. 85-3) a la más alterada (A-9), los tenores en $N_2O + K_2O$ varían de 7,12 a 5,91 % y la de $MgO + CaO$ de 4,9 a 3,02 %. La relación SiO_2/Al_2O_3 permanece constante, próxima a 4,05. La muestra más rica en U es considerada aparte porque en ésta, la relación desciende a 3,73. En cuanto al grado de oxidación

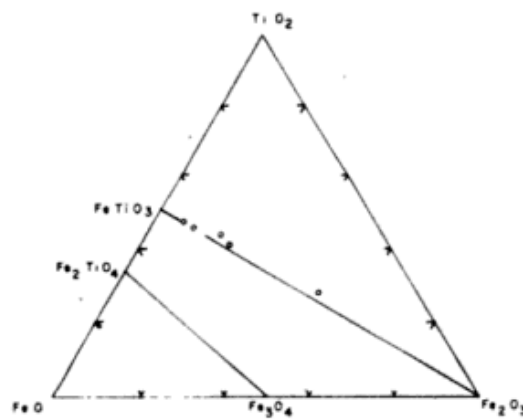


Figura 10: Diagrama triangular $TiO_2 - Fe_2O_3 - FeO$ de los análisis de ilmenita de la Formación Aguiliri con microsonda Camebox.

caracterizado por la relación $Fe_2O_3/Fe_2O_3 + FeO$, está comprendida entre 0,36 y 0,60 para el conjunto de rocas poco alteradas y alcanza a 1,9 para la muestra A-9 tomada de un sondeo en la zona de mayor alteración.

Las variaciones de los tenores de elementos trazas no son importantes debido al bajo grado de alteración y pueden ser en parte debidas a la heterogeneidad de la dacita. La muy débil lixiviación del potasio es acompañada por un aparte de rubidio (figura 13), en relación con una desestabilización de las biotitas que se traduce igualmente por un aumento del hierro férrico en la roca. La alteración de las plagioclasas introduce una ligera disminución del tenor en estroncio (figura 14). Por el contrario en las muestras ricas en U (>60 ppm) el estroncio y/o el bario se concentran. El enriquecimiento en Ba en las muestras conteniendo minerales hexavalentes de U ya ha sido observada: por ejemplo en medios volcánicos, en los yacimientos de Peña Blanca (México) (Aniel, 1983) y en los indicios de la Meseta de los Frailes (Bolivia) y en medios intragraníticos hercínicos, en los yacimientos relacionados a las episienitas. Trazas de arsénico aparecen en algunas muestras de sondeos, estando relacionadas a la presencia de pirita.

El fondo geoquímico en U es de 4,5 ppm y de 16,7 para el thorio.

Los aumentos de los tenores en U son debidos a la presencia, en cantidades variables, de minerales con U hexavalente. Las fluctuaciones en

Cuadro I: Análisis químicos determinados con microsonda electrónica de fenocristales de allanita de la dacita Aguiliri.

Al ₂ O ₃	18.64	19.65	19.37	19.62	17.72	18.28	18.90
Si O ₂	34.25	34.41	34.46	34.76	33.10	33.64	34.73
Ti O ₂	0.32	0.64	0.46	0.30	0.46	0.47	0.0
Fe O	12.35	11.46	12.16	11.67	11.97	12.72	11.65
P ₂ O ₅	0.0	0.07	0.04	0.0	0.0	0.10	0.07
Ca O	17.08	16.48	17.19	18.09	17.12	16.84	17.04
Y ₂ O ₃	0.19	0.12	0.18	0.21	0.26	0.0	0.36
Nb ₂ O ₃	0.15	0.01	0.15	0.0	0.0	0.0	0.0
La ₂ O ₃	3.74	4.68	2.69	2.75	4.34	4.53	3.78
Ce ₂ O ₃	7.11	8.31	7.14	7.33	7.75	6.71	8.15
Nd ₂ O ₃	3.26	1.89	3.41	2.87	3.29	2.93	2.39
Sm	0.01	0.0	0.66	0.41	0.71	0.18	0.69
Th O ₂	0.90	0.79	0.99	0.54	1.18	1.29	0.62
U O ₂	0.08	0.0	0.0	0.05	0.0	0.0	0.11
O H	3.20	3.24	3.25	3.26	3.14	3.17	3.22
T O T A L	101.29	101.75	102.16	101.87	101.05	100.87	101.71

Cuadro II: Composiciones químicas, elementos mayores y trazas de la dacita con diferentes grados de alteración y concentración uranífera.

Nº	J.L.85.3	J.L.85.2	J.L.85.1	A.5	A.9	A.10	A.11	A.12	A.13
Si O ₂	67.22	67.22	66.23	66.72	60.84	65.91	67.00	64.92	66.47
Al ₂ O ₃	16.60	16.43	16.68	16.34	14.71	16.39	16.48	17.40	16.21
Fe ₂ O ₃	3.18	2.68	3.46	2.99	8.87	3.01	3.27	3.04	3.07
Mn O	0.04	0.04	0.04	0.05	0.07	0.04	0.05	0.03	0.04
Mg O	1.41	1.32	1.47	1.60	0.82	1.44	1.35	1.25	1.08
Ca O	3.49	3.05	3.17	3.20	2.20	3.39	3.38	3.40	2.99
Na ₂ O	3.51	3.40	3.36	3.36	2.70	3.40	3.41	3.64	3.30
K ₂ O	3.61	3.74	3.57	3.87	3.21	3.60	3.26	3.30	3.54
Ti O ₂	0.64	0.84	0.70	0.65	0.62	0.66	0.69	0.63	0.66
P ₂ O ₅	0.24	0.12	0.31	0.35	0.36	0.34	0.31	0.38	0.31
P. F.	0.47	0.78	0.88	0.78	4.17	0.58	0.57	1.55	1.00
TOTAL	100.41	99.62	99.87	99.91	98.57	98.77	99.87	99.54	98.67
SiO ₂ Al ₂ O ₃	4.05	4.09	3.99	4.08	4.13	4.02	4.06	3.73	4.10
Fe O	1.63	1.60	1.65	1.48	0.90	1.61	1.71	1.15	1.52
C O ₂	n. d.	n. d.	n. d.	0.06	0.11	0.05	0.05	0.08	0.07
U	4.52	68.39	233.08	14.45	45.1	6.19	9.44	635.9	327.87
Th	16.69	16.47	18.56	15.05	13.66	15.93	13.97	7.46	12.32
Ba	752	832	949	708	712	714	720	738	873
Sr	500	554	657	481	406	505	495	617	701
V	71	92	109	101	161	92	81	102	103
Rb	150	156	147	148	127	142	144	119	146
Li	48	61	45	46	40	45	46	60	40
Mo	≤0.5	0.8	≤0.5	7.	5.	≤0.5	≤0.5	≤0.5	1
As	≤0.5	1	1	4	40	6	5	5	5
Pb	20	39	100	26	52	23	22	127	426
Nb	18.94	20.22	22.39	26.3	22.9	23.38	23.67	28.87	26.30
Zr	183.29	176.94	182.26	204.27	179.14	192.15	199.24	229.6	198.74

torio observadas en las muestras mineralizadas y/o alteradas son importantes, los tenores se ubican entre 7,5 y 18,5 ppm (cuadro II, figura 15). El thorio está principalmente localizado en las allanitas, una alteración de estas podría explicar las fluctuaciones observadas, pero un pequeño

porcentaje (2-3 %) de estos minerales está afectado y una contribución a esa alteración no es suficiente para explicar las fluctuaciones observadas. Una repartición heterogénea de las allanitas parece mejor hasta para explicar esas variaciones. Una distribución aleatoria de circones y

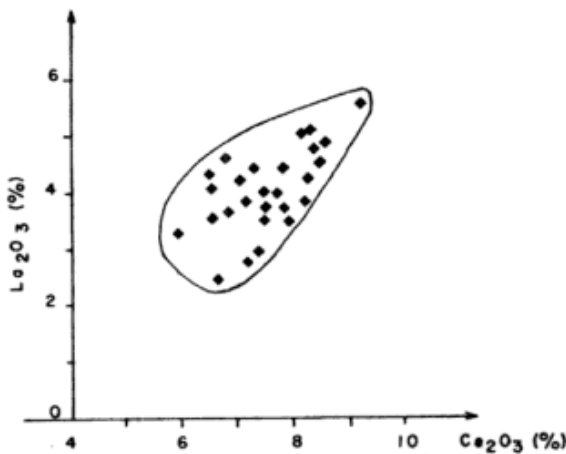


Figura 11: Distribución de las composiciones de La y Ce de los fenocristales de allanita de la Formación Aguiliri.

monacitas es igualmente invocada para interpretar las variaciones de los tenores de circón, cerio y lantano.

b) Formación Log Log

La Formación Aguiliri intruye los miembros inferior y medios de la Formación Log Log dando como resultado una franja de alteración.

Las muestras A2, A4, A7 y A8 son representativas del nivel de base o miembro inferior. Los elementos constitutivos son principalmente cuarzo, plagioclasa, ortosa, más o menos asociadas a la hematita y acompañadas de moscovita y caolinita.

A1, A3 y A6 pertenecen a la arenisca roja mediana o Miembro medio, éstas se caracterizan por la siguiente mineralogía: cuarzo, plagioclasa, ortosa, siderita y pirita con trazas de moscovita y caolinita.

Las modificaciones mineralógicas debido a la alteración son importantes ya que ciertas muestras han pasado de un cemento carbonático (A27 y A30) a un cemento argilítico (Caolinita asociada a óxidos de hierro).

Los análisis químicos de las muestras de sondas realizados en el borde del intrusivo de Aguiliri están representados en el cuadro III. Las principales variaciones químicas están relacionadas al cambio del cemento. Los dos conjuntos afectados por la alteración (Miembro inferior y medio) se distinguen netamente por el compor-

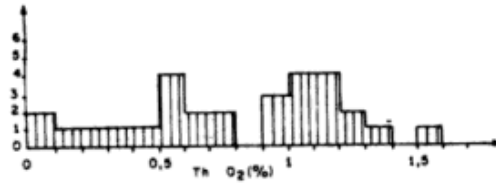


Figura 12: Histograma de la abundancia de los tenores en ThO_2 de 29 análisis de allanita con microsonda Camebax.

tamiento de los elementos trazas. La unidad de la base está caracterizada por la poca evolución de los tenores en Ba y Sr (figura 16, cuadrados), considerándose aparte la muestra muy enriquecida en Ba que contiene más del 14 % de CO_2 . La arenisca, en tanto, en la zona anómala está enriquecida sobre todo en Sr (figura 16, círculos). Esa diferencia entre las dos unidades se encuentra al nivel de variaciones de elementos como Zr y Nb (figura 17). Los tenores en Zr y Nb del término basal son más o menos constantes, en tanto que los tenores en Zr están empobrecidos en las muestras alteradas de areniscas del Miembro medio. La muestra de areniscas situada en la parte superior se distingue de las muestras de los otros miembros por tenores muy bajos (figura 17).

Fuera de las anomalías radiactivas, las tres unidades de la Formación Log Log se distinguen por sus tenores en U de 5 ppm para toda la Formación. Se menciona una muestra de 31 ppm en el Miembro medio. Los tenores en thorio son bajos y están comprendidos entre 4 y 7,5 ppm (cuadro III).

Las variaciones observadas debidas a la alteración (figura 15) afectan esencialmente al thorio cuyas medias de los tenores varían de 5 a 15 ppm, esta variación también se observa en la dacita alterada. Las muestras de la base tienen más o menos los mismos tenores en U o están ligeramente enriquecidas. Las muestras de las areniscas rojas del Miembro medio en la zona de alteración tiene un contenido variable entre 20 y 35 ppm.

El hallazgo de un nivel con 30 ppm en el Miembro medio de la Formación Log Log nos podría indicar la posibilidad que en esta misma Formación puedan localizarse niveles que se comportarían como fuentes de U. La intrusión del pórfiro habría jugado un rol de circulación y

Cuadro III: Composición química, elementos mayores y trazas, en muestras de la Formación Log Log.

%	Nº	b		m	s	b ^o				m ^o		
		A.27	A.30	A.35	A.39	A.2	A.4	A.7	A.8	A.1	A.3	A.6
Si	O ₂	56.85	44.36	81.55	80.35	56.73	59.60	58.06	60.15	60.23	59.65	57.15
Al ₂	O ₃	13.76	13.22	5.86	8.91	16.91	18.38	18.90	18.39	19.18	18.34	18.86
Fe ₂	O ₃	4.63	2.96	2.73	1.41	8.45	5.72	5.20	4.26	4.10	5.36	5.67
Mn	O	0.13	0.13	0.08	0.04	0.11	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.09
Mg	O	2.71	3.84	0.50	0.56	2.30	2.34	1.92	2.19	2.58	2.53	1.83
Ca	O	4.46	13.54	2.77	0.77	1.64	1.19	1.17	0.91	1.33	0.99	0.93
Na ₂	O	1.56	3.26	1.21	2.00	2.00	1.77	1.79	2.08	2.57	2.41	1.99
K ₂	O	2.22	0.50	1.48	1.98	3.86	4.11	4.24	4.21	3.70	3.75	3.99
Ti	O ₂	0.68	0.41	0.36	0.32	0.78	0.84	0.81	0.82	0.94	0.78	0.79
P ₂	O ₅	0.21	0.19	0.21	0.09	0.24	0.11	0.24	0.18	0.20	0.27	0.30
P. F.		11.53	17.16	3.01	3.15	6.67	6.03	6.32	5.82	4.52	5.50	6.92
TOTAL		98.53	99.57	99.76	99.58	99.69	100.14	98.78	99.76	99.40	99.63	98.52
C	O ₂	5.35	14.13	1.38	0.16	1.96	0.10	0.10	0.29	0.12	0.12	1.19
Fe	O	0.10	00.28	0.28	0.03	3.25	1.48	1.44	2.31	1.96	1.15	2.73
Ba		672	1404	233	348	659	550	549	532	772	573	579
Sr		300	300	108	102	273	323	381	319	450	447	512
Rb		70	23	51	55	137	162	181	161	166	148	153
V		119	79	25	26	126	130	147	136	157	138	144
Li		58	45	31	31	51	83	116	102	74	64	105
Mo		2	5	1	<0.5	2	4.5	3.6	5.2	5	14	7.5
As		5	47	30	6	8	40	25	48	80	48	240
Pb		20	11	62	8	31	41	32	53	46	47	64
Zr		202.79	134.39	301.20	89.20	212.56	204.27	182.63	207.71	223.69	211.54	186.34
Nb		15.05	13.89	10.51	6.03	22.56	26.3	20.22	19.42	23.38	24.54	18.96
U		3.44	5.23	30.74	2.14	3.88	10.83	4.53	13.05	22.56	34.92	28.53
Th		7.57	7.56	6.22	4.19	4.7	14.36	14.53	14.55	15.36	13.49	14.74

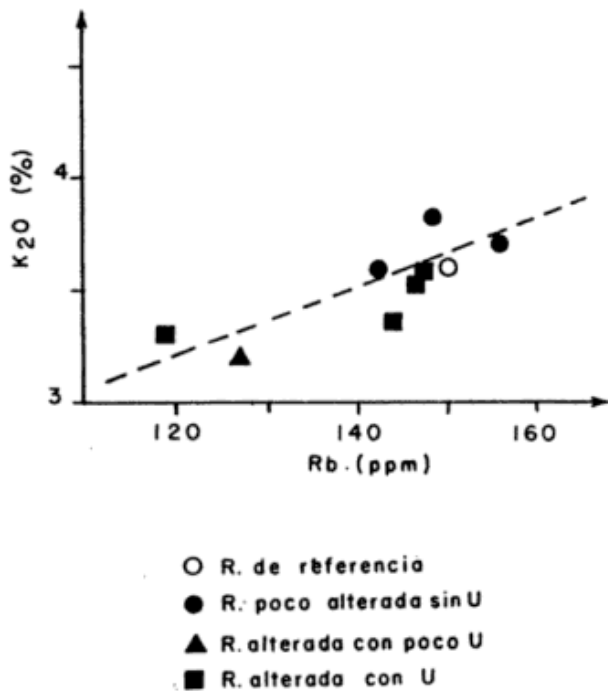


Figura 13: Distribución de los tenores de Rb y K₂O de muestras de la Formación Aguiliri.

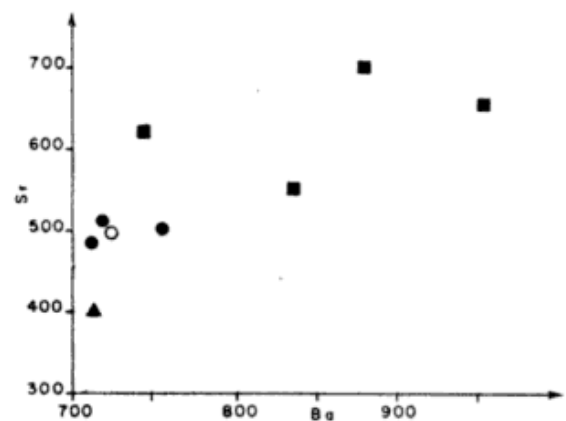


Figura 14: Diagrama Ba/Sr mostrando la influencia de la mineralización y alteración para la Formación Aguiliri.

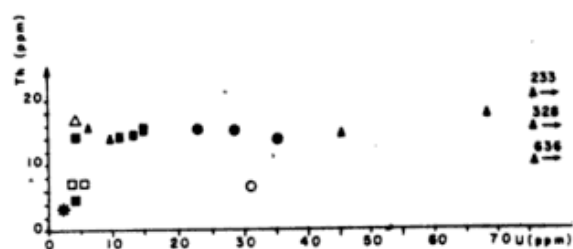


Figura 15: Distribución de los tenores de U y Th para diferentes muestras de las Formaciones Aguiliri y Log Log con distintos grados de alteración y/o mineralización.

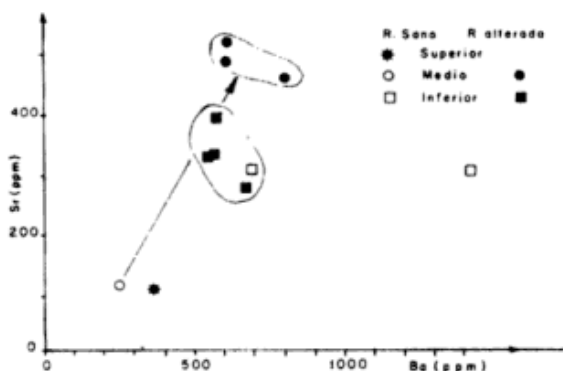


Figura 16: Diagrama Ba/Sr con el comportamiento diferente de dos unidades de la Formación Log Log alterada en Aguiliri.

removilización del U a partir de niveles de pre-concentración en las zonas de fracturas o de alteración.

Si se amplía la comparación de otros ambientes y otros metales tomados en los Andes de Bolivia y Argentina, se puede reconocer una cierta lógica:

- En roca de caja calcárea no aparece mineralización (por ejemplo en Bolivia un poco al oeste de Cotaje).

- En roca de caja sedimentaria, no carbonática (areniscas rojas, arcillas, etc.) aparecen mineralizaciones de Pb, Ag y Zn (ciertos yacimientos argentinos) o U (depósito de Aguiliri).

- Con roca de caja del tipo de lutitas negras paleozoicas se tienen mineralizaciones de estaño, plata, bismuto y tungsteno (por ejemplo en Bolivia todos los yacimientos de la Cordillera Oriental).

- Si la roca de caja es volcánica, (capas de tobas o de ignimbritas) pueden manifestarse concentraciones de uranio (yacimiento de Cotaje, Bolivia).

CONCLUSIONES

El depósito de Aguiliri está caracterizado por una zona de alteración débil que afecta principalmente a la Formación Log Log y en menor medida a la dacita de la Formación Aguiliri. Esta zona de alteración está controlada por fracturas que, en parte, ponen en contacto a las dos Formaciones mencionadas.

Un sondeo profundo que interesó la mineralización por debajo del nivel freático puso

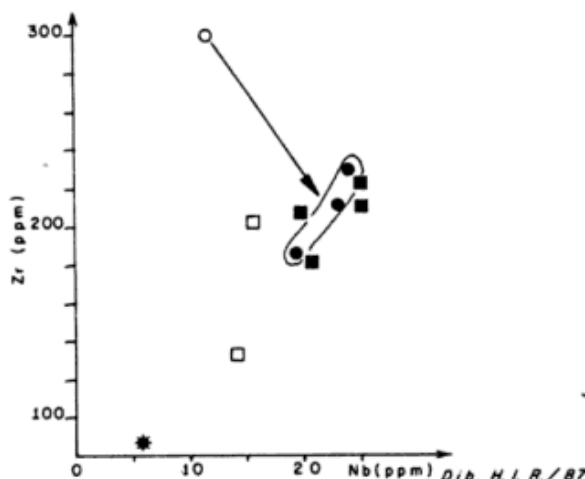


Figura 17: Distribución de los tenores en Zr y Nb de muestras de la Formación Log Log a diversos grados de alteración. Ref. idem figura 16.

en evidencia una fuerte radiactividad debido, posiblemente, a minerales primarios, lo que no pudo ser comprobado por la falta de recuperación de testigos.

En este depósito pueden ser consideradas tres fuentes de uranio:

- Formación Aguiliri: esta dacita tiene muchas características desfavorables: el fondo geoquímico en uranio es débil (4,5 ppm); una parte del uranio está localizado en los minerales accesorios de tipo circón y monacita; el grado de alteración

es débil y no hay indicios de lixiviación del uranio.

- Formación Log Log: esta unidad tiene bajos tenores en uranio, la alteración es poco intensa y no presenta signos de una lixiviación importante. Aunque no debemos dejar de destacar que se encontró un nivel con 31 ppm de uranio.

- En lo referente al lavado o lixiviación de uranio este puede bastar para explicar las anomalías conocidas, pero teniendo en cuenta la reducida intensidad de la alteración, ésta sólo permitió la acumulación de un modesto depósito como el de Aguiliri.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ANIEL, B., 1986. *L'Uranium dans la region de la Puna (Argentina), Aguiliri. Repport d'avancement de travaux.* Centre de Recherches sur la Geologie de L'Uranium, Nancy.
- BURGOS, J. A., 1985. *Resultados obtenidos a través del programa de perforaciones durante el período 1983-1985 en la Manifestación Aguiliri, Departamento Susques, provincia de Jujuy, República Argentina.* Com. Nac. Energ. Atóm., (inéd.), Buenos Aires.

GORUSTOVICH, S. A., J. A. SALFITY, D. G. RUBIOLLO y R. J. SUREDA, 1985. *Yacimiento Aguiliri (Puna Argentina): Depósito uranfíero en rocas subvolcánicas Terciarias.* IVº Congr. Geol. Chil, Actas, II (3): 250-270, Antofagasta.

ROMANO, H. I. y A. R. VULLIEN, 1986. *Perfil Topográfico-Geológico-Estratigráfico de la Formación Log Log en las inmediaciones del Cerro Aguiliri, departamento Susques, provincia de Jujuy, República Argentina.* Com. Nac. Energ. Atóm., (inéd.), Buenos Aires.

SAULNIER, M. E., 1984. *Informe mineralógico.* D.E.E. Nº5/84. Com. Nac. Energ. Atóm., (inéd.), Buenos Aires.

STIPANICIC, P. N., A. BELLUCO, S. A. GORUSTOVICH, A. VULLIEN, H. NICOLLI, J. SURIANO, M. KOUKHARSKY y J. A. SALFITY, 1984. *Uranium occurrences in volcanic rocks of northwestern Argentina.* IAEA. *Uranium deposits volcanic rocks technical committee.* Univ. Texas, El Paso, IAEA. TC. 490/13 (1985), Vienna.

B. ANIEL

Centre de Recherches sur la Geologie
de L'Uranium (CREGU)
B.P. 23; 54501 Vandoeuvre-les-Nancy Cedex,
France

A. R. VULLIEN

H. I. ROMANO

Comisión Nacional de Energía Atómica

EVOLUCION DE LA CALDERA VOLCANICA DE CHOCAYA (POTOSI, BOLIVIA)

Waldo Arturo Avila-Salina

RESUMEN

Se describen sucintamente los rasgos geológicos, volcanológicos y petrológicos del complejo eruptivo de Chocaya (provincia Nor Chichas, Potosí, Bolivia), correspondientes al desarrollo de una caldera volcánica de edad Miocena media (Circa 13 Ma), cuyas voluminosas erupciones vulcanianas, plinianas y peleanas estuvieron caracterizadas por fases alternadas de colapso y resurgencia.

La fase inicial de formación del edificio volcánico de Chocaya se distingue por la efusión vulcaniana de una toba brechosa monogénica, seguida de erupciones plinianas de tobas brechosas poligénicas, lahares, tobas de lapilli pumíceo y mantos cineríticos de composición dacítica.

Durante un primer evento de colapso se produjo el anfiteatro interno de la caldera, que se relleno posteriormente por la extrusión del domo lávico exógeno de Animas, de conspícua forma de hongo, que resultó de la resurgencia del centro ígneo considerado. Posteriormente, una segunda fase de colapso causó el fallamiento radial del domo de Animas y la consiguiente generación del anfiteatro exterior, cuyas fallas anulares dieron origen a nuevos centros eruptivos independientes y resurgentes, situados en la periferia del complejo, desde donde se verificaron erupciones peleanas, con depósitos piroclásticos basales de brechas, aglomerados y lahares, seguidos de la extrusión de domos lávicos andesíticos, y eventualmente por agujas de lava intumesciente (e.g.: Cerros Kumullani, Torre Punta, etc.).

ABSTRACT

The main geological, volcanological and petrological features of the Chocaya eruptive complex (Nor Chichas province, Potosí, Bolivia) have been described briefly in terms of a caldera development, during the Middle-Miocene time (circa 13 Ma).

The Chocaya caldera was progressively built-up from voluminous vulcanian, plinian, and pelean eruptions, corresponding to alternate stages of collapse and resurgency of the volcanic edifice considered. The early explosive events represented by vulcanian eruptions of monogenic breccia tuffs were followed by plinian eruptions of polygenic breccias, lahars, pumiceous lapilli-rich tuffs, and crystalline ash-falls of dacitic composition.

The first episode of collapse of such pyroclastics is represented by the development of an inner amphitheater, that has been partly filled by the exogenetic lava-dome of Animas, during the resurgency of the igneous center.

The second stage of collapse of the Chocaya caldera produced some radial fractures within the Animas dome, and also it caused extensive ring-faults, from which some lava dykes and new eruptive centers located around the external amphitheater have been formed by means of pelean eruptions of coarse pyroclastic materials (breccias, agglomerates, lahars) at the base, followed by lava-domes and certain andesitic plugs extruded upwards (e.g.: Kumullani, Torre Punta hills, etc.).

INTRODUCCION

En consideración del exiguo conocimiento de los procesos volcanogénicos ocurridos en el área de Chocaya, se pretende establecer en el presente estudio una secuencia cronoestratigráfica evolutiva del complejo eruptivo, de-

finido aquí como una caldera volcánica de colapso y resurgencia. Por otra parte, se determina la composición y principales rasgos petrológicos de las rocas volcánicas examinadas, y la proveniencia de los magmas calcoalcalinos que les dieron origen.

BOSQUEJO DE LA GEOLOGIA

La región considerada pertenece a la parte occidental de la depresión morfotectónica denominada: "La Puerta de Atocha" (Ahlfeld y Branisa, 1960), que separa la meseta altiplánica del macizo meridional de la Cordillera Oriental de los Andes de Bolivia. En esta área el basamento paleozoico está conformado por una potente secuencia sedimentaria ordovícica de 3000 m de espesor, que corresponde a la prolongación septentrional de la Formación Acoite (Turner, 1964), descrita anteriormente en el Noroeste argentino.

La Formación Acoite, compuesta esencialmente por series flyshoides de areniscas silíceas, metagrauvas y pelitas de coloración gris oscura, se depositó en el lapso Llandeilliano-Llanvirniano y es rica en una fauna de braquiópodos.

Tal basamento ordovícico, representado por un macizo montañoso cortado por el río de Quechisla, se aprecia en el trayecto caminero de Quechisla a Cotagaita, con una orientación noroeste-sudeste, siguiendo el rumbo de sus plegamientos, verificados a consecuencia de la fase orogénica Chánica.

La secuencia cretácica superior de la región de Chocaya-Cerdas, que suprayace con discordancia angular a los sedimentos ordovícicos, constituye pequeñas cuencas tafrogénicas, como las de Cerdas y Avendaño, en las cuales yacen manifestaciones de las formaciones: Aroifilla, Chaunaca, El Molino y Santa Lucía, que componen una serie molásica de más de 650 m de espesor.

La Formación Potoco, de edad eocena superior a oligocena, que suprayace discordantemente a los sedimentos cretácicos mencionados, en la parte occidental de la región estudiada, se compone de un paquete de areniscas rojas o violetas, de ambiente deltaico, con estratificación cruzada, en bancos de 40-60 cm de potencia, que totalizan 800 m. Se ha comprobado que la Formación San Vicente constituiría una facies conglomerádica de la Formación Potoco, a la cual reemplaza lateralmente.

La Formación Quechua Superior, que suprayace a los estratos de la Formación Potoco, tiene amplia distribución en el área de Chocaya-Ato-

cha, donde conforma el basamento inmediato del complejo eruptivo de Chocaya (figura 1).

Esta entidad formacional posee 24 unidades de flujos de ceniza volcánica e ignimbritas riódacíticas y dacíticas, cuyo espesor total alcanza a 750 m en Sud Lipez (Kusssmaul *et al.*, 1977). En el área investigada en este trabajo, la Formación Quechua Superior aflora mayormente en la altiplanicie de Atocha, donde constituye una toba cinerítica pumícea de composición "riodacítica", cuyo centro de emisión parece haber sido el cerro Galera, situado al Sur de Atocha.

Respecto a la evolución tectónica de la caldera de Chocaya, conviene indicar que el fallamiento de bloques del basamento ordovícico, en la zona de Chocaya-Tatasi, durante la Fase Quechua Inicial del Mioceno medio, originó un horst o pilar tectónico, delimitado hacia el oeste por la falla de San Vicente, a través del cual el centro eruptivo de Chocaya expulsó progresivamente rocas piroclásticas y lavas.

RASGOS GEOMORFOLOGICOS

El vasto complejo eruptivo de Chocaya se sitúa al noroeste de la ciudad de Atocha, capital de la segunda sección de la provincia Sud Chichas (21°05'S y 66°20'O) con un área aflorante de cerca de 100 km² y diámetro aproximado de 12 km.

Desde un punto de vista geomorfológico se vislumbra un paisaje volcánico, suavemente delineado por formas montañosas de relieve ondulado, que resultaron de la denudación eólica y fluvial de las rocas extrusivas, sobre todo piroclásticas dacíticas, fácilmente deleznales que contiene el complejo ígneo.

Dentro del complejo volcánico estudiado se destacan por su mayor altitud los domos resurgentes modernos, entre ellos el cerro Kumullani, situado al noroeste del campamento de Animas, que con sus 4703 m s.n.m. constituye la máxima elevación del macizo extrusivo. Otras elevaciones notables están dadas por las cimas de los domos lávicos del cerro Pabellón (4578 m), Atawani (4468 m), Kumullani Chico (4569 m), Negro Pozo (4490 m) y Torre Punta (4475 m), los cuales conforman el borde externo del complejo eruptivo y el anfiteatro mayor de la caldera. Las partes bajas del macizo volcánico, como los

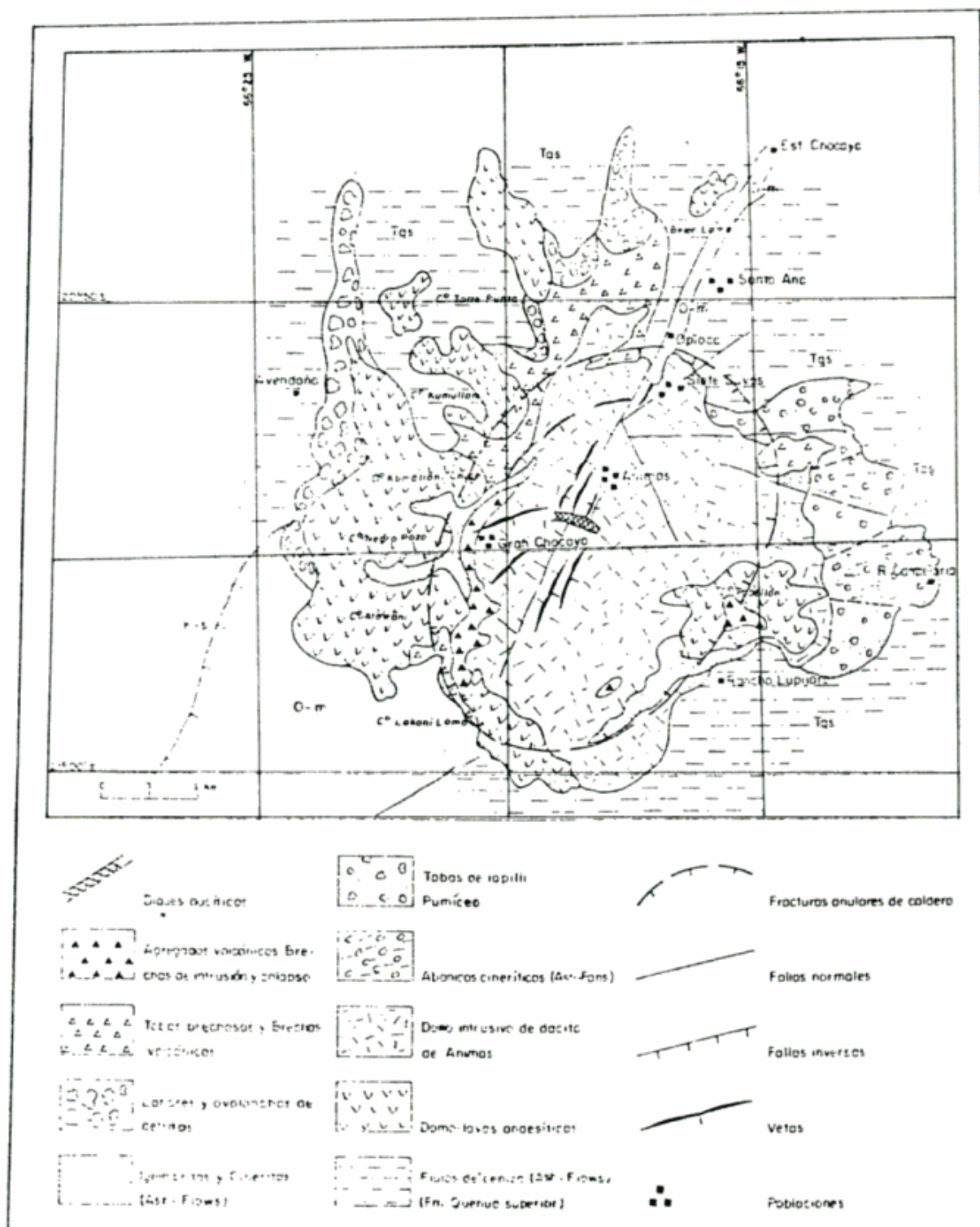


Figura 1: Esquema geológico de la Caldera de Chocaya.

campamentos mineros de Animas, Chocaya la Vieja y Santa Ana, poseen respectivamente: 4270 m, 4285 m y 3900 m s.n.m.

El domo lávico de Animas, con una altitud de 4398 m conforma el núcleo resurgente de la caldera. Se caracteriza superficialmente por relieves colinosos, solamente interrumpidos por diques transversales de lava andesítica porfídica, que se localizan cerca de la mina de Animas, y por curiosos escarpes lávicos de contorno irregular, diaclasamiento ortogonal y bloques redondeados del tipo "tor".

El avenamiento del sistema fluvial del complejo extrusivo de Chocaya es de tipo radial centrípeto, con frecuentes quebradas y torrentes estivales que vierten sus aguas al río de Animas, el mismo que orienta su valle según el graben conformado por las vetas-falla Colorada y Burton, de afloramiento superficial.

En el flanco noroccidental del complejo volcánico se distinguen varios depósitos de avalancha de detritos (lahares), los cuales se prolongan hacia la meseta de Cerdas (figura 1). Mientras que en el extremo sudoriental (área del Rancho Candelaria) se aprecian abanicos cineríticos y depósitos coluvio-fluviales, los cuales concluyen en la meseta de Aillita, junto al aeropuerto de Atocha.

DESARROLLO EVOLUTIVO DE LA CALDERA

El complejo eruptivo de Chocaya consiste de una potente secuencia de depósitos piroclásticos basales, los que fueron seguidos por la efusión del domo exógeno centralizado de Animas y posteriormente, por erupciones peleanas de piroclastitas andesíticas y domos lávicos de igual composición, en fases alternadas de colapso y resurgencia de caldera, cuyos rasgos esenciales de su evolución se detallan a continuación:

a) Erupciones volcanianas iniciales. La primera erupción volcánica de Chocaya consistió de una explosión de tipo freatomagmático que depositó un manto de toba brechosa monogénica de espesor variable, entre 30 y 150 m, que suprayace al basamento ordovícico. Esta brecha, bien expuesta en la mina de Animas, se destaca por su contenido de fenoclastos de lava dacítica, hasta de 29 cm de diámetro, que están asociados

a una matriz cinerítica de composición análoga. El carácter volcaniano de la erupción se demuestra por el gran tamaño de los fenoclastos lávicos, cuya presencia en la brecha puede explicarse por la fragmentación explosiva de la roca que rellenaba originalmente el conducto ígneo. Otro manto de brecha poligénica ha sido hallado en el sector del Cuadro Inocentes de la mina Chocaya. Tal roca se distingue por fenoclastos de lava dacítica grisácea, litoclastos de pelitas ordovícicas de coloración negruzca y un escaso porcentaje de fragmentos de arenisca, que se diseminan en una matriz tufácea.

Hacia la parte exterior de la caldera la toba brechosa de Inocentes pasa a conformar un lahar en la zona de Avedaño, guardando una cierta similitud con la brecha y lahares del volcán Toluca en México, descritos por Bloomfield y Valastro (1974).

b) Erupciones plinianas. Suprayaciendo a los anteriores mantos de tobas brechosas se distinguen series de piroclastitas producidas por erupciones de tipo pliniano, que están constituidas por tobas de lapilli pumíceo y flujos de ceniza vítreo, las cuales están expuestas entre Sietesuyos y el Rancho Candelaria. Adicionalmente se aprecia un manto de toba cinerítica (*ash-flow*), en el Rancho Lupijara, al suroeste de Animas.

Aunque no se han realizado todavía estudios tefracronológicos de la toba pumícea de Rancho Candelaria, su composición ternaria, con pómez predominante, litoclastos de pelitas ordovícicas y lava dacítica, asociados a fenocristales dispersos de cuarzo, plagioclasa, biotita, hornblenda y magnetita (10 %) definen el carácter pliniano de la erupción, por analogía con los depósitos pumíceos del volcán Toluca (México), estudiados por Bloomfield *et al.* (1977).

c) Primera fase de colapso y resurgencia. Una primera fase de colapso del edificio volcánico conformado por las rocas piroclásticas precedentemente descritas, se manifiesta por la generación del anfiteatro interno de la caldera, cuyas fallas anulares siguen el trayecto de la Quebrada de Agua de Castilla y la hondonada de Chocaya la Vieja.

El colapso fué seguido por un evento de resurgencia, o sea la extrusión del domo lávico centralizado de Animas, de composición dací-

tica, que adopta la forma de hongo, con un diámetro aproximado de 7 km y 500 m de espesor. Estas dimensiones asignan a esta roca una superficie aproximada de 45 km² y volumen eruptivo de 23 km³ (figura 2).

El domo exógeno de Animas, erróneamente conceptualizado en el pasado como un "stock" de grandes dimensiones (Ahlfeld y Schneider-Scherbina, 1964) no presenta rasgos intrusivos en profundidad, y tampoco existen chimeneas volcánicas infrayacentes en el interior de las minas de Animas y Chocaya, que estén conectadas con el domo. Aspecto por el cual se infiere la existencia de una erupción fisural para el origen de esta unidad. El domo de Animas se compone de una dacita porfirítica de coloración gris verdosa, hasta blanca grisácea por alteración hidrotermal.

En la parte inferior del domo de Animas yace una brecha basal vitrofídica, que contiene fenoclastos de lava dacítica y fragmentos de pelitas ordovícicas del basamento, las cuales se orientan según la estructura de la pasta fluidal hialina, la cual adopta una coloración gris negruzca. También se distinguen diaclasas tensionales dispuestas en abanico, en escarpes próximos a la mina de Animas.

d) Segunda fase de colapso. La segunda fase de colapso de la caldera se inicia con la fracturación radial del domo de Animas, cuyas principales fallas longitudinales estructuran un graben en dirección suroeste-noreste, el mismo que fue posteriormente aprovechado por las soluciones hidrotermales, para el emplazamiento de las vetas polimetálicas de los yacimientos argenteo-estanníferos de Animas y Chocaya (Sistema de vetas-falla: Colorada y Burton).

Durante este evento de colapso se produjeron fallas anulares en el anfiteatro exterior, como la falla de Sietesuyos, en torno de las cuales se produjo posteriormente el emplazamiento de nuevos centros eruptivos resurgentes.

e) Segunda fase de resurgencia. Esta fase está señalada por la aparición de nuevos centros eruptivos independientes en el anfiteatro exterior (figura 1). Se trata de domos lávicos de composición andesítica, asociados a depósitos piroclásticos basales, originados por erupciones peleanas. Uno de tales centros está constituido por el cerro Torre Punta, en el extremo noreste del complejo

volcánico. En la parte superior de la lava andesítica áfrica de Torre Punta, se distingue una aguja lávica de 25 m, con la que remata el domo infrayacente. El cerro Kumullani, vecino del anterior, posee en su base un depósito sedimentario de ambiente lacustre, el cual se halla conformado por areniscas amarillentas, arcillas yesíferas, e intercalaciones de tobas blancas. Por encima se destacan brechas y aglomerados volcánicos, con bloques angulosos de lava andesítica, los cuales ostentan rasgos de incandescencia, angularidad y soldamiento de la matriz cinerítica, que se pueden atribuir a una erupción peleana de nubes ardientes. Al sur del Kumullani yace otro centro eruptivo: Se trata del domo de Negro Pozo, que está conformado también por lava andesítica, la cual reposa sobre un depósito basal de toba cinerítica soldada.

Otras manifestaciones semejantes se observan en el cerro Atawani, cuya cima está rematada por un domo exógeno. También se debe citar las coladas del cerro Lakoni-Loma, extremo sur de la caldera, que pueden ser interpretadas como un criptodomo. En el flanco oriental del complejo volcánico se sitúa el cerro Pabellón, que posee un horizonte basal de toba soldada, a la que suprayace un domo dacítico, caracterizado por su textura fluidal y coloración gris verdosa.

En la cima del Cerro Pabellón se distingue una brecha de colapso, con fragmentos de lava dacítica, diseminados en una matriz tufácea fina, que sugiere el derrumbamiento de una intumescencia lávica incandescente, proyectada desde el domo infrayacente.

f) Resurgencia del domo de Animas. Los rasgos de resurgencia del domo exógeno de Animas se reducen al hallazgo de dos diques de andesita, los cuales se orientan en sentido transversal oeste-este, cerca de la mina. Uno de tales diques alcanza a un espesor de 6 m y aflora en medio del río de Chocaya, destacándose por su diaclasamiento ortogonal y por sus bordes de enfriamiento, de 2-30 cm de potencia. El otro dique, más pequeño que el anterior, posee una textura vitrofídica, estructura fluidal y coloración gris verdosa.

También hay diques brechosos de igual orientación que los anteriores, en la zona de Agua de Castilla.

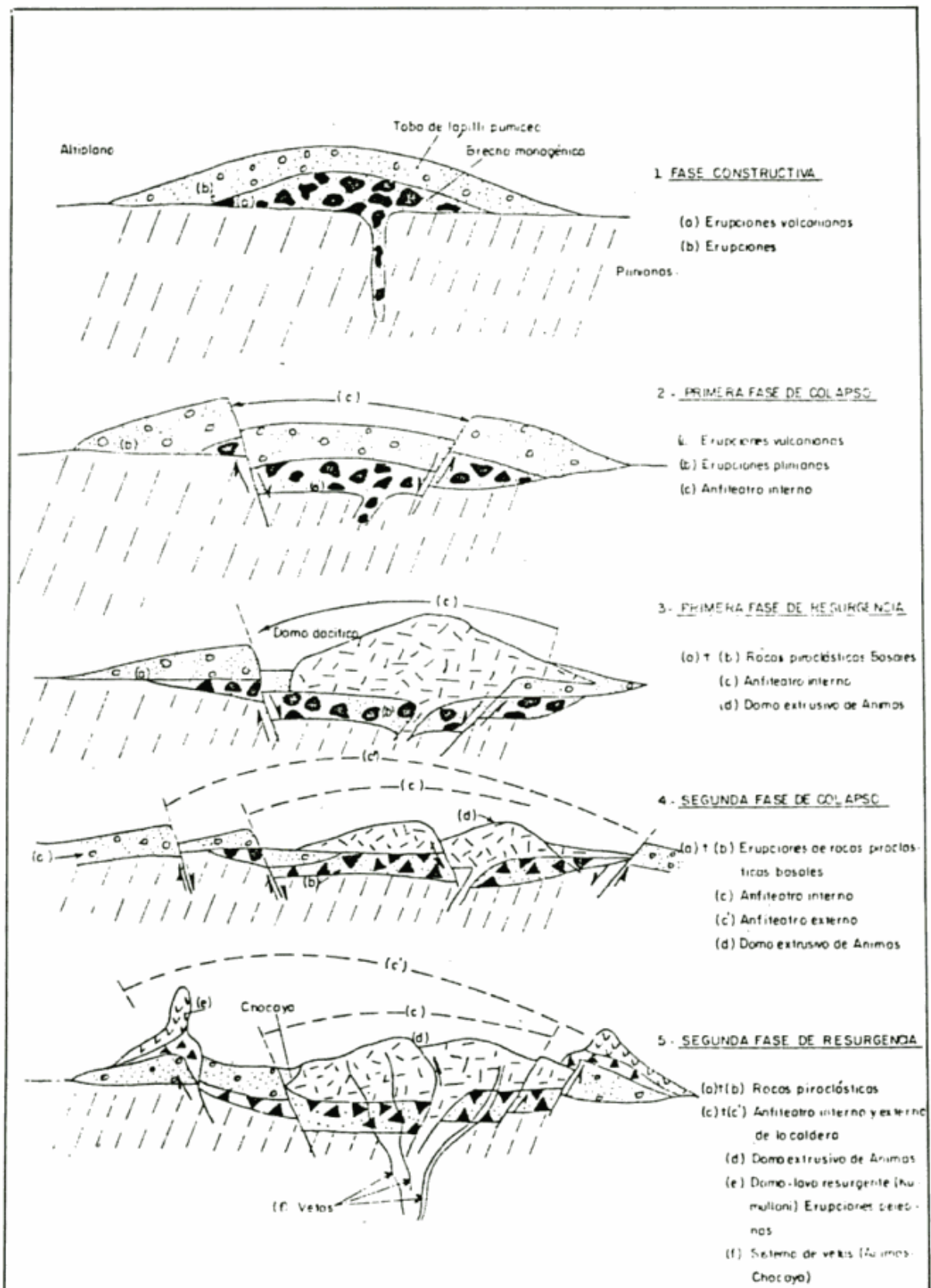


Figura 2: Desarrollo evolutivo de la Caldera de Chocaya.

Cuadro I: Análisis químicos y normas CIPW de las rocas volcánicas de Chocaya.

	(M-A)	(M-B)	(M-C)	(M-D)	(M-E)
SiO ₂	61,69	62,63	61,86	59,57	63,36
TiO ₂	0,92	0,80	1,02	1,17	0,90
Al ₂ O ₃	15,99	15,98	15,95	16,32	16,32
Fe ₂ O ₃	1,52	1,52	1,43	4,36	2,63
FeO	3,29	2,80	3,46	2,22	1,48
MnO	0,08	0,05	0,10	0,09	0,04
MgO	2,90	1,71	2,35	2,52	1,61
CaO	3,27	3,71	3,44	3,24	3,84
Na ₂ O	2,60	2,55	2,63	2,55	2,77
K ₂ O	3,64	3,76	3,44	3,24	3,84
P ₂ O ₅	0,22	0,18	0,24	0,30	0,21
CO ₂	0,47	1,20	0,65	0,33	0,27
H ₂ O	3,17	2,58	2,65	1,27	2,03
Totales	99,76	99,46	99,19	99,24	99,26

Normas CIPW

Q	22,67	27,06	24,64	19,52	24,16
C	3,60	4,44	3,95	0,48	1,89
Or	22,52	23,60	21,20	19,69	23,49
Ab	23,03	22,92	23,41	22,19	24,26
An	12,37	10,24	11,98	22,88	16,32
Hy	7,56	4,52	6,16	6,46	4,15
Fs	3,58	2,82	3,86	0,0	0,0
Mt	2,31	2,34	2,18	4,17	2,37
Hm	0,0	0,0	0,0	1,61	1,09
Il	1,83	1,61	2,04	2,29	1,77
Ap	0,53	0,44	0,58	0,71	0,50
Cl	15,8	11,7	14,8	15,2	9,9
Serial Sigma	1,98	2,02	2,04	2,02	2,14
Tau	14,55	16,78	13,05	11,76	15,06
Alk	6,24	6,31	6,04	5,79	6,61
DI	68,22	73,57	69,24	61,40	71,90

Referencias: (M-A) Andesita cuarzosa; dique cerca de Animas; (M-B) Dacita biotítica; domo-lávico de Animas; (M-C) Dacita alterada del domo de Animas; (M-D) Andesita afírica del cerro Kumullani; (M-E) Dacita; lava del cerro Pabellón Análisis de JICA (1980).

Las dataciones K-Ar logradas por Grant *et al.* (1979) indican una edad miocena media (ca. 16 Ma), para dos especímenes de la toba riódacítica de la Formación Quehua superior infrayacente a la caldera. Mientras que la consolidación del domo resurgente de Animas es del orden de 13 Ma circa; el emplazamiento del domo andesítico del cerro Kumullani de 12 Ma ca., y la alteración hidrotermal de los yacimientos de Sn-Ag de Animas y Chocaya, en el rango de 11,7 a 12,2 Ma ca.

CARACTERES PETROGRAFICOS

Las rocas ígneas de la caldera de Chocaya han sido descritas según la nueva nomenclatura

de las rocas extrusivas, propuesta por Le Maitre *et al.* (1982), que está basada en el contenido de sílice total y álcalis. También han sido calculadas las normas CIPW, que se indican en el cuadro I.

a) Dacitas de hornblenda y biotita. Estas rocas (muestras M-B y M-C) provienen del domo lávico de Animas y se destacan por su coloración gris verdosa, a blanca grisácea por alteración hidrotermal, con una distintiva textura porfírica gruesa y estructura localmente fluidal.

Generalmente se observan numerosos fenocristales euhedrales de plagioclasa labradorítica, de zonalidad normal, variable entre An₆₈₋₇₅ en el

núcleo, hasta An_{46-58} en los bordes. El cuarzo es escaso, subhedral y con corrosión magmática en sus bordes. La sanidina, de exigua cantidad, conforma individuos maclados según la ley de Carlsbald. La biotita castaña (Z: castaño rojizo; X: amarillo ocre) contiene habitualmente inclusiones microcristalinas de apatita, rutilo, circón y excepcionalmente de casiterita. La mica se presenta cloritizada, opacitada y con reabsorción magmática de sus bordes.

La oxihornblenda castaña (ZAC = 8°) constituye prismas automorfos aislados, maclados según (100), con fuerte pleocroismo (Z: castaño oscuro; X: amarillo).

También se observó tridimita, cuyos agregados rellenan pequeñas miarolas.

La pasta hialopilitica posee un fondo vítreo de estructura fluidal, con numerosos microlitos de plagioclasa labradorítica, escasa apatita, biotita y titanomagnetita. Los minerales de alteración hidrotermal son caolinita, escamas de sericita y agregados sacaroidales de cuarzo secundario.

b) Dacitas de biotita, hornblenda y ortopiroxeno. Estas rocas conforman domos lávicos resurgentes, como el cerro Pabellón (muestra M-E). Son lavas de textura porfirítica, con una mesostasis afanítica negruzca. Poseen fenocristales de plagioclasa labradorítica An_{56-61} , escaso cuarzo anhedral, biotita ferrífera rojiza, hornblenda castaña, de hábito romboédrico, y ortopiroxeno broncítico, ligeramente pleocroico (Z: rosado pálido; X: verde pálido). La pasta hialina es abundante y contiene impregnaciones pulverulentas de óxidos de hierro, microlitos de plagioclasa, broncita y escasa apatita incolora, las cuales se diseminan con arreglos pilotaxíticos o traquíticos, con marcado lineamiento de flujo.

c) Andesitas de biotita, hipersteno y hornblenda. Estas rocas (muestras M-A y M-D) se hallan ubicadas en la mayoría de los domos resurgentes, como el cerro Kumullani, Negro Pozo, etc.

Al microscopio ostentan abundante plagioclasa fenocristalina, de composición bitownítica (An_{70-73}), que lleva numerosas inclusiones vítreas.

La biotita, que es el principal mineral ferromagnésico, suele estar acompañada de prismas

de hornblenda castaña y de hipersteno idiomorfo, muy pleocroico (Z: rojo ladrillo; X: verde pálido). La pasta vítreo presenta estructuras fluidales, vitroféricas, o hialopiliticas, en las que se diseminan los microlitos de plagioclasa, hipersteno y escasa hornblenda microcristalina.

b) Tobas brechosas poligénicas. Estas piroclastitas están compuestas por megaclastos líticos de lava andesítica (5-50 cm), pelitas ordovícicas (1-10 cm) y areniscas. También se observan fenocristales (10-15 %) de cuarzo, plagioclasa, biotita, hornblenda y apatita. La matriz cinerítica (55-60 %) es rica en fragmentos de lapilli pumíceo, de granulometría variable.

El contenido de fenoclastos líticos oscila entre 20 y 30 %.

CONSIDERACIONES PETROLOGICAS

En relación a los análisis químicos y normas CIPW de las rocas extrusivas de Chocaya, se puede colegir la presencia de volcanitas félsicas sobresaturadas en sílice, cuyo porcentaje oscila entre 59-63 % de SiO_2 para las andesitas, y 63-64 % SiO_2 para las dacitas, según el esquema de Le Maitre *et al.* (1982). Estas rocas corresponden por tanto (figura 3), a las andesitas y dacitas potásicas de la clasificación de Pecce-rillo y Taylor (1976).

La sobresaturación de sílice se expresa también en los valores positivos del cuarzo en los valores de Niggli (hasta +77), que guardan armonía con la presencia del cuarzo libre modal en las lavas y rocas piroclásticas dacíticas y en los diques de andesita cuarzosa de Animas. Similarmen-te, cabe destacar el carácter peraluminoso del magma que dió origen a la secuencia volcánica investigada.

Tal aspecto se traduce en el exceso de alúmina y en la existencia de corindón normativo, en importante concentración (0,48-4,44 %), que indica nítidamente la contaminación magmática operada por fusión parcial de rocas supracorticales, especialmente sedimentos pelíticos del basamento ordovícico, infrayacente al complejo eruptivo.

La naturaleza calcoalcalina de las rocas volcánicas de Chocaya se indica en un diagrama ternario (AFM) (figura 5) y también guarda relación con los moderados valores de los

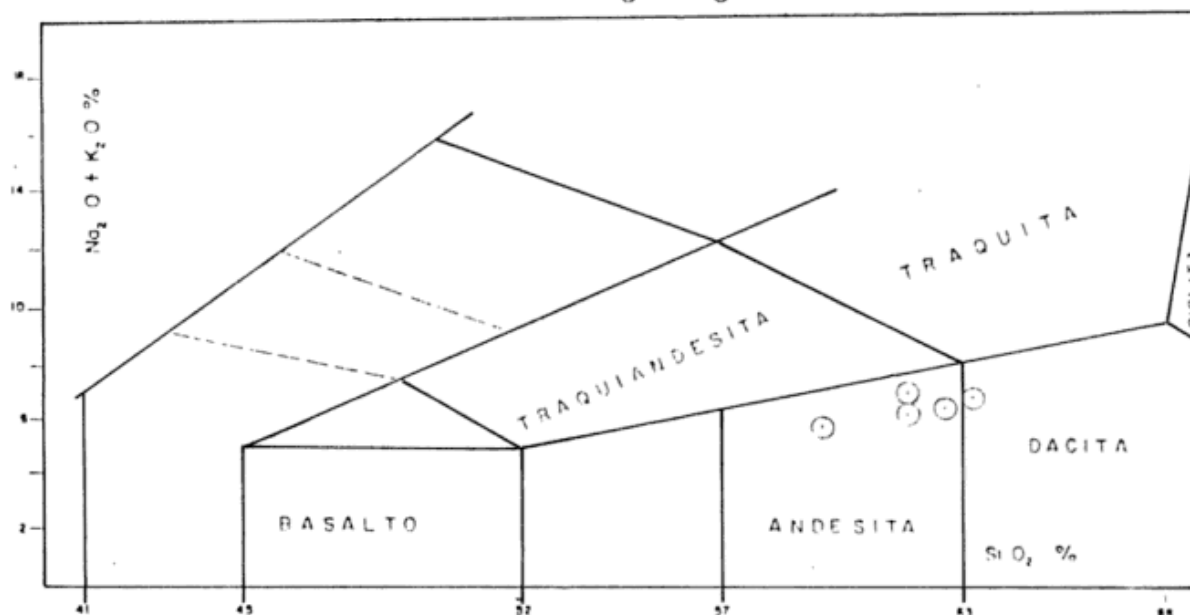


Figura 3: Las rocas volcánicas de Chocaya en el diagrama TAS-SiO₂ (total alcalis vs. sílice) de Lemaître (1984).

índices de alcalinidad, que varían entre 5,79 a 6,61, para las muestras examinadas (cuadro I). Análogamente, los respectivos cocientes del índice Serial Sigma (Rittmann, 1957), del orden de: 1,98-2,14, indican un carácter "Pacífico" para el magma, que oscila desde un término fuertemente cálcico hasta calcoalcalino medio. El importante contenido de vapor de agua del magma tiene directa vinculación con la generación de erupciones explosivas de los tipos pliniano y volcaniano durante la fase inicial de formación del edificio volcánico. De esta manera las rocas piroclásticas y lavas dacíticas poseen más de 2 % de agua, mientras que las erupciones andesíticas de resurgencia de la caldera, registran un contenido menor (1,27 % H₂O). Este factor ocasiona la separación temprana del ortopiroxeno (broncita), en desmedro de la abundancia de biotita y otros constituyentes hidratados de las andesitas, afectadas de una cristalización fraccionada. Consiguientemente, no es difícil imaginar que el desarrollo de la caldera investigada, desde las erupciones freato-magmáticas iniciales de rocas piroclásticas dacíticas, hasta el emplazamiento final de los domos resurgentes de andesita, haya tenido directa relación con una gradual disminución del vapor de agua en la cámara magmática infrayacente.

En términos generales se puede deducir que el magma primario tuvo una composición andesítica, modificada ligeramente en las erupcio-

nes iniciales por la contaminación supracortical, para dar lugar primero a la extrusión de dacitas con mayor contenido de sílice, alúmina, y vapor de agua. Mientras que las erupciones peleanas posteriores, libres de esa contaminación, ocasionaron la efusión de andesitas *stricto sensu*.

Las variaciones en los índices de color (11,7-14,8 para las dacitas y 15,2 a 15,8 para las andesitas) dependen del contenido de hierro total y magnesio en el magma. Obviamente están en directa relación con el contenido modal de minerales ferromagnesianos, que es ligeramente mayor en las andesitas; aspecto que también se visualiza en el diagrama ternario AFM (figura 5).

Por otra parte, los significativos valores de titanio (0,9-1,17 %) se expresan como ilmenita normativa y guardan relación con los moderados valores del índice tau (figura 4) de Gottini (1968).

RELACIONES ESTRUCTURALES CON LA MINERALIZACION

Los eventos tectónicos acaecidos durante las fases de colapso y resurgencia de la caldera de Chocaya ocasionaron la formación de un graben interno, situado en medio del domo resurgente de Animas, el cual contiene las vetas de Sn-Ag de la mina homónima y de Chocaya La Vieja,

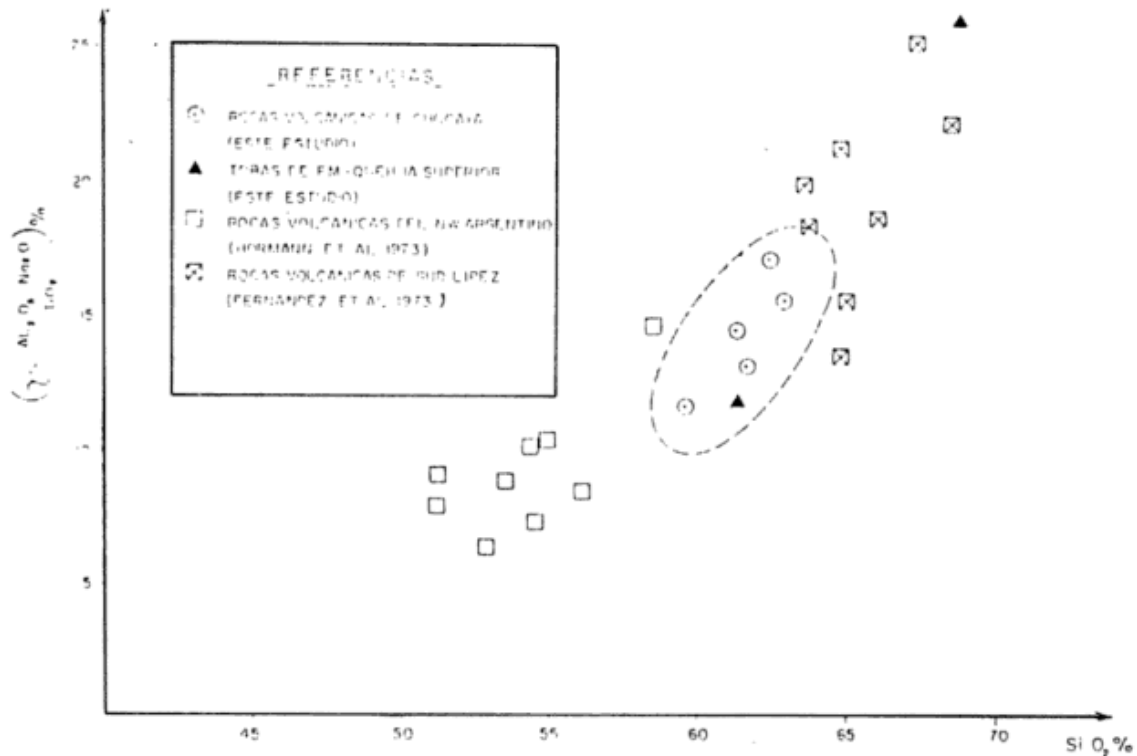


Figura 4: Diagrama TAU (Y) versus sílice (SiO₂) de las rocas volcánicas de Chocaya (Círculo punteado) comparadas con las volcanitas de Sud Lipez y la Puna Argentina.

cuyas principales fallas longitudinales de tensión están rellenas por las vetas troncales: Colorado y Burton, que se extienden desde el yacimiento de Anima hacia Chocaya, juntándose con las vetas Nueva y Clarín de este último depósito mineral. Mientras que otras vetas de Animas, tales como: Arturo, Judíos, Inca, Demasías, etc., siguen la dirección de esfuerzos de cizallamiento, cuyas direcciones predominantes son: N50°E y N58°E, habiéndolo sido producidas por esfuerzos de corte en sentido vertical, aunque ligeramente oblicuas respecto de las vetas-falla tensionales del sistema: Colorada-Burton.

Adicionalmente, el desarrollo de halos de alteración hidrotermal de los yacimientos de Animas, Sietesuyos y Gran Chocaya, pertenecen a las facies: clorítica, sericitica y argillítica (Grant *et al.*, 1980) y definen un diseño concéntrico de la zonación lateral y vertical de la mineralización polimetálica. Así, Sugaki *et al.* (1983) establecen una zona interna de estaño, centralizada en Sietesuyos, una zona intermedia de Ag-Sn localizada en la mina de Animas y una zona exterior de Ag-Pb, situada en la Gran Chocaya, cuya mena argentífera presenta minerales nobles

de plata, como ser: estefanita, polibasita, miargirita, argentita. Mientras que las menas estañíferas de Animas y Sietesuyos llevan estannina y casiterita, con elevado contenido de indio (0,1-0,2 % In).

Los yacimientos citados son del tipo xenotermal o subvolcánico, y se caracterizan por poseer soluciones hidrotermales de temperatura moderada, en el límite con la categoría epitermal, con máximas temperaturas de homogeneización de las inclusiones fluidas del cuarzo, en el rango de 300°C y una salinidad de NaCl equivalente de 26 % (Grant *et al.*, 1977).

La zonación vertical de la mineralización se destaca en profundidad por la prolongación del sistema filonceno de Animas-Chocaya hacia los sedimentos pelíticos del basamento Ordovícico, teniendo un foco de mineralización centralizado en Animas, a una profundidad mayor a 700 m, a partir de la superficie. Conviene subrayar, por otra parte, la marcada analogía existente entre los yacimientos argento-estañíferos de Animas y Chocaya, con los depósitos de metales nobles, producidos por colapso de caldera en el oeste de Estados Unidos.

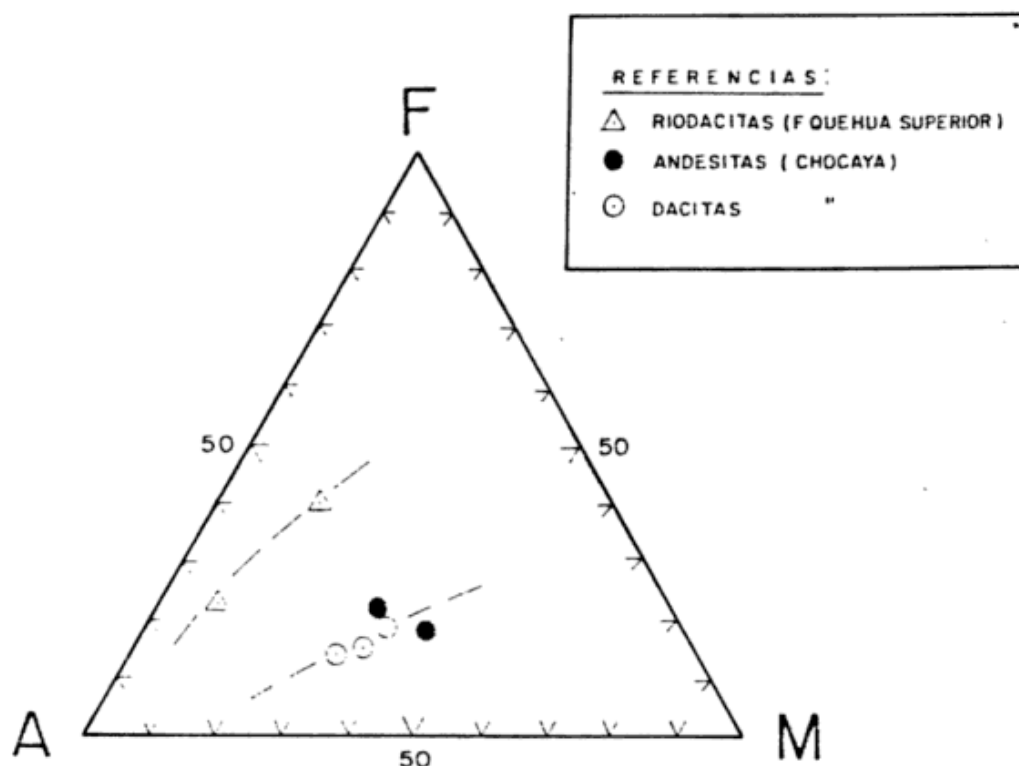


Figura 5: Las rocas volcánicas de Chocaya en el diagrama AFM.

Particularmente con los yacimientos del distrito argentífero de los Montes San Juan, en el estado de Colorado (Barton *et al.*, 1977; Sillitoe, 1977) con la caldera de Creede, que es su mejor ejemplo (Bethke *et al.*, 1976).

Consignientemente, el graben de Colorado-Burton y su prolongación en Chocaya hacia el anfiteatro exterior de la caldera (figura 1), constituye un sitio apropiado para la prospección de nuevos filones argentíferos. Recientes perforaciones a diamantina en el área del Cuadro Inocentes, efectuadas por la Corporación Minera de Bolivia, han demostrado la continuidad de la mineralización argentífera hacia fuera de la caldera.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

De los aspectos tratados anteriormente se puede advertir una evolución cíclica del complejo eruptivo de Chocaya, cuyas fases piroclásticas y lávicas permiten definir la estructura

del centro ígneo como una caldera con fases alternadas de colapso y resurgencia (Smith y Bailey, 1968), la cual fue engendrada por el magmatismo calcoalcalino del Mioceno medio, correspondiente a la fase Quechua Principal (Steinmann, 1930; Avila-Salina, 1985) de los Andes Orientales de Bolivia.

Notablemente, la primera fase de colapso se debió a la expulsión previa de grandes volúmenes de rocas piroclásticas, mediante erupciones explosivas de tipo freato-magmático, resultantes del exceso de vapor de agua confinado en la cámara magmática infrayacente. Por otra parte, las fluctuaciones del contenido de agua en el magma guardan relación con la efusión inicial de las dacitas y la resurgencia del centro eruptivo, a través de erupciones peleanas de andesitas.

En relación a la proveniencia y composición del magma primario, no se puede todavía definir la naturaleza de los procesos que le dieron origen, en razón de la carencia de datos geoquímicos e isotópicos sobre el centro eruptivo de

Chocaya. Sin embargo, las evidencias disponibles sobre la composición de los magmas calcoalcalinos de las regiones vecinas de Sud Lipez y la Puna Argentina favorecen la idea de una importante contaminación supracortical, de un magma andesítico primario, originado en el manto continental (Harmon *et al.*, 1984; Harmon y Hoefs, 1984).

En los aspectos petrológicos examinados de la caldera de Chocaya, las posibilidades de una importante contaminación del magma andesítico primario están fundamentadas en el exceso de alúmina de las volcanitas examinadas (cuadro I), que se traducen en elevados valores de corindón normativo, según el sistema de CIPW, como también en la presencia de inclusiones vítreas y zonación oscilatoria de plagioclasa, el hallazgo de agregados de cuarzo de tipo granoblástico y origen sedimentario, asimilados al magma, como los xenolitos incorporados a las lavas andesíticas del cerro Kumullani, mencionados anteriormente por Smulikowski y Kozlowski (1935).

Adicionalmente, la abundancia de aluminio en el magma se refleja en los valores relativamente altos de los índices tau (Gottini, 1968), de los especímenes analizados aquí (figura 4).

En lo que respecta a las fases de resurgencia de la caldera, se debe señalar, en primer término, la extrusión del domo lávico de Animas, en una primera fase de resurgencia. En segunda instancia esa unidad rocosa ha sido conceptuada persistente y erróneamente como un "stock" en la Literatura Geológica de Bolivia, aunque tal argumento *Deus ex machina* se derrumba por sí sólo, ante la inexistencia de chimeneas volcánicas centralizadas y rasgos intrusivos en las rocas observables en la profundidad de las minas de Animas y Chocaya, que atraviesan la caldera.

Como conclusiones del presente estudio se consideran:

I) El complejo volcánico de Chocaya conforma una caldera volcánica producida por fases alternadas de colapso y resurgencia.

II) La sucesión de erupciones volcanianas y plinianas de rocas piroclásticas dacíticas (tobas, brechas tobáceas, cineritas, etc.), seguida posteriormente por erupciones peleanas andesíticas de tipo resurgente, tienen estrecha relación con la gradual disminución del contenido de vapor

de agua en la cámara magmática infrayacente, que ocasiona las erupciones finales de los domos andesíticos (i.e.; Kumullani).

III) La naturaleza calcoalcalina de las volcanitas estudiadas y la composición de éstas (dacitas de biotita, andesitas affricas) se vincula a un magma primario andesítico, engendrado en el manto continental y ligeramente contaminado en la corteza superior.

IV) El fracturamiento de colapso del domo lávico de Animas ocasionó la formación del graben compuesto por las vetas-falla: Colorada y Burton, elemento estructural importante para el emplazamiento epigenético del sistema filoneo de Animas y Chocaya, donde prevalece una mineralización argento-estañífera de valor económico.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece al profesor doctor Russell S. Harmon de la Universidad Metodista de Dallas, por el envío de sus valiosos estudios isotópicos sobre el origen de las rocas andesíticas de los Andes Centrales, que sirvieron para la elaboración del manuscrito. Igualmente reconoce la cooperación del ingeniero René Torrejón, de la Corporación Minera de Bolivia, en la preparación de las ilustraciones.

También le cabe agradecer los valiosos comentarios de la doctora Beatriz Coira del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (Argentina) y al doctor J. Naranjo del Servicio de Geología y Minería de Chile, durante la exposición del tema, llevada a cabo en el Simposio de Volcanología, auspiciado por el Proyecto 249 del P.I.C.G., que se llevó a cabo en la ciudad de Tucumán, durante el Xº Congreso Geológico Argentino.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- AHLFELD, F. y L. BRANISA, 1960. *Geología de Bolivia*. Ed. IBP, 1-245, La Paz.
- _____ y A. SCHNEIDER-SCHIERBINA, 1964. *Los yacimientos minerales y de hidrocarburos de Bolivia*. DENAGEO, Bol. 5: 1-388, La Paz.
- AVILA-SALINAS, W., 1985. *Los ciclos tectomagmáticos de los Andes de Bolivia*. Proc. Symp. Int. Proj. 120 PICG - Rev. Comunicaciones, 35: 3-9, Santiago.

Asociación Geológica Argentina

- BARTON, P. B., P. M. BETKHE y E. ROEDDER, 1977.** *Environment of ore deposition in the Creede Mining district, San Juan Mountains, Colorado. Part III: progress toward interpretation of the Chemistry of the ore-forming fluid for the Oil-vein.* Econ. Geol. 72 (1): 1-24, Lancaster, Penn.
- BETHKE, P. M., B. P. BARTON, M. A. LANPHERE y T. A. STEVEN, 1976.** *Environment of ore deposition in the Creede Mining district, San Juan Mountains, Colorado. Part II: Age of mineralization.* Econ. Geol., 71 (6): 1006-1011, Lancaster, Penn.
- BLOOMFIELD, K. y S. VALASTRO, 1974.** *Late Pleistocene eruptive history of Nevado de Toluca volcano, Central Mexico.* Geol. Soc. Amer. Bull., 85: 801-906, Denver.
- _____, **G. SANCHEZ RUBIO y L. WILSON, 1977.** *Plinian eruptions of Nevado de Toluca volcano, Mexico.* Geol. Rundschau, 66 (1): 120-146, Stuttgart.
- GOTTINI, V., 1968.** *The TiO₂ frequency in volcanic rocks.* Geol. Rundschau, 57: 930-935, Stuttgart.
- GRANT, N., C. HALLAS, W. AVILA-SALINAS y G. A. VILA, 1977.** *Igneous Geology and the evolution of hydrothermal systems in some sub-volcanic tin deposits of Bolivia.* En: *Volcanic processes in ore genesis.* Inst. Mining and Metall. and Geol. Soc. London meeting, spec. issue, 7: 117-126, London.
- _____, _____ y **N. J. SNELLING, 1979.** *Potassium-argon ages of igneous rocks and mineralization in a part of the Bolivian tin belt.* Econ. Geol., 74: 838-851, Lancaster, Penn.
- _____, _____, **S. M. F. SHEPPARD y W. AVILA-SALINA, 1980.** *Evolution of the porphyry tin deposits of Bolivia.* Mining Geol. spec. issue, 8: 157-173, Tokyo.
- HARMON, R. S., B. A. BARREIRO, S. MOORBATH, J. HOEFS, P. W. FRANCIS, R. S. THORPE, B. DERUELLE, J. MC HUGH y J. A. VIGLINO, 1984.** *Regional O-Sr and Pb isotope relationships in the Late Cenozoic calc-alkaline lavas of the Andean cordillera.* Jour. Geol. Soc. London, 141 (5): 803-822, Belfast N. Ireland.
- _____, _____ y **J. HOEFS, 1984.** *Oxygen isotope ratios in Late Cenozoic Andean volcanics.* En: *Andean magmatism: chemical and isotopic constraints.* (R. S. Harmon y B. A. Barreiro eds.). Shiva Geol. Series, 9-20, London.
- JICA, 1980.** *Informe de investigación geológica en el área de Gran Chocaya, República de Bolivia.* Jica M. Mining Ag. of Japan, 6, (inéd.).
- KUSSMAUL, S., P. K. HORMANN, E. PLOSKONKA y T. SUBIETA, 1977.** *Volcanism and structure of South-western Bolivia.* Jour. Volcanol. and Geoth. Res., 2: 73-111, Amsterdam.
- LE MAITRE, R. W., G. BELLINI, M. J. LE BAS, R. SCHMID, A. STRECKEISEN, E. ZANETTIN, E. M. PICCIRILLO y E. JUSTIN-VINCENT, 1982.** *A proposal for a definitive chemical classification of volcanic rocks, based on the total alkali-silica diagram.* IUGS, Sub-commission Sits. Igneous Rocks, Circ. 36, Contrib. 100.
- PECCERILLO, A. y S. R. TAYLOR, 1976.** *Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kasta monu area, northern Turkey.* Contr. Min. and Petr., 68: 68-81.
- RITTMANN, A., 1957.** *On the serial character of igneous rocks.* Egyptian Jour. Geol., 1: 23-48, El Cairo.
- SILLITOE, R. H., 1977.** *Metallic mineralization affiliated to subaerial volcanism: a review.* En: *Volcanic processes in ore genesis.* Inst. Min. Metall. and Geol. Soc. London meeting, spec. issue 7: 99-116, London.
- SMULIKOWSKI, K. y R. KOZŁOWSKI, 1935.** *Les roches éruptives des Andes de Bolivie.* Arch. Minier Soc. des Sci. et Lett. Varsovie, X: 121-235, Varsovia.
- SMITH, R. L. y R. A. BAILEY, 1968.** *Resurgent cauldrons.* Geol. Soc. Amer. Mem., 116: 613-662, Boulder.
- STEINMANN, G., 1930.** *Geologie von Peru.* Carl Winter Verlag, 1-435, Heidelberg.
- SUGAKI, A. et al., 1983.** *Geological and mineralogical studies on the polymetallic hydrothermal ore deposits in Andes of Bolivia.* Sendai: 1-191, Tokyo.
- TURNER, J. C. M., 1964.** *Descripción geológica de la Hoja 2b: La Quiaca.* Min. Econ. Argentina, Bol. 103: 1-109, Buenos Aires.

WALDO ARTURO AVILA-SALINAS

Academia Nacional de Ciencias de Bolivia
Casilla 5829
La Paz - Bolivia

DEPOSITOS PIROCLASTICOS EN LA FORMACION ALBARRACIN, TERCARIO, PRECORDILLERA SANJUANINA

Felisa Bercowski y Guillermo J. Figueroa

RESUMEN

Se analizan las rocas piroclásticas de la Formación Albarracín, especialmente en sus bloques y coladas piroclásticas, siendo sus volúmenes intermedios, y su composición andesítica y dacítica. Se produjeron probablemente por un colapso explosivo debido a un endomamiento o por colapso de una columna eruptiva vertical.

Las litofacies muestran características proximales de un centro eruptivo vecino con una edad propuesta de $12 \pm 1,4$ Ma de acuerdo a las trazas de fusión efectuadas en una toba intercalada.

ABSTRACT

In this paper we analyze pyroclastic rocks of the Albarracín Formation, emphasizing block and ash flows. They are of intermediate volume and andesitic and dacitic in composition. They were probably produced by explosive collapse of an actively growing dome or by the collapse of a vertical eruptive column.

The lithofacies shows proximal characteristics and so an eruptive center in the neighborhood is proposed to an age of $12 \pm 1,4$ Ma, according the fission-track age of an intercalated tuff.

INTRODUCCION

La quebrada Albarracín está ubicada al oeste de la ciudad capital de San Juan, sobre la margen derecha del río del mismo nombre, en Precordillera Central (figura 1).

Los afloramientos principales en el área pertenecen a la Formación Punta Negra (Devónico) y a la Formación Albarracín (Terciario), motivo del presente estudio. Esta última se destaca en el conjunto por sus coloraciones claras.

La secuencia perteneciente a la Formación Albarracín tiene un rumbo noroeste-sureste siguiendo el lineamiento principal de la quebrada homónima. Los límites de la misma están dados por fallas inversas con dirección predominante norte-sur. Es importante destacar que la megatrazada de Salinas Grandes intersecta a este sector (Baldis *et al.*, 1979), habiendo facilitado seguramente, la implantación de cuerpos dómicos en el área.

Estos domos son de composición dacítica-andesítica (Leveratto, 1968) y de edad terciaria (Mioceno medio); ellos afectan a las sedimentitas paleozoicas y terciarias conformando estructuras plegadas.

El sector de nuestro interés está ubicado dentro de la zona de subducción de bajo ángulo (*flat subduction*), la cual va acompañada de una tectónica particular que la diferencia de los otros sectores andinos (Barazangi e Isacks, 1976).

Durante la implantación de los cuerpos dómicos se han desarrollado eventos volcánicos explosivos, los cuales están representados por depósitos intercalados en una secuencia clástica de tipo aluvial (Figueroa, 1987). Estos eventos y sus productos son los que se describirán e interpretarán en el desarrollo del presente trabajo.

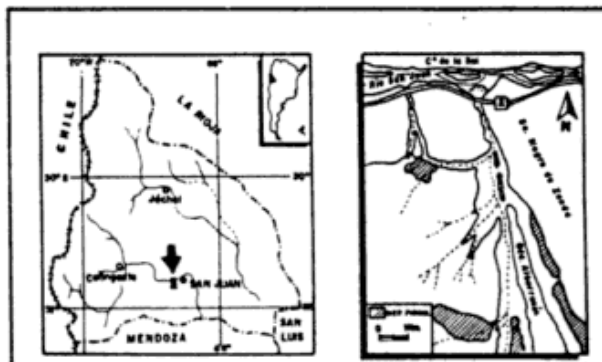


Figura 1: Mapa de ubicación

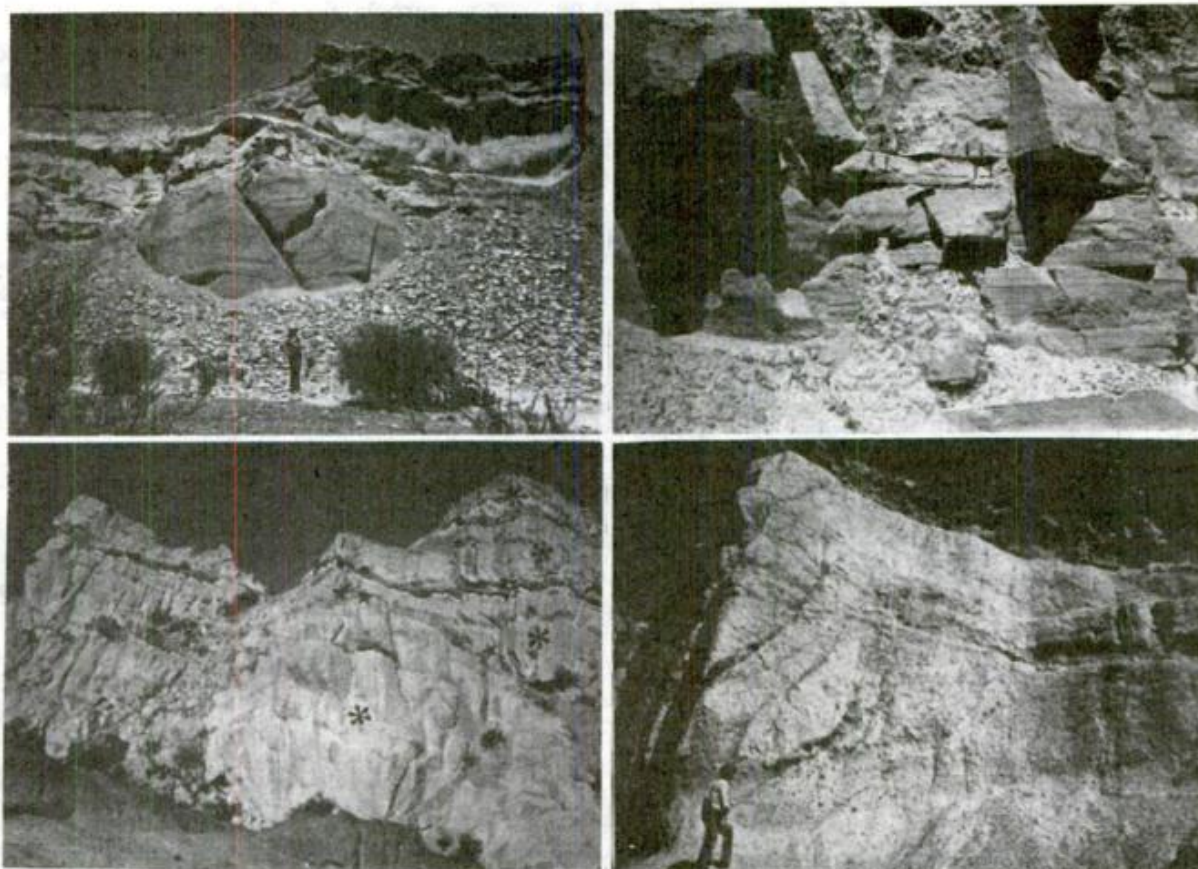


Foto 1: Secuencia de coladas y oleadas (estrella) piroclásticas. **Foto 2:** Detalle de las oleadas piroclásticas laminadas de la foto anterior. **Foto 3:** Se destaca la superposición de coladas piroclásticas (asterisco) separadas por co-ignimbritas de proyección aérea o conglomerados epiclásticos (estrella). **Foto 4:** Muestra a una unidad de enfriamiento. Las flechas señalan las fracturas que afectan al conjunto.

La secuencia piroclástica está constituida por cinco unidades eruptivas, las que se encuentran superpuestas. Están presentes los siguientes productos: oleadas piroclásticas (*surges*), coladas piroclásticas (*pyroclastic flows*), brechas de explosión, co-ignimbritas de proyección aérea y flujos de bloques (*debris flow*).

DESCRIPCION DE LOS DEPOSITOS PIROCLASTICOS

Coladas Piroclásticas: representadas por rocas de colores gris claro, bien compactas, pobremente seleccionadas y textura matriz sostén. Son bancos masivos, tabulares y con potencias entre 3,5 y 27 m, manteniendo sus fragmentos en general una tendencia granodecreciente. Los contactos basales son netos y planos, al igual que el techo. Corresponde a la facies A (figura 2).

Está compuesta principalmente por dacitas, en tamaños correspondientes a bloques finos (fragmentos mayores de 64 mm, Fisher, 1966), angulosos y de hábito equidimensional; le siguen en menor proporción fragmentos de areniscas finas subredondeadas (en tamaños que oscilan alrededor de los 10 cm). Además están presentes escasos clastos de caliza y de gneiss biotítico-anfibólico. Se destaca asimismo la presencia de pómez gris blanquecino de composición dacítica, poco compacta, los cuales se hallan en parte colapsados. Los tamaños son variables entre 0,5 y 3 cm y su porcentaje oscila alrededor del 35 % del total de los componentes.

Los fragmentos líticos, están engarzados en una escasa matriz vitroclástica, fluidal.

Esta facies pasa insensiblemente en forma lateral a unidades de roca que presentan texturas matriz-sostén de colores gris claro, bien com-

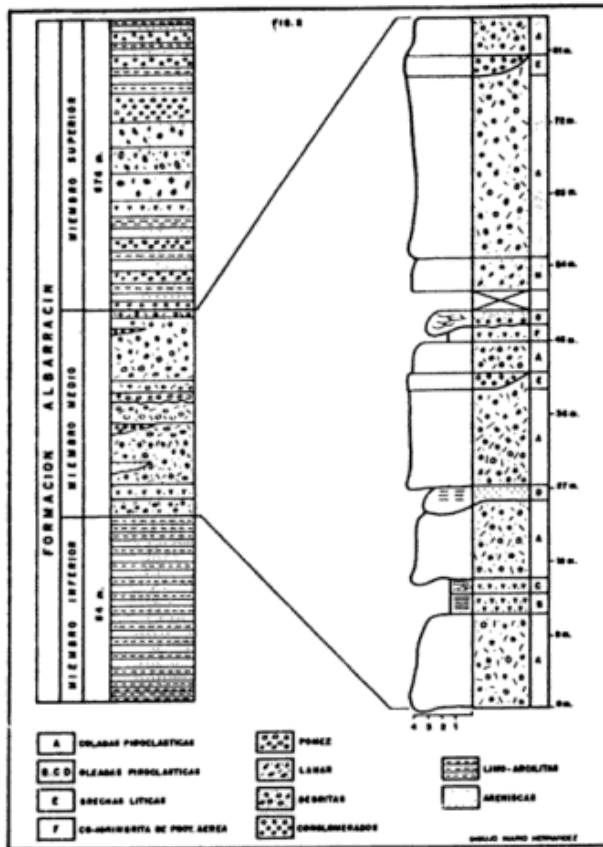


Figura 2: Perfil de la Formación Albarracín

compactas que se presentan en bancos tabulares sin estructura interna, con techo y base plano. El espesor medio es de 12 m (foto 1).

El grado de selección es bajo y con fragmentos líticos angulosos menores de 1 cm compuestos predominantemente por fragmentos de areniscas verdes, siguiendo en orden de abundancia las dacitas y los fragmentos de pómez.

Flujos de bloques: Son bancos de formas lenticulares, con base irregular y la potencia de los mismos alcanza hasta los 2 m de espesor. No se observan estructuras internas y la matriz es escasa.

Está compuesto por bloques de dacitas y andesitas que constituyen el 80 % y participan también: areniscas verdes oscuras (15 %) y escasos bloques de caliza (mármol), gneiss biotítico-anfibólico y pómez; las dimensiones oscilan entre 10 y 25 cm; estos bloques son angulosos y de hábito equidimensional.

Debemos destacar la escasa participación de material piroclástico fino (cenizas) y además la posición que ocupa dentro de la unidad de flujo.

Oleadas piroclásticas (surge): a) Laminadas (Araña y Ortiz, 1984): Depósitos de textura mediana a gruesa, gris blanquecina y bien compacta. Constituyen estratos tabulares con base neta y plana, en espesores que varían entre 0,45 y 2,75 m, internamente presentan una laminación gruesa, plana paralela, con gradación interna, pasando a estratificación fina del mismo tipo hacia el techo (foto 2).

Composicionalmente está formada por fragmentos líticos de tobas vítreas y cristales entre los cuales predominan plagioclasas, también están presentes biotita y cuarzo; la matriz es vítrea con un tamaño promedio entre 150 y 250 μ .

b) **Con estructuras entrecruzadas:** Depósitos de granometría mediana a gruesa, gris mediano, bien compactos. Se presenta en bancos tabulares, con contacto basal neto y plano (foto 2). El espesor de esta unidad es de aproximadamente 0,50 m. Presenta entrecruzamiento planar en pequeña escala y en parte laminación ondulada. Composicionalmente está constituida por: cristales de plagioclasa, anfíboles y líticos de tobas vitroclásticas, pómez (en parte subredondeadas) y con cemento zeolítico (fotos 6a, nicoles // y b nicoles x). El tamaño oscila entre 200 y 400 μ .

c) **Masiva:** Dada por piroclastitas gruesas, gris clara y muy compacta (foto 3). Dispuesta en un banco masivo cuya potencia varía entre 0,50 y 1,50 m, mostrando la base un contacto neto. La geometría del cuerpo es lenticular; corresponde a la facies F*.

Está compuesta por: cristales frecuentemente fracturados (foto 7) de plagioclasa de composición andesina, con maclas tipo albita y zonación; también son comunes los engolfamientos; hornblenda pardo-amarillenta; litoclastos vitrocrystalinos y pómez. La matriz es vítrea con tamaños que varían entre 100 y 500 μ .

Lahares: Constituidos por un depósito de grano grueso matriz-sostén, gris verdoso y poco consolidado. Está pobremente seleccionado y carece de estructuras (foto 4a). Los clastos pre-

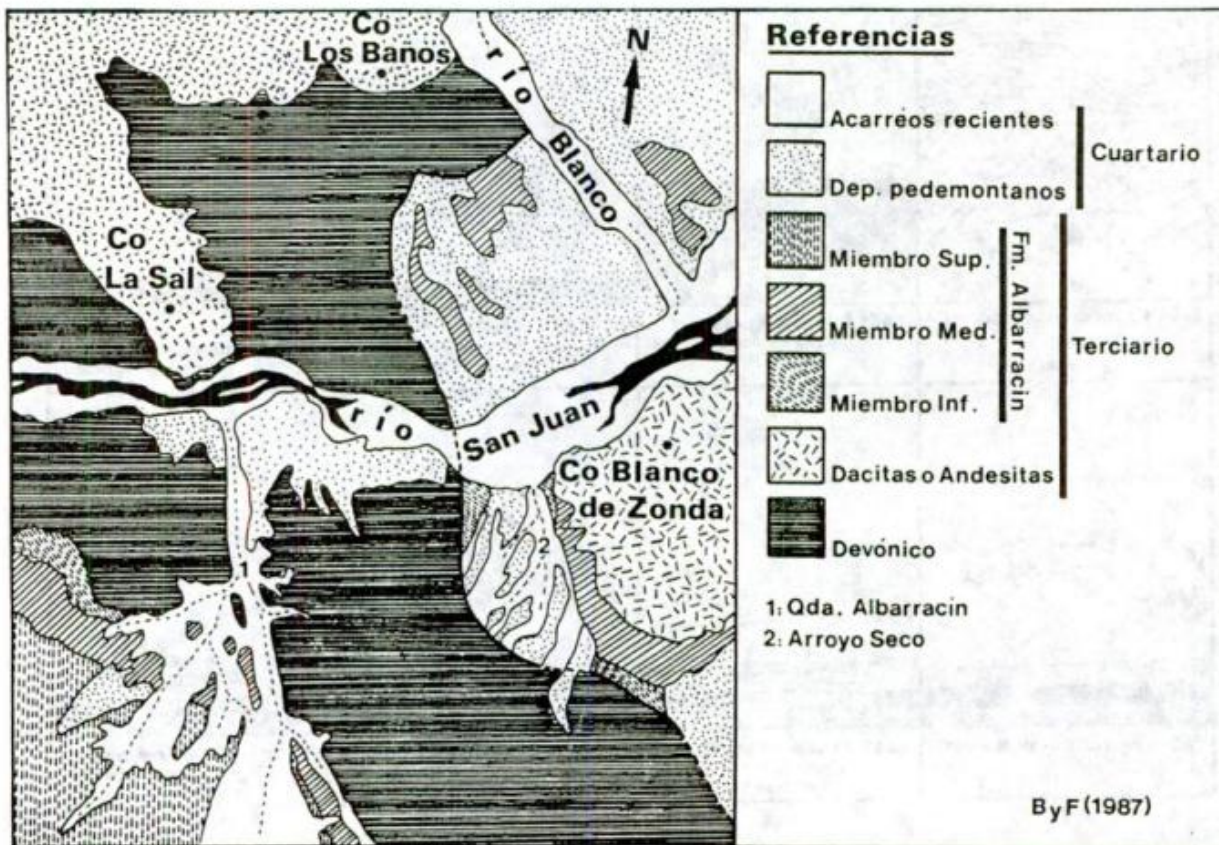


Figura 3: Geología del área de estudio.

sentan una imbricación del tipo a (//), a(i). La potencia es de 15,6 m y la geometría del cuerpo es tabular con base neta y plana.

La fracción clástica incluye: andesitas y dacitas, subangulosas, en tamaños variables hasta 40 cm (50 %) (foto 4a); areniscas verdes,

redondeadas, hasta 30 cm (30 %) y pómez dacíticos, subangulosos, con diámetros entre 5-15 cm (20 %) (foto 4b).

La matriz es de naturaleza volcánica gruesa, con abundantes cristales de plagioclasa, líticos y vidrio.

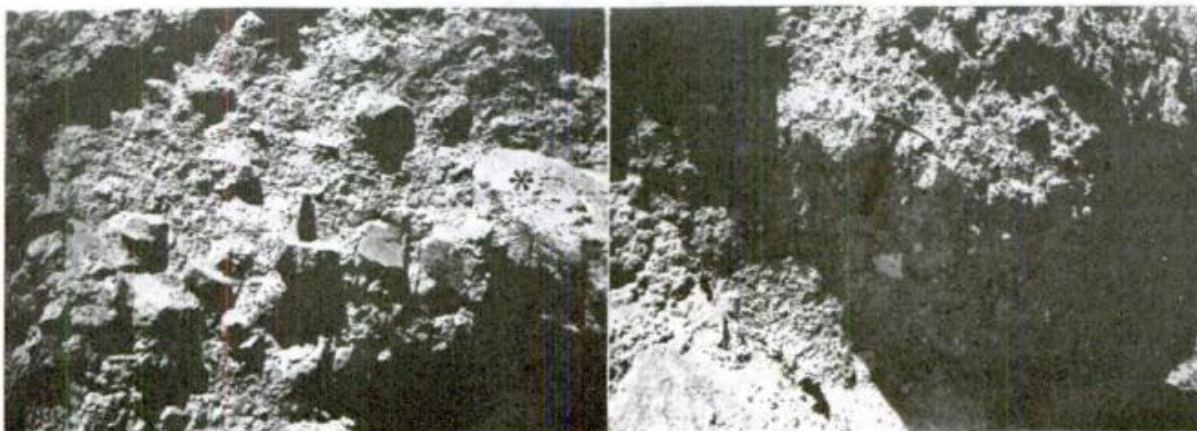


Foto 4a: Otro detalle del lahar. Se observan bloques de caliza y dacíticos (asterisco). Foto 4b: Corresponde a un lahar. Nótese la abundancia de matriz y el bajo grado de selección.

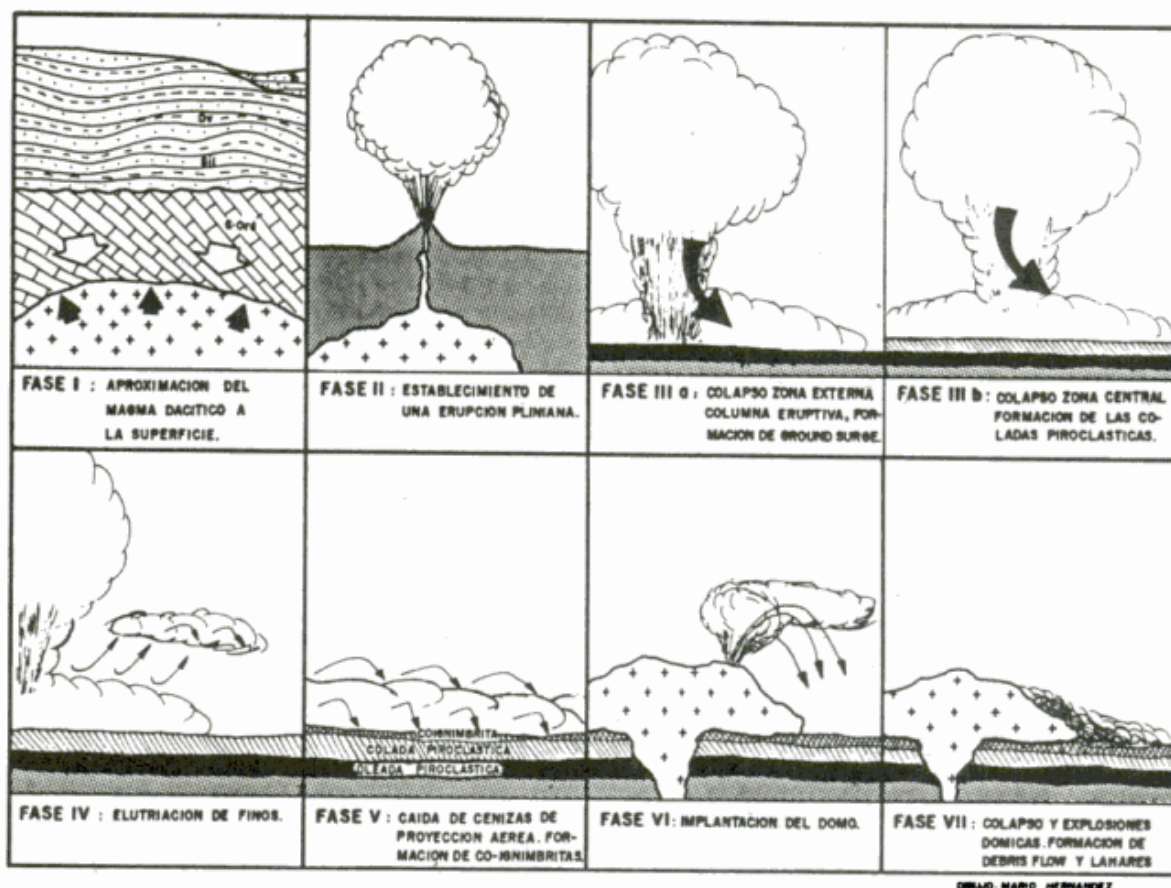


Figura 4: Reconstrucción de los mecanismos eruptivos.

ALGUNAS CONSIDERACIONES

La asociación de las diferentes unidades de origen piroclástico correspondientes al miembro medio de esta secuencia, presentan características coincidentes con las descritas por Sparks *et al.* (1973) y Sheridan (1979) para un evento eruptivo de tipo pliniano típico.

Se destaca, que las coladas piroclásticas constituyen a su vez unidades de enfriamiento (foto 5), compuestas hasta por 3 set en nuestro caso. Se entiende por unidad de enfriamiento al cuerpo de roca constituido por dos o más coladas piroclásticas que se han enfriado conjuntamente, lo cual queda evidenciado a través de fracturas que afectan al conjunto.

Entre los componentes juveniles debemos citar a fragmentos de dacita, pómez y formando parte de la matriz a abundantes cristales de plagioclasa (oligoandesina) y anfíboles (hornblenda).

No se ha reconocido soldamiento ni deformación plástica del vidrio, lo que puede responder a que estos depósitos han sido formados

a partir de flujos piroclásticos no suficientemente calientes. Al respecto Yagi (1966) indica que la deformación y soldamiento del vidrio es insignificante por debajo de los 550°C, valor éste que varía según la composición y contenido de volátiles.

Los clastos de areniscas verdes (Silúrico-Devónico), de caliza (Cambro-Ordovícico) y gneiss anfíbólico (Basamento Cristalino), son constituyentes accidentales. La presencia de caliza y gneiss nos indica que las calizas cambro-ordovícicas aflorantes en las cercanías como también el Basamento Cristalino se hallan a una profundidad relativamente baja en este sector.

Los accidentales de caliza y gneiss son más abundantes en los niveles medios y superiores, indicando el aumento progresivo en la profundidad de arrastre.

Conviene destacar que la distribución de los líticos y los pómez es en la mayoría de los casos simétrica (inversa a normal), no respondiendo así a la distribución clásica de los mismos, que es normal en los líticos e inversa en los pómez.

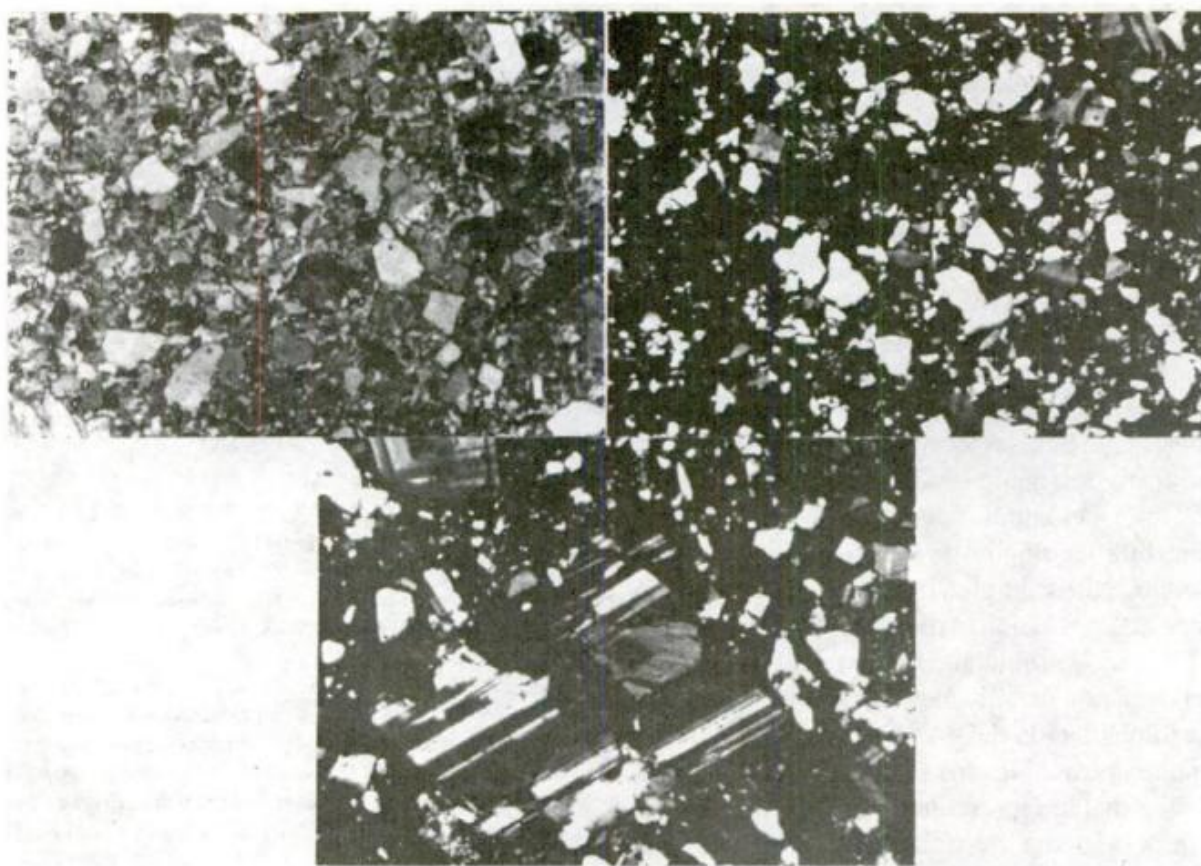


Foto 6a: Corresponde a la facies de oleadas entrecruzadas. Muestra la abundancia de cristales de plagioclasa, hornblenda y pómez. Presenta buen grado de selección y escaséz de matriz; ambas observaciones caracterizan a las oleadas piroclásticas. X 17. Luz paralela. **Foto 6b:** Idem anterior con nicoles cruzados. **Foto 7:** Corresponde a la facies F. Obsérvese el alto grado de fracturación en el cristal de plagioclasa. X 20 con nicoles cruzados.

Las coladas piroclásticas están separadas entre sí por niveles de oleadas piroclásticas (*surges*) o bien por conglomerados epiclásticos o coignimbritas (foto 3). Las oleadas piroclásticas (B-C-F, figura 2) presentan buen grado de selección, alto contenido de cristales (foto 6), laminación gruesa plana paralela, ondulada y/o entrecruzamiento planar (foto 2); y constituyen depósitos de espesores variables lateralmente (generalmente en potencias menores a 1 m); por la posición que ocupan en la secuencia constituyen la base o techo del flujo piroclástico. Los basales pueden tratarse de los denominados “*ground surges*” debido a: 1) su alto contenido de cristales, y 2) que la secuencia es de carácter proximal; mientras que los cuspidales pueden corresponder a los “*ash cloud surge*”.

La litofacies E define a una brecha lítica (*colag fall ignimbrite*), la misma es indicadora

de la cercanía al centro eruptivo, por lo tanto resultan de alto valor diagnóstico para la interpretación de depósitos antiguos.

Considerando la definición de la “Unidad de Erupción” (Fisher y Schminke, 1984), el perfil A-A’ demuestra la existencia de 7 unidades parcialmente completas las que disminuyen su potencia y su número hacia el noroeste, ya que a la altura de B-B’ sólo aparecen 5 unidades.

INTERPRETACION DE LOS FENOMENOS ERUPTIVOS

Teniendo en cuenta las características de los depósitos, su sucesión estratigráfica, y siguiendo la metodología de Viramonte *et al.* (1984), es posible intentar la reconstrucción de los mecanismos eruptivos que dieron origen a estos depósitos.

La secuencialidad de los eventos (véase figura 4) puede imaginarse con la aproximación a la superficie de un magma de composición dacítica, que se pone violentamente en expansión produciendo una columna eruptiva de tipo Pliniana. Casi de inmediato, dicha columna colapsa, dando origen a las oleadas piroclásticas de la base de la secuencia como a las coladas piroclásticas.

La elutriación de los finos de la nube acompañante y su posterior caída, origina en los sucesivos eventos las co-ignimbritas de proyección aérea tardía y que separan las distintas coladas piroclásticas. Es posible, que algunos depósitos intercalados en la secuencia piroclástica, sean producto de algunos eventos hidromagmáticos, por interacción del magma con el agua del sistema hidrogeológico de la región. Asimismo, en algunos casos, la elutriación de los finos de la nube acompañante, tuvo una relación gas/sólido tal y flujo turbulento, lo que dió origen a la depositación de unidades de "Ash cloud surge". La implantación del domo del Cerro Blanco de Zonda y otros ubicados al norte del Río San Juan, posiblemente representa la última etapa evolutiva del sistema volcánico. Esta fase, está relacionada a la extrusión final de la dacita viscosa y con escasa cantidad de volátiles. Asociada a la implantación de los domos, seguramente debió estar relacionada una actividad explosiva con derrumbe de coladas viscosas dómicas, explosiones volcánicas, etc. las que estarían representadas por los depósitos de flujo de bloques, los lahares y los depósitos de proyección aérea cuspidales.

SINTESIS

Los flujos piroclásticos del miembro medio de la Formación Albarracín, han sido formados principalmente a partir del colapso de una columna eruptiva asociada a la implantación del Cerro Blanco de Zonda, posiblemente con algunos eventos hidromagmáticos.

Dicho evento ha tenido lugar hace $12,4 \pm 1,8$ Ma (Mioceno medio), acorde a la edad determinada en una toba intercalada en este grupo (Tabbutt *et al.*, 1987).

La ubicación de los flujos piroclásticos en la columna litológica local indica que ocupan la parte distal de un abanico aluvial.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo contó con el apoyo económico del PID 3924701/85 otorgado por CONICET.

Se agradece a J. G. Viramonte (UNSA) por la lectura crítica y sus comentarios en el terreno; J. H. Reynolds (Dartmouth College) por sus apreciaciones de campo; T. E. Jordan (Cornell University), P. Gurstein (CIG-UNLP) y R. V. Fisher (University of California) por la bibliografía y otros elementos facilitados.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ARAÑA SAAVEDRA, V. y R. ORTIZ RAMIS, 1984. *Volcanología*. Ed. Rueda, 1-528, Madrid.
- BALDIS, B. A., E. R. ULIARTE y A. VACA, 1979. *Análisis estructural de la comarca sísmica de San Juan*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXIV: 294-310, Buenos Aires.
- BARAZANGI, M. y B. L. ISACKS, 1976. *Spatial distribution of earth-quakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America*. *Geology*, 4: 682-692.
- FIGUEROA, G. J., 1987. *Estudio litológico de la Formación Albarracín en la quebrada homónima, Precordillera, provincia de San Juan*. UNSJ, Trab. Final Lic., 1-124, (inéd.).
- FISHER, R. V. y H. V. SCHIMMKE, 1984. *Pyroclastic Rocks*. Ed. Springer-Verlag, New York., 1-470.
- LEVERATTO, M. A., 1968. *Geología de la zona al oeste de Ullín-Zonda, borde oriental de la Precordillera de San Juan*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXIII: 129-157, Buenos Aires.
- SHERIDAN, M. F., 1979. *Emplacement of pyroclastic flows: A review*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Sp., Pap. 180.
- TABBUTT, K., C. W. NEASER, T. E. JORDAN y P. CERVENY, 1987. *Edades nuevas por métodos de trazas de fisión de tobas mio-pliocenas en las Sierras Pampeanas y la Precordillera Argentina*. Xº Congr. Geol. Arg., este volumen.
- VIRAMONTE, J. G., R. H. OMARINI, V. ARAÑA SAAVEDRA, A. APARICIO, L. GARCIA CACHO y P. PARICA, 1984. *Edad, génesis y mecanismos de erupción de las riolitas granatíferas de San Antonio de los Cobres, Salta*. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, III: 216-233.
- YAGI, K., 1966. *Experimental study on pumice and obsidian*. *Bull. Volcanology*, 29: 559-578.

FELISA BERCOWSKI

Universidad Nacional de San Juan
CONICET

GUILLERMO JOSE FIGUEROA

Universidad Nacional de San Juan

LA PROVINCIA BASALTICA ANDINO CUYANA (35-37° L.S.).

Adriana Bermúdez y Daniel Delpino

RESUMEN

La actividad ígnea durante el Cenozoico superior relacionada al margen andino convergente en la región extraandina argentina, ubicada entre los 35 y 37 grados de L.S. presenta particularidades geológico-estructurales y petrológicas.

Una de ellas es la inusual amplitud del Arco Andesítico el cual se extiende hasta una distancia de 500 km hacia el este de la fosa oceánica.

Otra, es la presencia de voluminosas erupciones basálticas cuaternarias en posición de "retroarco e intra-arco" que se agrupan en este trabajo en la Provincia Basáltica Andino Cuyana (PBAC).

Las rocas que componen la PBAC presentan características geoquímicas propias que las definen como un "nuevo tipo basáltico", pues combinan rasgos de basaltos alcalinos y basaltos de arco.

Su génesis es consistente con muy bajos porcentajes de fusión parcial a partir de un manto de composición peridotítica.

El mecanismo principal de erupción ha sido a través de grandes fracturas bajo la influencia de un régimen estructural de Extensión.

ABSTRACT

The igneous activity in the andean margin during the Upper Cenozoic, behind the Principal Cordillera and between 35 and 37 S.L. has unique structural, geological and petrological characteristics, including the unusual width of the Miocene-Pleistocene andesitic arc: 500 km from the oceanic trench; and the voluminous Quaternary basaltic eruptions in back-arc and intra-arc setting.

The latter eruptions of the Andino-Cuyana Basaltic Province (PBAC) exhibit distinctive geochemical properties which helps to define a new basaltic type: they combine characteristics from alkaline basalts and arc basalts.

Trace element suggest that these volcanic rocks derive from a peridotitic mantle source by small degrees of partial melting.

The main eruptive mechanism was through fissures developed under an extensional regimen in continental crust.

INTRODUCCION

El margen convergente entre la placa oceánica de Nazca y la placa continental Sudamericana define un tipo de margen activo denominado "margen andino".

La actividad volcánica de este margen donde la placa oceánica subduce por debajo de la continental, está caracterizada a escala global por la presencia de un arco volcánico andesítico o "línea andesítica" ubicada paralelamente a la zona de subducción.

Sin embargo, cuando se realiza un análisis con mayor detalle, el modelo adquiere complicaciones y peculiaridades tanto desde el punto de vista geológico-estructural como petrológico.

Este es el caso de la región ubicada al este de la cadena volcánica orogénica en el sur de la provincia de Mendoza y norte de la de Neuquén, entre los 35 y 37 grados de L.S., donde la actividad ígnea ha sido de mayor magnitud respecto a los segmentos adyacentes durante los tiempos cenozoicos.

Específicamente, durante el Plioceno-Cuaternario tuvieron lugar voluminosas erupciones basálticas las que se han denominado Provincia Basáltica Andino-Cuyana (PBAC) (Bermúdez y Delpino, 1987). Las rocas que la componen, tal como se demostrará a lo largo de este trabajo, presentan características especiales que permiten definir un nuevo "tipo basáltico".

Estas singularidades se ponen de manifiesto en tres aspectos principales que se detallan a continuación:

1) Su relación particular con el proceso de subducción y con el "arco andesítico".

2) Su ambiente geotectónico de emplazamiento, que caracteriza la relación entre los esfuerzos regionales y sus mecanismos eruptivos.

3) Sus características geoquímicas considerando elementos mayoritarios, trazas, tierras raras e isotopos.

LOS CENTROS VOLCANICOS DEL ARCO OROGENICO

Los primeros y mas completos estudios han sido realizados sobre el cordón volcánico Pleistoceno superior-Holoceno que se extiende a lo largo del límite argentino-chileno. Así, han sido descritos estrato-volcanes, compuestos de andesitas y basaltos como el Volcán Azufre-Planchón-Peteroa, Descabezado Grande, Quizapu, Azul, San Pedro; de andesitas como el Longavi y Antuco y dacíticos-riolíticos como el Chillán; además de calderas como la de Calabozos, con emisión de flujos piroclásticos riolíticos (Drake, 1976; Hildreth *et al.*, 1983) (figura 1). La composición de las andesitas es principalmente calcoalcalina y los basaltos son aluminicos considerandose estas rocas como originadas por procesos inducidos en especial por la placa que subduce (Hickey *et al.*, 1984).

Estos centros Pleistoceno superior-Holoceno se localizan entre 280 y 320 km al este de la fosa oceánica y tienen una orientación nornoreste; ubicándose en su mayor parte, al oeste de la línea divisoria de aguas que marca el límite internacional entre las repúblicas de Chile y Argentina (Muñoz, *et al.*, 1987).

Los centros de edad Plioceno-Pleistoceno inferior se ubican inmediatamente hacia el este,

como los localizados en los alrededores de la Laguna del Maule que emitieron andesitas, basaltos, dacitas y riolitas.

Al este del frente volcánico cuaternario, sobre territorio argentino, los centros volcánicos incluyen estratovolcanes y calderas con características volcanológicas y geoquímicas similares a los volcanes del límite; por lo que se consideran parte del "arco volcánico". Esto fue comprobado y conocido en gran parte a partir de esta investigación.

Los trabajos que comenzaron con los estudios realizados por Llambías *et al.* (1978) y Llambías *et al.* (1982) en los volcanes Domuyo y Tromen, determinaron en el primero el carácter de volcán compuesto andesítico. En el segundo, se comprobó la composición andesítica de sus lavas holocenas, consideradas hasta ese momento como basálticas y como la localidad tipo del Tromenlitense (Basaltos VI y VII de Groeber, 1946). En ambos casos las lavas son químicamente subalcalinas.

Hacia el este existían menciones de rocas alcalinas solamente en la caldera Payun Matru (Llambías, 1966) y Cerro Domo (Brousse y Pesce, 1982); o sea en mucho menor proporción a lo esperado de acuerdo a un modelo simple de subducción.

A partir de los relevamientos geológicos y trabajos de reconstrucción volcanológica de los autores, se localizaron nuevos volcanes andesíticos de los cuales no existía mención en la literatura como el volcán Plateado (Delpino y Bermúdez, 1985) y en otros ya parcialmente conocidos -volcán Nevado- se determinó su composición predominantemente andesítica.

La definición de la sierra del Nevado como formada por una hilera de volcanes andesítico-dacíticos tales como: volcanes Nevado, Plateado y Pelado, y otros menores alineados en sentido norte-sur (Bermúdez, 1987), permitió extender prácticamente sin interrupciones el Arco Andesítico hasta una distancia de 500 km al este de la fosa oceánica (figura 1).

Este valor coincide con la longitud postulada por Isaacks *et al.* (1983) de la placa oceánica que subduce, medida a partir de la fosa a lo largo de la inclinación.

Desde el punto de vista estructural, debe destacarse que los centros del arco orogénico mas

orientales están implantados sobre bloques del basamento diferencialmente elevados compuestos por rocas paleozoicas. En el caso del Bloque de San Rafael donde se ubica la Sierra del Nevado afloran rocas sedimentarias y volcánicas de edad paleozoica superior.

POSICION GEOTECTONICA DE LAS ERUPCIONES BASALTICAS

Entre los 35 y 37 grados L.S. desde la fosa oceánica chilena hacia el este se reconocen cinco regiones morfotectónicas. Las ubicadas más al oeste con ausencia de actividad volcánica reciente son la Cordillera de la Costa, región formada principalmente por rocas ígneas paleozoicas y el Valle Central Chileno, área deprimida cubierta por sedimentos cuaternarios y limitada por fracturas.

Hacia el oriente se encuentra la Cordillera Principal, ámbito donde se desarrolla la actividad volcánica del arco actual sobre un sustrato formado por rocas sedimentarias e ígneas paleozoicas y terciarias. En la región que le sigue hacia el este conocida como "Extrandina" se encuentran los campos lávicos que forman la PBAC estableciéndose una división en dos sectores de acuerdo al emplazamiento geológico de las lavas.

Un sector septentrional entre los 35 y 36 grados L.S. que abarca desde la falla de Malargue hasta la falla Llancanelo, donde se desarrolla una zona tectónicamente deprimida a nivel regional pero con bloques elevados y hundidos diferencialmente. En esta región, geomorfológicamente definida como Depresión de los Huarpes por Polansky (1954), sobre un sustrato de rocas semejantes a las que forman la Cordillera Principal tienen lugar las erupciones basálticas más occidentales del denominado Campo Volcánico Llancanelo (CVLL) (figura 1).

Un sector austral al sur de los 36 grados L.S. dentro de la comarca geológica conocida como Engolfamiento Neuquino y por su morfología como Payenia (Polansky, *op. cit.*) se desarrolla el Campo Volcánico Payun Matru (CVPM), que se prolonga 50 km al este hacia el límite austral del Bloque de San Rafael. El CVPM tiene un sustrato de rocas mesozoicas y terciarias.

El resto del CVLL, esto es su porción oriental, está implantado sobre rocas ígneas permotriásicas pertenecientes al Bloque de San Rafael; área diferencialmente elevada y rodeada por fallas normales como la falla Nevado, que lo separa al este de la subcuenca de Alvear y la falla Llancanelo al oeste, que lo separa de la región Extrandina.

El volcanismo cuaternario de los campos volcánicos Llancanelo y Payun Matru se encuentra geotectónicamente ubicado en posición de "Retroarco" respecto al arco volcánico actual.

Sin embargo, si se considera el periodo de evolución del arco que abarcó desde el Mioceno superior hasta el Pleistoceno inferior, tiempo durante el cual las erupciones basálticas han sido parcialmente simultáneas con los eventos volcánicos del arco, su posición geotectónica puede considerarse como de "Intra-arco".

DESCRIPCION DE LOS CAMPOS VOLCANICOS

Las erupciones basálticas de la PBAC cubren un área mínima de 13500 km², formando dos campos volcánicos que hemos denominado Campo Volcánico Llancanelo (CVLL) y Campo Volcánico Payun Matru (CVPM). También se consideran algunos centros aislados como los pequeños conos de la confluencia del río Grande y el Barrancas (Volcan Cochiquito); los centros a lo largo de fracturas en las cercanías de Buta Ranquil y el volcán de la margen sur del río Barrancas en el límite entre las provincias de Mendoza y Neuquén. Si bien estos últimos centros no se encuentran geográficamente en el CVPM por su emplazamiento geológico se los agrupa para la descripción, dentro de ese campo.

CAMPO VOLCANICO LLANCANELO

En el CVLL se cuentan alrededor de 200 centros eruptivos principales que como se describiera anteriormente están ubicados tanto en la región extraandina como sobre el Bloque de San Rafael. En la región extra andina los conos se encuentran dispersos y algunas veces alineados a lo largo de fracturas de rumbo este-oeste de hasta 10 km. Mientras que en el Bloque de San Rafael

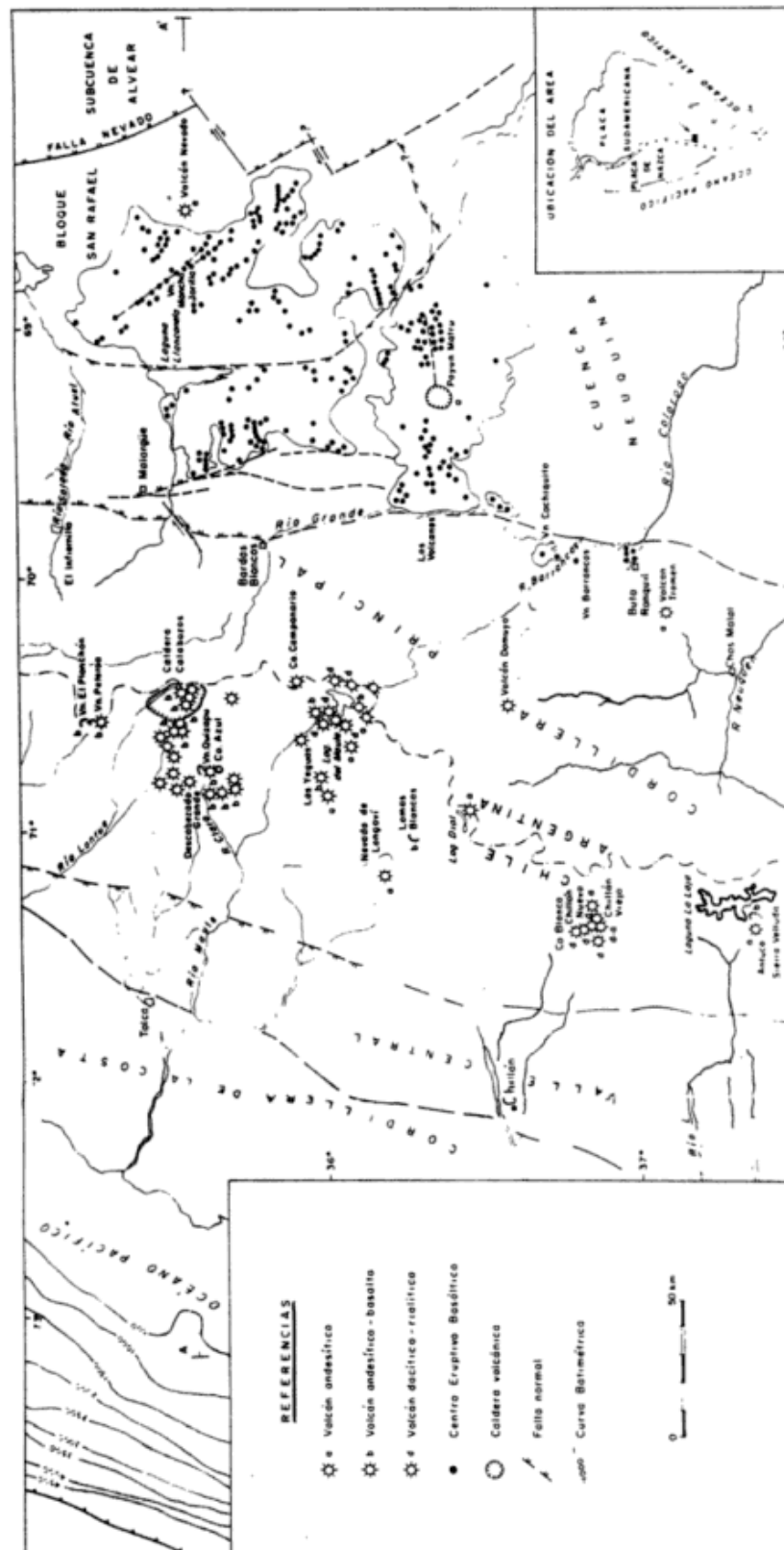


Figura 1: Centros eruptivos Plio Cuaternarios del margen activo andino (35°-37°L.S) mostrando las regiones tectónicas mayores desde la Fosa Oceánica Pacífica hacia el este. El Arco Orogénico actual se localiza sobre la Cordillera Principal mientras que las erupciones basálticas en la Región Extraandina, entre el valle del Río Grande y la laguna Llanquanelo al norte y la Cuenca Neuquina al sur y sobre el Bloque de San Rafael.

se ubican sobre fracturas de mayor envergadura de rumbo N40° de hasta 70 km de longitud (Del-pino, 1987) (figura 2).

La posición de las erupciones ha sido controlada por las fracturas, pero sobre ellas se han formado conos piroclásticos simples como el Mancha Jarilla, Perro Atado, Guanaco y Negro; y compuestos como Las Yeguas, Las Vacas y Chingolo (erupciones centrales) que sobresalen entre 100 y 400 m sobre el relieve circundante. También son comunes los cráteres múltiples a lo largo de fisuras y en otros lugares las erupciones fisurales están evidenciadas por la presencia de diques y depósitos piroclásticos a lo largo de la fractura (figura 2).

Los conos compuestos están formados por una alternancia de coladas y lapillitas, en general con ángulo de buzamiento superior a los 30°, periclinales al conducto central constituido por brechas y lapillitas brechosas. Mas abundantes que este tipo de volcanes son los conos piroclásticos simples formados por lapillitas, lapillitas brechosas color ocre amarillento en su parte inferior y lapillis negros estratificados en su parte superior, en bancos cuyo espesor varía entre 1 y 5 m buzando hasta 30° alrededor del orificio de salida. Dentro de los cráteres hay brechas rojizas intruidas por diques de 1 m de espesor y con frecuentes coladas subterminales.

Son muy abundantes en todo el campo pequeños conos entre 50 y 10 m de altura que se presentan sobre fracturas menores circundando los conos de mayor porte, dispersos o agrupados en sectores sin control definido. Han sido construidos por una erupción simple y sus productos están groseramente estratificados predominando el tamaño lapilli con bloques y bombas distribuidas irregularmente.

Cuando varios conos piroclásticos vecinos coalescen, los conductos de emisión se hacen menos identificables y los cráteres son alargados con diques paralelos a la fractura, representando pasajes transicionales a erupciones fisurales como en los cerros La Montura y Rincón (figura 2).

En las erupciones centrales solamente se pueden identificar los diferentes pulsos lávicos cerca del origen, donde las coladas se superponen una a otras. En aquellos sectores donde hay mayor densidad de conos la ausencia de es-

calones en el relieve hace difícil distinguir los límites entre coladas que provienen de centros cercanos.

La reconstrucción del ciclo relacionado a los conos piroclásticos contempla las siguientes fases eruptivas desarrolladas sucesivamente: 1) Construcción de conos pequeños; 2) Localización de la actividad eruptiva en las fracturas mas extensas con emisión de coladas basales; 3) Edificación de los conos mayores y 4) Erupciones subterminales con emisión de coladas de poca longitud, que no superan los 2 m de espesor acompañadas de explosiones terminales.

Las erupciones fisurales *sensu stricto* están caracterizadas por emisiones de lapillis que se acumulan en ambos lados de las fracturas que han sido posteriormente selladas por diques.

En algunos sectores los piroclastos están parcialmente cubiertos por coladas de formas suaves y volumen poco significativo. Las características de los flujos lávicos emitidos corresponden a lavas de tipo intermedio entre lavas aa y pahoe-hoe en el sector oriental del campo y sobre el Bloque de San Rafael. En el sector occidental las coladas son de tipo pahoe-hoe con tumulis y túneles de lava. Los flujos individuales varían en espesor entre 2 y 7 m.

Las erupciones se localizan principalmente sobre tres fracturas aproximadamente paralelas de rumbo N40°. Las fracturas septentrional y central tienen 60 km de largo. La fractura austral es mas pequeña con 30 km de longitud y posee varias fisuras conjugadas. Su particularidad es la formación de pequeños grabenes a lo largo de su recorrido, el mayor de los cuales, ubicado al sur de la Loma del Corral tiene forma romboidal y su pared recta nororiental apenas sobresale actualmente 5 m (figura 2).

La edad geológica relativa de las diferentes erupciones puede inferirse a partir de rasgos morfológicos de los conos, relaciones geológicas y por la existencia de algunas dataciones radiométricas y determinaciones paleomagnéticas. En el sector oriental del CVLL sobre el Bloque de San Rafael, apoyan sobre rocas de edad Paleozoica y Terciaria y depósitos de piedemonte originados en la Sierra del Nevado. Una datación radiométrica de una colada que apoya sobre estos depósitos dio una edad de 1,8 Ma (Bermúdez, 1987). Esto confirma la edad Pleistocena infe-

rior asignada por Delpino (1987) a la Formación Mancha Jarilla y por Gonzalez Diaz (1973) a la Formación Morado Alto nombres formacionales con que fueron distinguidos estas rocas en el sector norte y sur del campo volcánico respectivamente. Estas rocas serían correlacionables con el Chapualitense (Basalto III y IV) de Groeber (1946).

Los conos del sector oriental del CVLL presentan mayor grado de erosión que los que se ubican al oeste de la falla Llancanelo; lo que resulta coherente con las edades radiométricas y datos paleomagnéticos obtenidos por Valencio *et al.* (1968). En Puesto Herrera, al oeste de Piedras Blancas obtuvo una edad de $0,4 \pm 0,2$ Ma y al sur de las Chacras $0,5 \pm 0,2$ ambas con polaridad normal, lo que las ubica en el Pleistoceno superior. Estos centros son correlacionables de acuerdo a sus características morfológicas con el Puentelicense (Basalto V) de Groeber (*op. cit.*). Una muestra de un centro ubicado en las cercanías de la Estancia Llancanelo dio $0,0-0,1$ Ma, Pleistoceno superior-Holoceno, correlacionable con el Tromenlense (Basaltos VI y VII).

CAMPO VOLCANICO PAYUN MATRU

El campo volcánico Payun Matru se desarrolla alrededor del centro volcánico homónimo, que está formado por una caldera relacionada con la emisión de flujos piroclásticos y gruesas coladas de composición andesítica y traquítica (Llambías, 1966 y González Díaz, 1972).

El volcanismo basáltico ubicado hacia el este del volcán se halla relacionado a fracturas de rumbo general este-oeste, la mayor de las cuales alcanza el borde de la caldera y tiene una longitud de 25 km. Este volcanismo de tipo fisural ha emitido en varios pulsos, coladas extremadamente fluidas que han recorrido hacia el este más de 150 km. Conos lapillíticos de escasa altura respecto al relieve circundante, se alínean a lo largo de fracturas o se hallan dispersos en los alrededores.

Hacia el oeste de la caldera se halla la zona denominada Los Volcanes, donde se distribuyen alrededor de 30 conos piroclásticos cuyas coladas se han interdigitado y sobrepuesto unas a otras, formando un campo lávico en forma de abanico que tiene pendiente hacia el río Grande.

En el valle de este río, que fue colmatado en el momento de las erupciones, alcanzan hasta 100 m de espesor.

En el CVPM son fácilmente distinguibles dos pulsos lávicos ya que no solo las coladas pertenecientes a uno y otro se superponen, sino que además presentan distinta morfología. El más antiguo con coladas de tipo pahoe-hoe presenta tumulis y crestas de presión transversales a la dirección del flujo. Estos flujos lávicos más antiguos corresponden a los denominados por Groeber (1946), como Puentelicense o (Basalto V).

Los pulsos más modernos son típicas lavas de bloques, encontrándose su superficie formada por bloques poliédricos de caras cóncavas. Frecuentemente las coladas están surcadas por canales de avance anastomosados y flanqueados por albardones paralelos a la dirección del flujo que sobresalen sobre la superficie de la colada. Estos pulsos son correlacionables con el Tromenlense de Groeber (1946) (Basalto V y VI).

Los conos están formados por lapillitas y lapillitas brechosas de color rojizo y negro, y conservan aún pequeños cráteres en su parte cuspidal.

Las edades disponibles dadas por Valencio *et al.* (*op. cit.*), oscilan entre $0,2-0,5$ Ma y la polaridad es normal lo que ubica a estas rocas en el Pleistoceno superior.

Otras erupciones de menor magnitud se hallan al sur de este campo, en la confluencia de los ríos Grande y Barrancas, en las cercanías de la localidad de Buta Ranquil.

El centro efusivo de Barrancas ubicado en el límite interprovincial de Mendoza y Neuquén, fue descrito por primera vez por Bermúdez (1985) como un volcán compuesto formado por intercalaciones de piroclásticas y lavas, con un cráter cuyo conducto principal está relleno por lava.

La facies piroclástica está compuesta por brechas lapillíticas y lapillitas de colores alternantes rojizos y negros. Una característica notable lo constituyen las bombas de forma cilíndrica y fusiforme con corteza de pan, que alcanzan hasta 1 m de longitud.

Los diques de alimentación de 1 m de ancho muy abundantes en la parte central, cortan a las piroclásticas transformándose en filones capas.

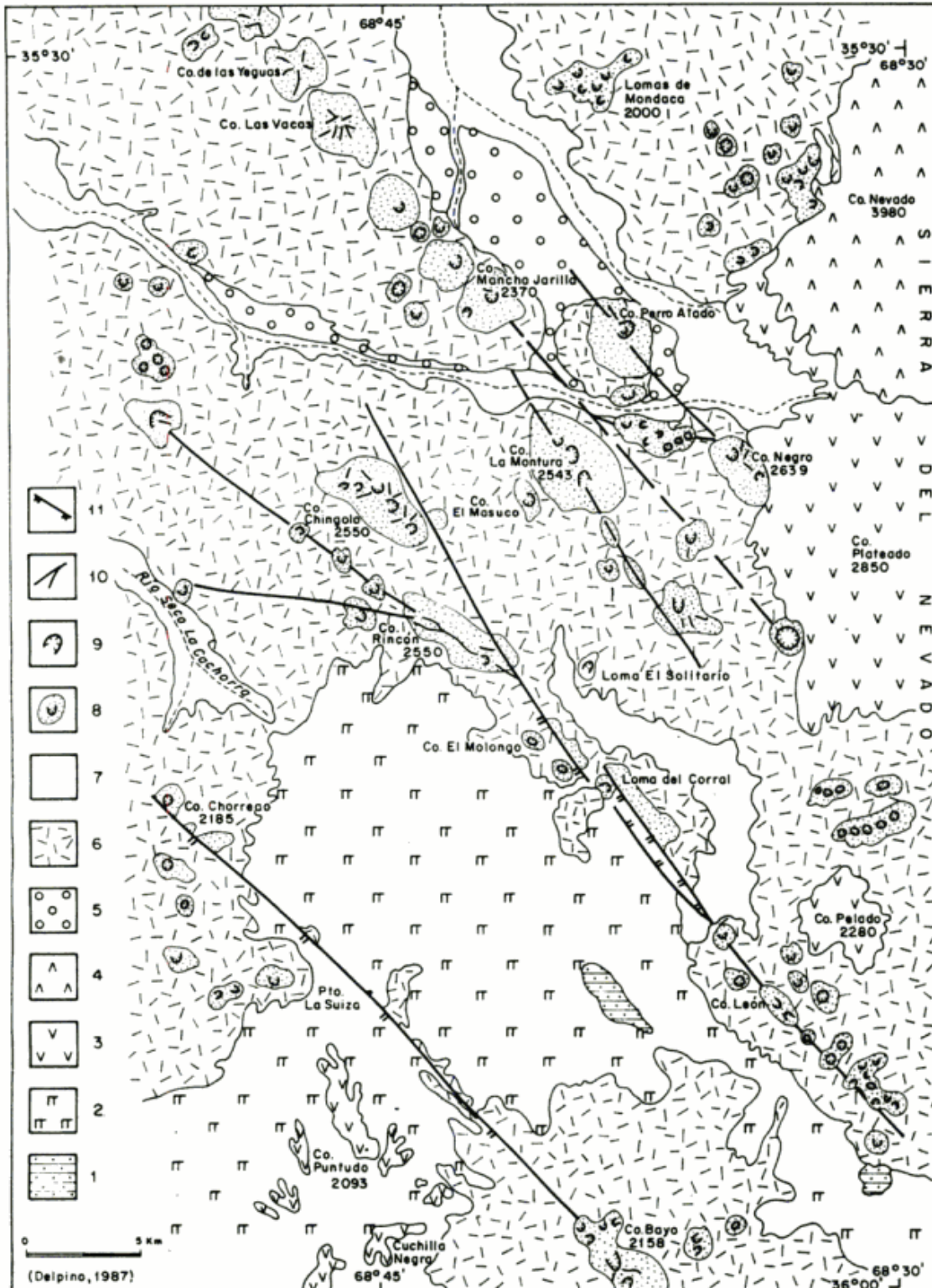


Figura 2: Relevamiento a escala 1:200.000 de las principales fracturas relacionadas a erupciones basálticas en el CVLL (Basado en Delpino, 1986).

Es de notar que la fractura central que se extiende desde el cerro Chingolo hacia el sureste tiene 60 km de longitud y como particularidad la formación de pequeños grabenes a lo largo de su recorrido, el mayor de los cuales se ubica al sur de la Loma del Corral y tiene forma romboidal.

1-2 Paleozoico: 1. F. La Escondida. Carbónico superior, 2. F. Los Corrales. Pérmico superior; 3-4 Terciario: 3. F. Cortaderas. Mioceno superior, 4. F. Nevado. Plioceno; 5-6 Cuaternario: 5. Piedemonte, 6. F. Mancha Jarilla. Pleistoceno; 7 Reciente; 8 Cono piroclástico; 9 Cráter; 10 Diques; 11 Fracturas.

Las coladas tienen en general espesores entre 2 y 3 m, pero cuando se han encauado en paleovalles alcanzan espesores de hasta 15 m.

La edad radiométrica de $3,2 \pm 1$ Ma y la polaridad normal obtenida por Valencio *et al.* (*op. cit.*) ubica a este centro en el Plioceno superior.

El volcán Cochiquito ubicado al norte de la confluencia de los ríos Grande y Barrancas, se halla acompañado por otros conos menores en este área.

Las lavas han formado un pequeño "escudo" alrededor del centro efusivo y las coladas más fluidas han alcanzado hacia el oeste y sursuroeste el valle del río Grande. El material piroclástico que forma el cono son lapillitas color rojizo que incluyen pequeñas bombas de hasta 30 cm de largo de tipo fusiforme. El cono desarrolla la típica erosión radial divergente.

En las cercanías de la localidad de Buta Ranquil (provincia del Neuquén) varios conos piroclásticos con características similares a los descritos para la región de los volcanes, se hallan alineados a lo largo de fracturas tensionales de rumbo este-oeste que han actuado en varias fases originando coladas superpuestas. Estas coladas son de tipo pahoe-hoe y tienen entre 3 y 5 m de espesor; pero cuando alcanzan el valle del río Colorado colmatando paleovalles alcanzan hasta 50 m.

Una datación de Valencio *et al.* (*op. cit.*) dio una edad de $0,3 \pm 0,2$ Ma y polaridad normal colocando estas lavas en el Pleistoceno superior.

VOLCANISMO Y ESTRUCTURA

Si bien los problemas estructurales en la región ubicada al este de la Cordillera Principal distan de encontrarse resueltos debido a su complejidad, describiremos algunos aspectos que pueden ayudar a la comprensión del vulcanismo en la región; y por el camino inverso, a partir de los caracteres vulcanológicos y estructurales del mismo inferir los campos de los esfuerzos tectónicos predominantes en un tiempo y lugar dado.

La edad y el tipo de movimientos durante el Cuaternario de los sistemas de fracturas que elevaron los bloques donde se ubican el volcán Tromen y el Payun Matru, no son aún suficientemente conocidos. Si bien esfuerzos compresio-

nales pre-cuaternarios pueden haber sido responsables de la formación de bloques elevados y deprimidos al este de la Cordillera Principal; durante el Cuaternario la región extra andina entre los 35 y 37 grados L.S. ha estado sometida a Extensión.

La depresión que se ubica entre la Cordillera Principal y el Bloque de San Rafael, ha sido interpretada como originada tectónicamente durante el Cuaternario (Polansky, 1954).

Durante este período se han comportado como fallas normales, la falla Llancanelo que separa la región extraandina del Bloque de San Rafael, y la falla Nevado que separa al Bloque de la Subcuenca de Alvear. Este conjunto de fallas responde a la estructura andina, es decir que tiene rumbo prácticamente norte-sur y ha originado bloques menores elevados y zonas deprimidas o pequeñas cuencas donde se han depositado en algunos casos, más de 500 m de sedimentos como en el área de la laguna Llancanelo.

Trataremos ahora de inferir el campo de esfuerzos predominante a partir de las características vulcanológicas y estructurales de los centros eruptivos.

Las siguientes características vulcanológicas de las efusiones basálticas permiten postular la existencia de un proceso Extensional durante su desarrollo:

a) Construcción de varios cientos de centros efusivos de tipo monogenéticos, esto es que se construyen en una sola vez desde un conducto central o una fisura, sugiriendo una gran facilidad mecánica para el ascenso del material en cada nueva erupción. Nakamura (1977) propone como condiciones favorables para estos mecanismos aquellas que se producen bajo un régimen extensional.

b) Presencia de fallas normales y fracturas con rumbo paralelo a la alineación de los centros eruptivos en algunos casos rellenas por diques y formación de pequeños grabenes; y

c) Composición exclusivamente Basáltica de las lavas emitidas.

Este régimen extensional y sus campos basálticos asociados podría estar relacionado con cambios en la edad de la placa descendente y subducción de zonas de fracturas o con un "estiramiento" de la corteza continental de tipo incipiente.

Debe señalarse sin embargo, que en esta región se ha desarrollado también un volcanismo de composición andesítica. Sus centros de emisión son volcanes poligenéticos, es decir que han sido construidos por erupciones periódicas durante un largo lapso como el volcán Nevado, Payun Matru y Tromen. Estos muestran características morfológicas y composicionales similares a los volcanes del arco los cuales se suponen edificados bajo la influencia de un campo regional compresivo.

La coexistencia en esta región de ambos volcanismos: uno andesítico relacionado al Arco Orogénico Andino, y otro basáltico en posición de Retroarco o Intra-arco indica la actuación alternante de esfuerzos compresivos y extensivos. El predominio de unos sobre los otros aparece como el factor determinante de las características del volcanismo en un tiempo y lugar determinado.

DESCRIPCION PETROGRAFICA

Las rocas pertenecientes al CVLL presentan tres asociaciones de fenocristales que en orden decreciente de frecuencia son: Olivino; Olivino+Plagioclasa y Piroxeno+Olivino+Plagioclasa.

Son basaltos con textura porfírica con pasta intergranular y proporción de fenocristales que varía entre 7 y 18 %. El estudio de grano suelto de la facies piroclástica mostró la presencia de abundantes trizas de vidrio fresco, además de las fases minerales presentes en las lavas y diques (Olivino y Plagioclasa) y esferulitas de una zeolita que por difracción de rayos X se determinó como Phillipsita.

Los fenocristales de Olivino son euhedrales y se muestran frecuentemente alterados, resorbidos por la pasta o con rebordes de hematita. La composición promedio determinada con platina universal de cinco ejes es FO 80 (Min.Fo70-Maz.Fo90) y el tamaño promedio medido fue 2 mm.

En algunas muestras de los cerros Mancha Jarilla, Las Vacas y Las Yeguas se observaron además de Olivino, escasos fenocristales de Plagioclasa euhedrales con escasa zonación y alteración. La macla más común es macla de Albita, Albita-Carsbald; la composición oscila en-

tre An₄₇ y An₆₀ y el tamaño promedio es 1 mm. Solamente las coladas del Cerro La Montura presentan la asociación Piroxeno+Olivino+Plagioclasa en orden de abundancia. El Piroxeno es euhedral o con bordes difusos cuando está reaccionando con el Olivino. Está frecuentemente zonado, con estructura en reloj de arena y pleocroismo pardo verdoso.

Las pastas están constituidas por Plagioclasa, Piroxeno y una fase de minerales opacos muy abundante que se presentan tanto en las pastas como en inclusiones en los fenocristales principalmente de Olivino.

Las rocas del CVPM, conos de Buta Ranquil, confluencia del río Grande y Barrancas, y centro de Barrancas han sido descritas con detalle por Bermudez (1985).

Sintéticamente se puede decir que son rocas porfíricas con pastas intergranulares con asociaciones de fenocristales de Olivino, Olivino+Plagioclasa y Plagioclasa+Olivino.

Los fenocristales de Olivino son idiomórficos con una composición entre Fo 75 y Fo90 con escasa zonación a zonas externas de hasta Fo60. Levemente alterados en bordes y fracturas a iddingsita y epidoto, presentan tamaños entre 0,36 y 2 mm. Se ha observado que pequeños cristales de Piroxenos rodean a veces los cristales de Olivino.

La Plagioclasa se presenta en forma de tablillas frescas con zonación escasa y composición entre An₅₀ y An₆₀. Los bordes se encuentran corroídos por reacción con la pasta y los tamaños son muy similares a los de Olivino y los maclados más frecuentes son Albita, Albita-Ala y Albita-Carsbald.

Las pastas están conformadas por Olivino, Plagioclasa, minerales opacos y se caracterizan por la presencia de abundantes microlitos de Piroxeno anhedral otorgándoles carácter ankaramítico.

Las rocas del centro de Barrancas tienen Piroxeno como fenocristales asociados a la Plagioclasa y al Olivino formando glomérulos. El piroxeno está zonado con estructura en reloj de arena pero no presenta pleocroismo y el tamaño promedio es 1 mm. La característica saliente de las Plagioclasas de los glomérulos es la zonación inversa a zonas interiores más sódicas (An₄₀).

GEOQUIMICA DE LOS BASALTOS

Los análisis de 30 muestras de elementos mayoritarios y trazas fueron realizados por fluorescencia de rayos X con un equipo Phillips en los laboratorios de geoquímica de la Universidad de Saint Mary, Halifax, Canada. A cargo de este laboratorio se encontraba el geólogo Kevin

Cameron, quien colaboró con los autores en las determinaciones efectuadas.

Seis muestras analizadas solamente por elementos mayoritarios fueron realizadas por las licenciadas M. Keller y A. Viglini en el Laboratorio Químico Geológico (LAQUIGE).

En los cuadros I a IV se presentan los datos de 23 muestras entre valores seleccionados y promedios.

Cuadro I: Primer grupo Llançanelo

	55-83	50-83	21-14	10-12	24-14	62-83	1-84
Elementos mayoritarios							
SiO ₂	47,14	48,41	48,03	47,49	47,04	46,83	46,72
Al ₂ O ₃	15,04	14,22	14,36	14,84	14,51	14,32	14,34
Fe ₂ O ₃	2,92	3,19	3,10	2,87	2,97	2,93	3,04
FeO	8,03	6,72	6,17	5,95	6,37	6,78	6,42
MgO	10,62	9,24	9,73	9,38	9,93	9,37	9,33
CaO	8,93	10,14	10,76	11,74	11,47	11,62	11,70
Na ₂ O	2,82	3,22	3,31	3,04	3,17	3,33	3,39
K ₂ O	1,36	1,26	1,35	1,17	1,40	1,25	1,28
TiO ₂	1,42	1,69	1,60	1,37	1,47	1,43	1,54
MnO	0,19	0,15	0,15	0,16	0,17	0,16	0,17
P ₂ O ₅	0,41	0,43	0,48	0,48	0,65	0,55	0,49
LOI	1,10	0,50	0,70	1,30	0,80	1,00	1,70
Total	99,98	99,17	99,74	99,74	99,74	99,48	100,17
Mg	70,3	71,1	73,9	73,8	73,6	71,1	72,1
Elementos trazas							
Ba	809	491	563	648	678	710	696
Rb	34	20	27	25	31	26	24
Sr	759	648	784	843	869	814	869
Y	27	26	25	25	28	25	24
Zr	166	156	151	153	162	146	156
Nb	15	22	21	16	19	13	19
Th	38	nd	nd	4	nd	nd	2
Pb	3	2	10	5	7	5	
Ni	178	155	153	157	152	141	146
V	204	214	216	259	224	232	212
Cr	456	456	481	415	439	427	391
Norma C.I.P.W.							
Or	8,04	7,45	9,04	6,91	8,27	7,56	
Ab	22,58	24,45	18,74	17,87	15,50	15,01	
An	24,37	20,63	19,54	23,39	21,23	20,13	
Ne	0,69	1,51	5,30	4,26	6,13	7,41	
Di	13,84	21,50	24,34	25,32	25,12	27,44	
Ol	20,84	14,30	13,69	12,80	14,42	12,31	
Mt	4,23	4,63	4,49	4,16	4,31	4,41	
Il	2,70	3,21	2,94	2,60	2,79	2,92	
Ap	0,95	1,00	1,18	1,11	1,51	1,27	
Pl.An	52	46	51	57	58	57	

Cuadro II: Segundo grupo Llanquanelo

	54-83	7-84	MjB	71-8	36-11
Elementos mayoritarios					
SiO ₂	47,71	48,27	48,04	48,95	47,00
Al ₂ O ₃	15,66	16,16	15,55	15,43	15,82
Fe ₂ O ₃	2,98	2,99	3,13	3,22	1,71
FeO	6,26	6,45	6,77	6,28	6,92
MgO	6,16	7,10	7,52	7,00	7,36
CaO	11,23	12,5	19,98	11,39	13,44
Na ₂ O	3,06	3,30	3,50	3,46	2,98
K ₂ O	1,19	1,26	1,05	1,58	1,24
TiO ₂	1,48	1,49	1,63	1,72	1,21
MnO	0,15	0,16	0,16	0,16	0,17
P ₂ O ₅	0,45	0,47	0,38	0,55	0,42
LOI	2,70	0,20	0,28	0,40	1,70
Total	99,03	100,25	98,00	100,14	100,33
Mg	63,50	66,40	66,40	66,50	68,60
Elementos trazas					
Ba	555	657	460	610	732
Rb	20	22	19	43	26
Sr	735	796	671	868	956
Y	29	29	26	28	28
Zr	161	150	141	153	140
Nb	16	14	15	17	11
Th	5	nd	1	nd	nd
Pb	nd	10	11	12	8
Ni	54	45	47	64	80
V	206	234	251	224	234
Cr	205	216	283	271	258
Norma C.I.P.W.					
Or	7,03	7,45	6,21	9,34	7,30
Ab	24,48	17,84	26,69	21,88	12,77
An	25,48	25,56	23,62	21,91	26,13
Ne	0,77	5,46	1,59	4,01	6,76
Di	22,03	26,91	18,82	24,90	30,41
Ol	8,37	8,77	12,08	8,50	7,80
Mt	4,32	4,34	4,54	4,67	3,93
Il	2,81	2,83	3,10	3,27	2,33
Ap	1,04	1,09	0,88	1,27	2,94
PLAn	51	59	47	50	67

ELEMENTOS MAYORITARIOS

Los porcentajes de SiO₂ presentes en las rocas estudiadas varían entre 46,72 y 51,23 con contenidos de Al₂O₃ entre 14,51 y 16,08 y CaO 9,3 y 11,71.

Las concentraciones de Na₂O oscilan entre un mínimo de 2,8 y un máximo de 3,9 %; el K₂O entre 0,86 y 1,58 %; y el total de álcalis entre 4,2

y 5 %. De estos porcentajes resulta una relación K₂O/Na₂O entre 0,2 y 0,48, pero las relaciones más frecuentes dan un promedio de 0,4 que puede considerarse como un valor representativo.

Por su contenido relativo de Na₂O y de acuerdo a la ecuación de LeMaitre (1984), para todas las rocas se comprueba que (Na₂O-1,5)>K₂O y siguiendo los criterios enunciados

Cuadro III: Los Volcanes y Payun Matru

	M10	M9	M19	M17	M.L.(*)
Elementos mayoritarios					
SiO ₂	49,68	46,84	47,62	51,23	48,84
Al ₂ O ₃	16,08	17,25	17,58	16,89	16,66
Fe ₂ O ₃	3,24	3,38	3,66	2,84	3,34
FeO	7,02	6,43	7,06	5,14	6,99
MgO	6,87	6,88	6,53	6,85	6,82
CaO	9,08	11,35	9,75	8,88	9,30
Na ₂ O	3,56	3,54	3,90	3,84	4,10
K ₂ O	1,08	0,66	0,98	1,17	1,51
TiO ₂	1,74	1,88	2,16	1,34	2,00
MnO	0,18	0,16	0,18	0,16	0,12
P ₂ O ₅	0,32	0,28	0,38	0,34	0,55
LOI	0,65	0,65	0,22	0,51	0,22
Total	99,62	100,56	99,69	99,23	100,45
Mg	63,60	65,60	62,10	70,40	
Elementos trazas					
Ba	291				
Rb	12				
Sr	519				
Y	25				
Zr	148				
Nb	14				
Th	nd				
Pb	24				
Ni	56				
V	214				
Cr	297				
Norma C.I.P.W.					
Or	6,50	3,90	5,79	6,97	9,00
Ab	30,46	21,23	25,83	32,99	27,50
An	24,93	29,25	27,66	25,66	22,50
Ne	4,72	3,93	5,40		
Di	15,17	21,08	14,78	13,35	8,02
Ol	9,68	10,00	11,99	7,11	3,90
Hy	4,65	6,29	8,40		
Mt	4,74	4,90	5,32	4,17	3,40
Il	3,34	3,57	4,12	2,58	2,80
Ap	0,76	0,66	0,90	0,83	1,10

por Middlemost (1975) los basaltos resultan ser sódicos.

La suma de los álcalis estudiada versus la sílice demuestra que todas las rocas caen por encima de la línea que separa las toleitas de las rocas alcalinas esto es, se ubican en el campo de los Basaltos Olivínicos Alcalinos, similares a los estudiados en Hawai por MacDonald y Katsura (1964). La línea de Irvine y Baragar (1971)

coloca a las muestras del CVLL en el sector de las rocas alcalinas y a las del río Grande entre las rocas subalcalinas. Ninguna muestra cae en el campo de las lavas fuertemente alcalinas de Kenya descritas por Saggerson y Williams (1964).

Utilizando estos mismos parámetros (Na₂O+K₂O vs sílice) las muestras clasifican en el diagrama de Cox *et al.* (1979) modificado por

Cuadro IV: Confluencia, Buta Ranquil y Barrancas

	C6	C7	C8	BR15	BR16	VM11	VM13
Elementos mayoritarios							
SiO ₂	48,83	47,97	48,10	50,75	48,66	51,61	51,67
Al ₂ O ₃	16,59	16,96	16,62	17,69	16,22	18,44	17,96
Fe ₂ O ₃	2,90	2,90	3,02	2,80	3,08	3,34	3,30
FeO	7,99	7,99	8,85	7,80	7,83	6,73	6,64
MgO	7,81	7,84	6,84	6,41	6,99	4,02	3,56
CaO	8,91	8,72	9,15	8,42	9,95	6,84	6,79
K ₂ O	1,28	1,45	0,86	1,26	0,64	1,36	1,41
Na ₂ O	3,56	3,59	3,84	3,68	3,53	4,61	4,54
TiO ₂	1,37	1,40	1,52	1,36	1,58	1,84	1,80
MnO	0,17	0,17	0,17	0,16	0,16	0,16	0,16
P ₂ O ₅	0,37	0,37	0,37	0,24	0,22	0,37	0,38
LOI	0,74	0,46	0,54	0,59	0,34	0,40	0,65
Total	100,50	99,87	99,55	99,54	100,67	98,92	98,86
Mg	63,40	63,60	57,80	59,30	61,50	50,00	49,00
Elementos trazas							
Ba		467			131		591
Rb		35			51		22
Sr		726			441		348
Y		27			27		48
Zr		174			122		321
Nb		17			8		15
Th		2			15		nd
Pb		28			15		nd
Ni		86			44		27
V		199			222		125
Cr		262			207		73
Norma C.I.P.W.							
Or	7,56	8,56	5,08	7,44	3,78	8,04	8,33
Ab	27,41	24,90	27,83	31,13	28,61	39,00	39,00
An	25,50	25,78	25,57	29,93	30,25	25,60	24,46
Ne	1,47	2,95	2,52		0,67		
Di	13,37	11,96	15,24	13,35	14,23	4,93	5,54
Ol	16,95	17,20	15,21	10,25	14,56	5,04	1,91
Hy				4,89	7,60	10,80	
Mt	4,20	4,20	4,38	4,05	4,46	4,84	4,83
Il	2,60	2,66	2,89	2,58	3,00	3,49	3,42
Ap	0,87	0,99	0,57	0,53	0,87	0,90	

MacKenzie *et al.* (1982) como Basaltos mas exactamente como Basaltos Olivínicos Alcalinos (figura 3).

Los contenidos de TiO₂ (Promedio 1,5) son algo inferiores a aquellos considerados típicos para rocas alcalinas, excepto las del CVPM cuyos tenores son levemente más altos.

Para las rocas del CVLL el porcentaje de P₂O₅ promedio es 0,47, en tanto que para el

CVPM y el resto de los basaltos del río Grande el promedio es 0,30; siendo esto acorde con los contenidos de rocas alcalinas donde el P₂O₅>0,25 (Floyd y Winchester, 1975).

El pequeño rango de variación de la sílice induce a que se estudie el comportamiento de los elementos mayoritarios respecto al MgO (figuras 4, 5 y 6). De acuerdo a esto fueron distinguidos tres grupos de rocas: Uno con valores relati-

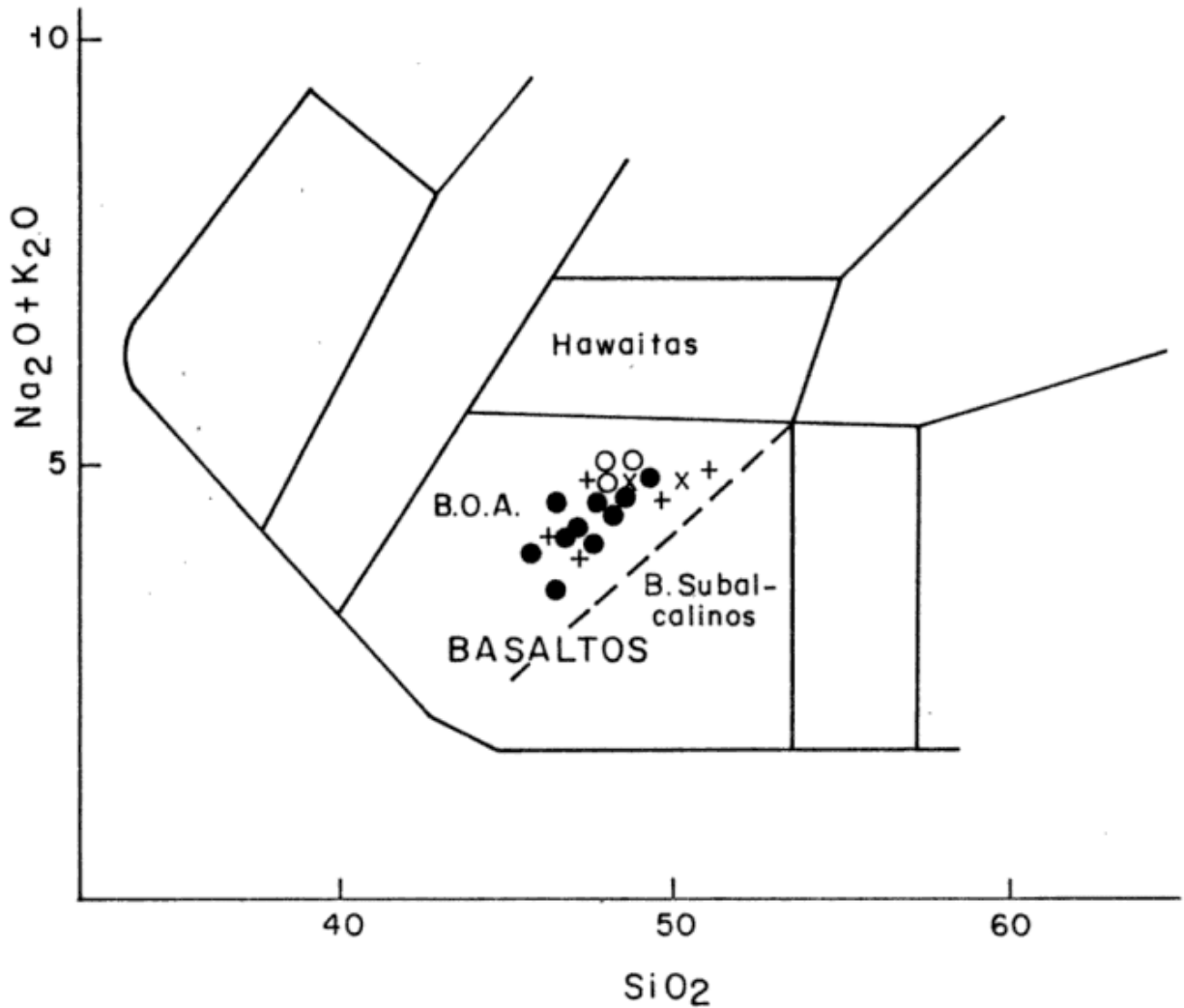


Figura 3: Nomenclatura de las rocas ígneas basada en sus contenidos de sílice y álcalis, según Cox *et al.* (1979) modificado por McKenzie (1982). BOA: Basaltos Olivínicos alcalinos. Círculos llenos: Campo basáltico de Llancañelo. Círculos abiertos: Volcán Cochiquito. X: Buta Ranquil. Cruces (+): Campo basáltico Payun Matru

vamente más altos de MgO, entre 8 y 11 % con mayor densidad de muestras entre 9 y 10 % y que pertenecen mayoritariamente al CVLL, ya que sólo una muestra pertenece al CVPM.

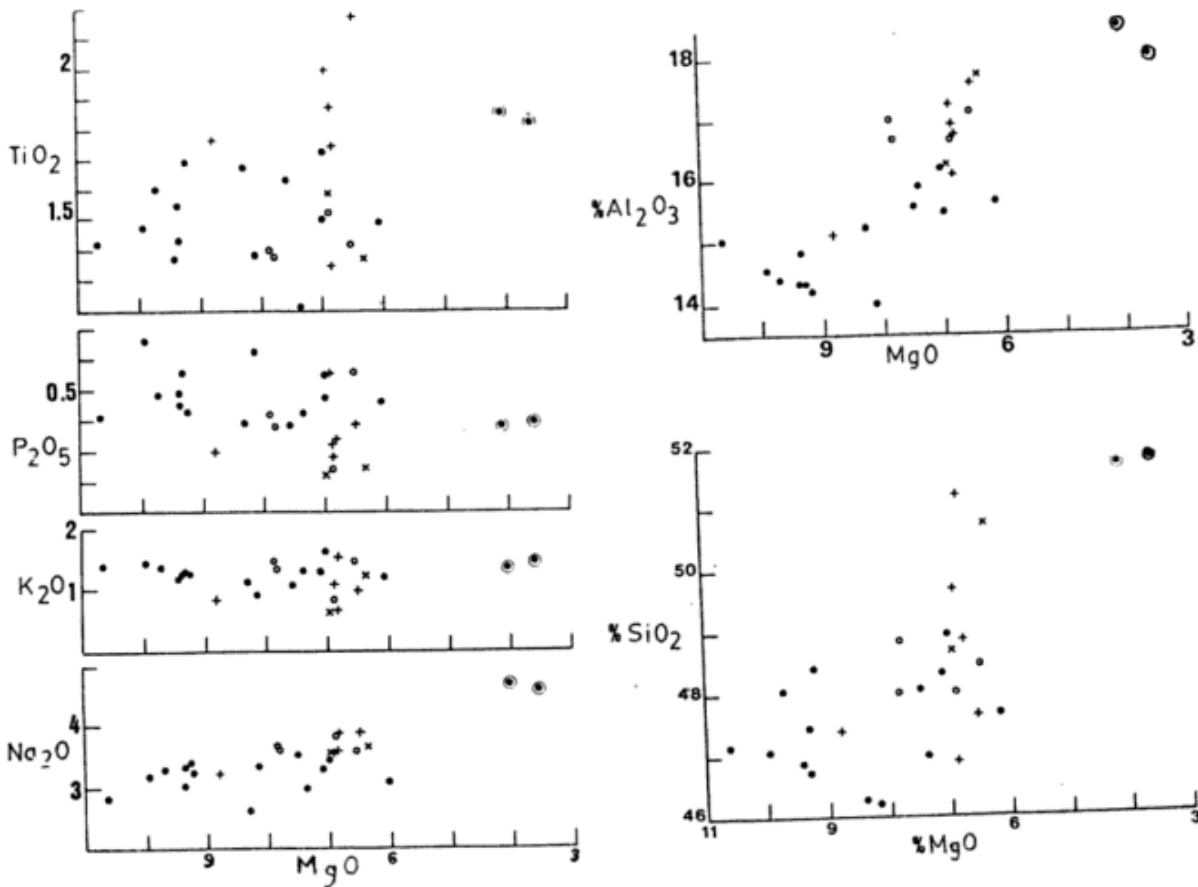
El segundo grupo posee entre 6 y 8 % de MgO y es donde se encuentra la mayor población de muestras estudiadas estando representados en ambos capos volcánicos. Por último, un reducido tercer grupo con dos muestras de una sola localidad (Centro de Barrancas) en las cuales el porcentaje de MgO varía entre 3,5 y 4.

Ninguno de los grupos muestra correlación de la sílice con el MgO. Las rocas del CVLL en cualquiera de sus dos grupos muestran una variación restringida de la sílice entre 49 y 46 %. Mientras que las rocas del CVPM para un valor

dado de MgO (7 %) tienen un amplio rango de variación entre 47 y 51,75.

El K₂O se mantiene constante aún en los términos más extremos y el Na₂O tiende a disminuir levemente con el aumento del MgO. Para el intervalo entre 6-8 % las rocas del CVPM tienen contenidos de Na₂O relativamente mayores que la del CVLL.

Un interesante comportamiento muestra la alúmina: para un mismo intervalo de MgO entre 6 y 8 % hay dos rangos de contenidos. Las rocas del CVPM tienen mayor proporción de Al₂O₃ (entre 16 y 18 %) mostrando una tendencia de variación subvertical respecto al MgO. En tanto, las rocas del CVLL para dicho intervalo tienen menor contenido de Al₂O₃ (entre 15 y 16 %) con una tendencia de variación subhorizontal. Las



Figuras 4, 5 y 6: Comportamiento de los óxidos versus el MgO. Nótese que algunas rocas del Campo Volcánico Payun Matru poseen mayores contenidos de TiO_2 , Na_2O y Al_2O_3 menores de P_2O_5 respecto a las rocas del Volcánico Llancanelo. Se observan las dos tendencias diferentes del Al_2O_3 en los dos grupos de Llancanelo. Los símbolos son los mismos de la figura 3. Los círculos llenos dentro de círculos abiertos corresponden a dos muestras del centro efusivo de Barrancas. Estas muestras clasifican geoquímicamente como Hawaiitas. Debido a que sólo fueron encontradas en esta localidad no se realiza su análisis en este trabajo.

muestras del CVLL muestran dos líneas de variación: una donde la alúmina aumenta con el incremento del MgO y una segunda donde la correlación entre ambos es negativa (figura 6).

Las rocas de Llancanelo con mayor proporción de MgO tienen promedio 10,9 de CaO, que es algo menor a los contenidos de las rocas de Llancanelo con menor MgO cuyo valor promedio de CaO es 11,71. En tanto las muestras de CVPM, Cochiquito, Buta Ranquil y Barrancas que se agrupan junto con las últimas descriptas de Llancanelo poseen los contenidos más bajos de CaO (promedio 9,3).

Los agrupamientos de las rocas distinguidos en base a su contenido de MgO se reflejan en los valores del número magnesiano ($Mg^{\#}$). Las que poseen mayor contenido de MgO tienen un número ente 74 y 71; el grupo intermedio entre 63 y 68 y el tercer grupo de bajos porcentajes de MgO alrededor de 50.

Del análisis de los valores normativos (Norma C.I.P.W.) resulta que la mayoría de las muestras posee Nefelina (entre 1 y 7% - promedio 4,92) y Olivino (entre 8 y 20% - promedio 11,3) clasificando como Basaltos Olivínicos Alcalinos (Yoder y Tilley, 1962).

La excepción son las rocas de Buta Ranquil, centro de Barrancas y algunas muestras de la Formación Puente en el CVPM que no presentan Nefelina normativa y poseen en cambio Hipersteno (entre 4,65 y 10,8 % - promedio 6,66) y Olivino (entre 2 y 10 % - promedio 7,24) clasificando según Yoder y Tilley (*op. cit.*) como Tholeitas Olivínicas no saturadas.

ELEMENTOS TRAZAS

Los elementos trazas fueron analizados y los datos usados para ajustar las conclusiones obtenidas en base a las variaciones de los elementos mayoritarios. En general, los tipos químicos distinguidos por el análisis de los elementos mayoritarios son consistentes con los datos de los elementos traza.

El contenido de elementos compatibles como níquel (Ni) y cromo (Cr) que son preferencialmente incorporados a las fases sólidas cristalizantes como Olivino y Piroxeno es diferente en los grupos de rocas previamente definidos.

Uno de los grupos de rocas del CVLL que tienen mayor contenido de MgO poseen más altos valores de Ni entre 178 y 141 ppm; y de Cr entre 481 y 391 ppm. El otro grupo que incluye rocas del CVLL, CVPM, Volcán Cochiquito y Buta Ranquil cuyas proporciones de MgO son inferiores, muestran también contenidos menores de Ni (entre 64 y 45 ppm) y de Cr (200 ppm). Graficando Ni y Cr versus los contenidos de MgO se notan claramente los grupos mencionados y se observa una correlación positiva (figura 7).

El V en cambio muestra contenidos similares en ambos grupos (213-283 ppm).

Los valores rubidio (Rb), bario (Ba), Torio (Th), Niobio (Nb), Zirconio (Zr), Estroncio (Sr), Itrio (Y) y las relaciones correspondientes serán analizadas a continuación. Los contenidos de Ba (promedio 629 ppm), Rb (promedio 25 ppm) y Sr (promedio 806 ppm) son altos y equivalentes o similares a los de basaltos alcalinos con mayor contenido total de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$).

Las relaciones K/Ba (promedio 17) y K/Rb (promedio 428) son bajas, similares a los dados por Chow *et al.* (1980) para arcos de islas intraoceánicas. También el radio K/Rb comparado con los contenidos de K en por ciento corres-

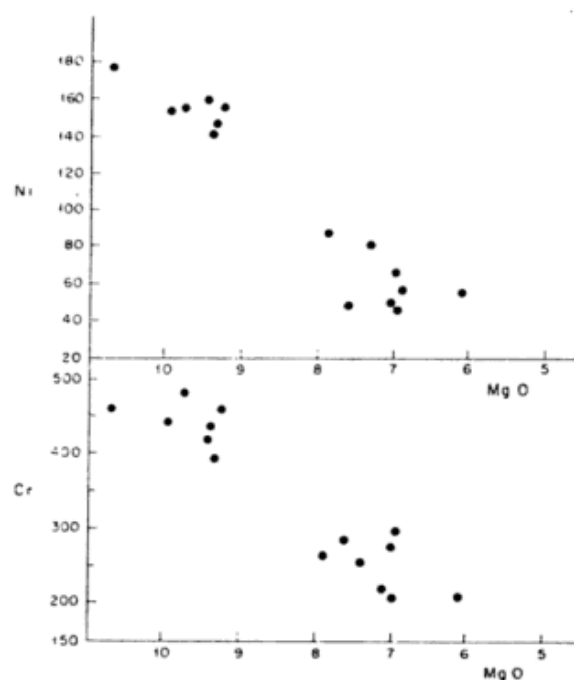


Figura 7: Variación de los elementos compatibles Ni y Cr respecto al MgO. Los contenidos de MgO correlacionan positivamente con los contenidos de Ni y Cr, determinando la neta separación de los dos grupos de rocas descritos en el texto. Los círculos llenos corresponden en este caso a muestras del Campo Volcánico Llancañeo y Campo Volcánico Payun Matru.

ponde a basaltos alcalinos de islas oceánicas (Gast, 1978).

Los contenidos de Zr (promedio 152 ppm), Nb (promedio 16,5) y Th (0-4 ppm) son relativamente bajos para basaltos alcalinos y acordes con el bajo tenor de TiO_2 ya señalado. Los valores de estos elementos son los que proporcionan la semejanza con los basaltos del arco orogénico.

Los bajos contenidos de Nb determinan: a) Un radio Y/Nb alto alrededor de 1,5, valor correspondiente a basaltos subalcalinos y;

b) Un bajo valor del radio Nb/Y que produce que las rocas se ubiquen mayoritariamente cerca del límite que separa los campos subalcalino y alcalino en el diagrama Nb/Y versus Zr/ TiO_2 propuesto por Winchester y Floyd (1977) (figura 8).

Una interesante correlación se logra cuando se estudia la variación del Mg versus el radio Y/Nb. Si bien existe una tendencia a manifestarse un trend vertical de variación se nota además

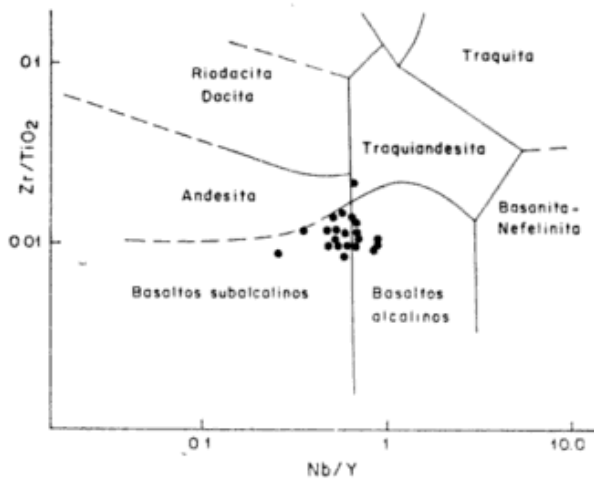


Figura 8: Diagrama clasificatorio de Winchester y Floyd (1977). La mayoría de las muestras caen en el campo de los basaltos subalcalinos, debido a los relativamente bajos contenidos de Nb, que es uno de los rasgos característicos del tipo basáltico definido en este trabajo. Los símbolos son los mismos de la figura 7.

que la alcalinidad aumenta levemente al disminuir la diferenciación.

Las muestras resultan alineadas sobre líneas paralelas cuando se analiza la variación de la relación Zr/Y versus el Zr, lo que indica que todas las rocas están genéticamente relacionadas.

Por último, sólo a los fines comparativos, fueron ensayados tres diagramas discriminantes: (1) Zr versus Ti (Pearce, 1980) donde las rocas se emplazan en el campo de las lavas de intraplaca (figura 9); (2) En el diagrama triangular Ti/100-Zr-Y de Pearce y Caan (1973) caen en el campo de los basaltos de intraplaca y basaltos calcoalcalinos (figura 10); y (3) En el diagrama Cr versus Y (Pearce, 1980) donde se ubican en el campo superpuesto de los basaltos oceánicos y basaltos de intraplaca (figura 11).

El hecho de presentar algunos valores de elementos trazas similares a Basaltos Alcalinos y otros semejantes a Basaltos de Arco Orogénico, reflejado también en el comportamiento de las tierras raras (Muñoz *et al.*, 1987), indica que los basaltos de las PBAC muestran características geoquímicas especiales y diferentes constituyendo un nuevo Tipo Basáltico.

Los valores isotópicos obtenidos para los basaltos del CVLL y CVPM ($Sr^{87}/Sr^{86} = 0,7038-0,7042$) son similares a los obtenidos para las rocas ácidas e intermedias de los volcanes Tromen y Payun Matru y demuestran que los

procesos de contaminación en la parte superior de la corteza continental no fueron importantes (Muñoz *et al.*, *op. cit.*).

CONSIDERACIONES FINALES

La región oriental del margen activo pacífico, de acuerdo a las características morfológicas y composicionales del volcanismo Mio-Plioceno, habría estado sujeta a esfuerzos compresionales. Durante el Plioceno superior-Cuaternario estas condiciones habrían cambiado a un régimen extensional al que se relacionan las erupciones basálticas a través de grandes fracturas de rumbo noroeste-sureste.

Los rasgos volcanológicos y estructurales de las erupciones basálticas sugieren una fracturación profunda que alcanzó el manto, lo que concuerda con la contemporaneidad de las erupciones en un área extensa, la homogeneidad composicional y su bajo grado de diferenciación.

Se destaca que el mecanismo de extrusión a través de fracturas continuas a lo largo de 70 km sobre corteza continental en ambientes ubicados detrás de la zona de subducción es un hecho descrito por primera vez.

Desde el punto de vista geoquímico es interesante resaltar lo siguiente:

1.- El grupo de rocas pertenecientes al Campo Volcánico Llanquanelo con número magnésico entre 70 y 74 coincide con el número magnésico que según Green (1971) debe tener un líquido basáltico en equilibrio con un manto peridotítico. Este dato es concordante con los contenidos de elementos compatibles como Ni y Cr que pueden ser considerados como una aproximación cercana a un fundido directo de un manto peridotítico.

2.- El segundo grupo de rocas pertenecientes al Campo Volcánico Llanquanelo y al Campo Volcánico Payun Matru de menor radio magnésico, entre 68 y 63, tiene contenidos de Ni y Cr de aproximadamente dos veces y media y dos veces menores respectivamente que el primer grupo; sugiriendo la activación de incipientes procesos de fraccionamiento. El empobrecimiento de elementos compatibles, sin un cambio apreciable en la relación de los incompatibles estaría indicando que aunque sea en

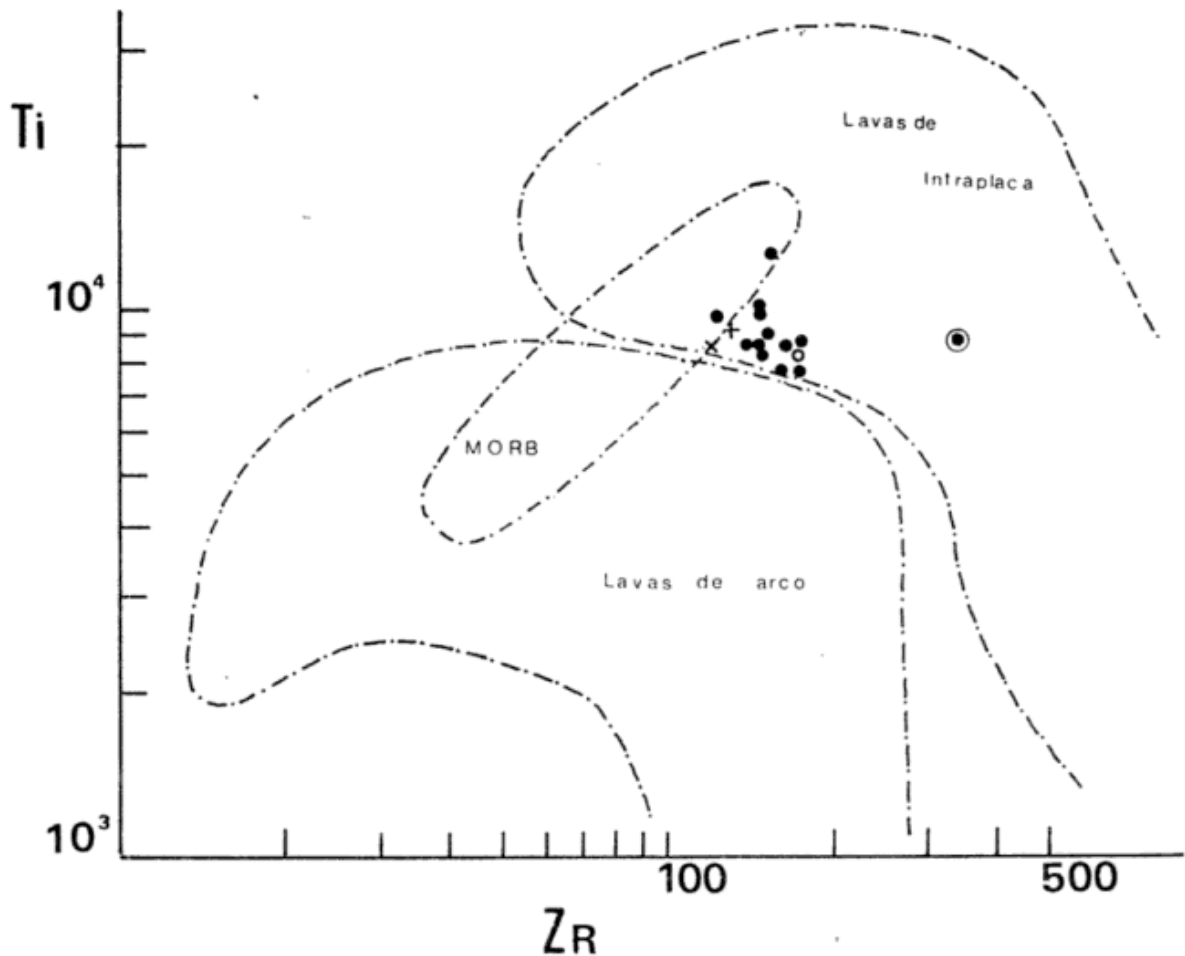


Figura 9: Diagrama discriminante de ambientes tectónicos según Pearce (1980). Se destaca que las muestras caen mayoritariamente dentro del área delimitada para las Lavas de Intraplaca cerca del límite con el campo de la Lavas de Arco y algunas superpuestas con el campo de los Basaltos centro-océanicos (MORB).

pequeña magnitud la sustracción de Olivino y Piroxenos particularmente, habría comenzado a tener lugar.

3.- Los altos valores de elementos litófilos de radio iónico grande en los basaltos alcalinos, no son coherentes con la existencia de procesos amplios de cristalización fraccionada. La abundancia absoluta y relativa de elementos de radio iónico grande en las rocas consideradas son consistentes con la hipótesis de Gast (1968) quien indica que estos líquidos son originados por pequeñas proporciones de fusión parcial de asociaciones minerales presentes en el manto superior.

4.- El comportamiento de las tierras raras livianas coincide con la existencia de pequeños porcentajes de fusión parcial, así como las relaciones de elementos litófilos y las tierras raras sugieren cierta participación de la litósfera oceánica subducida (Muñoz *et al.*, 1987).

5.- Se propone un modelo sencillo, donde el líquido ha permanecido en equilibrio con un manto peridotítico hasta que procesos extensionales generaron fracturas profundas que permitieron el rápido ascenso del material hacia la superficie.

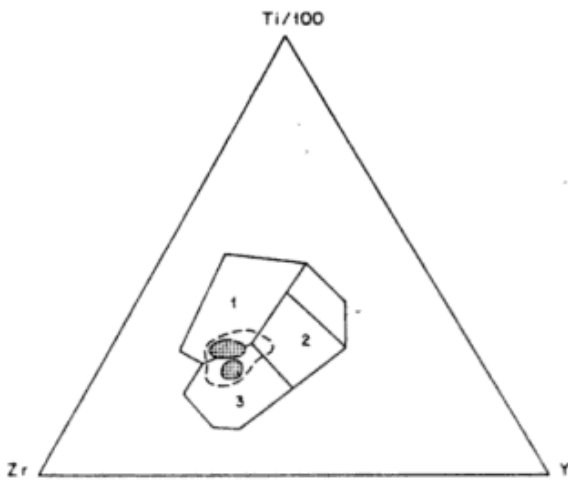


Figura 10: Diagrama de Pearce y Caan (1973). 1) Basaltos de Intraplaca; 2) Basaltos de fondos oceánicos; 3) Basaltos calcoalcalinos. Los basaltos de la PBAC plotean dentro del sector delimitado por la línea cortada. La mayor densidad de muestras está indicada por las áreas en cuadrículado.

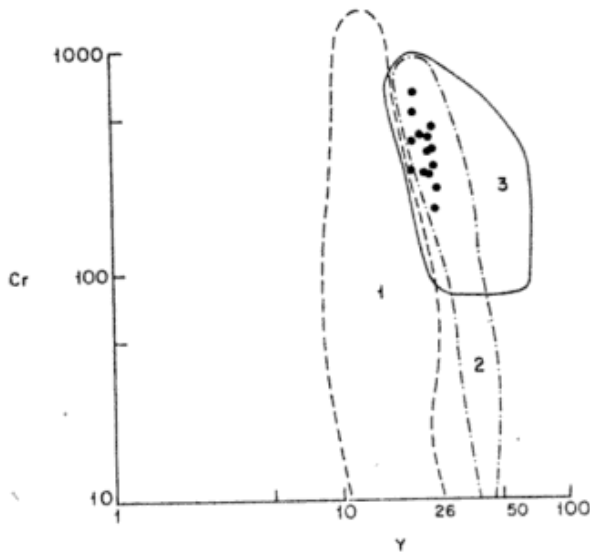


Figura 11: Diagrama de Pearce (1980). 1) Basaltos de arco de islas; 2) Basaltos de intraplaca; 3) Basaltos oceánicos. Las muestras grafican en el sector superpuesto de los campos 2 y 3.

CONCLUSIONES

En otras asociaciones basálticas del mundo emitidas en regiones ubicadas detrás de la zona de subducción, como la región al sur de Auckland, Nueva Zelanda; la provincia alcalina del mar del Japón, Corea y este de China, Basin and Range en el oeste

de Estados Unidos y el rift de río Grande de Nuevo México los basaltos alcalinos están asociados con basaltos toleíticos. Esto también se pone de manifiesto en el volcanismo cuaternario de tras-arco de Patagonia al sur de los 39° donde solamente se han descripto basaltos alcalinos.

Los basaltos de la PBAC muestran para tenores de SiO_2 similares a las de las regiones mencionadas en el párrafo anterior, menores contenidos de TiO_2 y de suma de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$).

Este comportamiento se observa también en los elementos trazas como el Zr, Nb y tierras raras como Ta, La y Hf. El contraste está puesto en que los contenidos de Ba, Rb, Cs, Sr y Nd en los basaltos de la PBAC son altos y coincidentes con basaltos alcalinos.

El comportamiento de otros elementos y en algunos casos su valor absoluto son semejantes a basaltos emitidos en ambientes de arco orogénico. Son ejemplos de esto algunos elementos trazas como el Ti y el Y y tierras raras como Tb, Yb y Lu. Merece destacarse que los contenidos de K, Ta y Nb son intermedios entre los basaltos alcalinos y los basaltos de arco.

Los resultados obtenidos en este trabajo permitirán incorporar un nuevo tipo de basaltos a los diagramas de discriminación tectónica. Esto es particularmente importante ya que dichos diagramas son utilizados cuando se estudian ambientes geotectónicos antiguos.

Se concluye a partir de este análisis que los basaltos que forman la Provincia Basáltica Andino-Cuyana constituyen un nuevo tipo basáltico. Sus características geoquímicas particulares abren un amplio camino hacia nuevas investigaciones sobre el comportamiento y la composición del manto en áreas de márgenes activos, uno de los objetivos primordiales de los geocientíficos durante las últimas dos décadas.

AGRADECIMIENTOS

Los análisis químicos efectuados en Canadá, fueron realizados como parte de la segunda etapa del Programa de Entrenamiento sobre Estudios de la Corteza Terrestre financiado por el International Development Research Centre (I.D.R.C.). El empeño desinteresado puesto por el doctor Jim Hall, Director del Departamento de Geología Marina de la Universidad de Dalhousie (Canadá) y a cargo del Programa, para facilitar el logro de nuestros objetivos es un rasgo que los autores agradeceremos siempre.

Los relevamientos geológicos sobre el Bloque de San Rafael fueron llevados a cabo en el marco del levantamiento de la Hoja 29c, Laguna Llanquanelo, por uno de los autores (D. D.) perteneciente al Servicio Geológico Nacional.

Las primeras etapas de esta investigación fueron financiadas por el CONICET y dirigidas por los doctores Mario Teruggi y Eduardo Llambías.

Expresamos nuestro reconocimiento al doctor Víctor Ramos por la discusión de las ideas y la lectura crítica del manuscrito.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BERMUDEZ, A., 1985. *Los basaltos post-pliocenos entre los 36 y 37° de latitud, provincia de Mendoza, Argentina*. IVº Congr. Geol. Chileno, Actas, 3: 52-67, Antofagasta.
- _____, 1987. *Geología y petrología de las formaciones ígneas cenozoicas del volcán Nevado, provincia de Mendoza*. Tesis Doct., CONICET, (inéd.), Buenos Aires.
- BROUSSE, R. y A. PESCE, 1982. *Cerro Domo: un volcán cuartario con posibilidades geotérmicas, provincia de Neuquén, Argentina*. Vº Congr. Latinoamer. Geol., Actas, 4: 197-208.
- COX, K., J. BELL y R. PANKHURST, 1979. *The interpretation of igneous rocks*. Allen y Unwin Ed., Londres.
- CHOW, T., R. STERN y T. DIXON, 1980. *Relative and absolute concentrations of K, Rb, Sr and Ba in recent lavas from the northern Marina Island Arc*. Chemical Geology, 28: 111-121.
- DELPINO, D., 1987. *Erupciones basálticas a través de fracturas en el retroarco andino (35-36°L.S.) Mendoza, Argentina*. Internat. Symp. Andean Volc., IV: 233-237, San Miguel de Tucumán.
- _____, y A. BERMUDEZ, 1985. *Volcán Plateado: volcanismo andestítico terciario de retroarco en el sector extraandino de la provincia de Mendoza, Argentina*. IVº Congr. Geol. Chileno, Actas, 3: 108-119, Antofagasta.
- DRAKE, R., 1976. *The cronology of cenozoic igneous and tectonic events in the central Chilean Andes*. En: *Proceedings of the IAVCEI International Symposium on Andean and Antarctic Volcanology Problems*. (O. González, Ed.) 670-697, Santiago de Chile.
- FLOYD, P. y J. WINCHESTER, 1975. *Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements*. Earth and Planetary Sc. Let., 27: 211-218.
- GAST, P., 1968. *Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types*. Geochim. et Cosmochim. Acta, 32: 1057-1086.
- GONZALEZ DIAZ, E., 1972. *Descripción Geológica de la Hoja 30c Volcan Payun Matru*. Dir. Nac. Min. y Geol., Bol. 130, Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1946. *Observaciones a lo largo del meridiano 70*. Asoc. Geol. Arg., Rev., I (3), Buenos Aires.
- HICKEY, R., D. GERLACH y F. FREY, 1984. *Geochemical variations in volcanic rocks from central-south Chile*. En: *Andean Magmatism Chemical and isotopic constrains*. Harmon y Barreiro Ed., Shiva Geol. Ser., Shiva Publishing, 72-95, Cheshire.
- HILDRETH, W., A. GRUNDER y R. DRAKE, 1984. *The Loma Seca tuff and the Calabozos caldera: A major ash-flow and caldera complex in the southern Andes of Central Chile*. Geol. Soc. Am., Bull., 95: 45-54.
- IRVINE, T. y W. BARAGAR, 1971. *A guide to chemical classification of common volcanic rocks*. Can. Journ. Sc., 8: 523-548.
- ISAACKS, B., T. JORDAN, W. ALLMENDINGER y V. RAMOS, 1983. *La segmentación tectónica de los andes centrales y su relación con la geometría de la Placa de Nazca subductada*. Vº Congr. Lat. Geol., Actas III: 587-606, Buenos Aires.
- LE MAITRE, J., 1984. *A proposal by the IUGS Subcommission of the sistematic of igneous rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on total alkalis-silice diagram*. Australian Jour. Earth Sc., 31: 243-255.
- LLAMBIAS, E., 1966. *Geología y Petrografía del volcán Payun Matru*. Acta Geol. Lilloan., 8: 265-310.
- _____, J. DANDERFER, M. PALACIOS y N. BROGIONI, 1978. *Petrología de las rocas ígneas cenozoicas del volcán Domuyo*. VIIº Congr. Geol. Arg., Actas, Neuquén.
- _____, M. PALACIOS y J. DANDERFER, 1982. *Petrología de las erupciones holocenas del volcán Tromen*. Vº Congr. Lat. Geol., III: 537-545, Buenos Aires.
- MAC DONALD, G. y T. KATSURA, 1964. *Chemical composition of hawaiian lavas*. Jour. Petrol., 5: 82-133.
- MAC KENZIE, W., C. DONALDSON y C. GUILFORD, 1982. *Atlas of igneous rocks and their textures*. John Wiley & Sons., 1-148, New York.
- MUÑOZ, J., Ch. STERN, A. BERMUDEZ, D. DELPINO, M. DOBBS y F. FREY, 1987. *El volcanismo Pliocuaternario a través de los 34-39°S de los Andes*. Int. Symp. Andean Volc., (en prensa), San Miguel de Tucumán.

Asociación Geológica Argentina

- NAKAMURA, K., 1977. *Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation principle and proposal*. Journ. Volc. Geoth., Res., 2: 1-16.
- PEARCE, J. y J. CAAN, 1973. *Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis*. Earth Planet. Sc. Let., 19: 290-300.
- _____, 1980. *Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of the lavas from the Tethyan ophiolites*. Proc. Interant. Ophiol. Symp. Cyprus Geol. Surv. Dep., 261-272, Nicosia.
- POLANSKY, J., 1954. *Rasgos geomorfológicos del territorio de la provincia de Mendoza*. Inst. Invest. Econ. y Tec., 4: 1-10, Mendoza.
- SAGGERSON, E. y A. WILLIAMS, 1964. *Ngurumanita from southern Kenya and its bearing on the origin of rocks in the northern Tanganyika*. Jour. Petrol., 5: 40-81.
- VALENCIO, D., E. LINARES y K. CREER, 1968. *Paleo-magnetismo y edades geológicas de algunos basaltos terciarios y cuaternarios de Mendoza y Neuquén*. IVº Jorn. Geol. Arg., II: 255-278.
- WINCHESTER, J. y P. FLOYD, 1977. *Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements*. Chem. Geol., 20: 325-343.
- YODER, H. y C. TILLEY, 1962. *Origin of basalt magma: An experimental study of natural and synthetic rock systems*. Jour. Petrol., 3: 342-532.

ADRIANA BERMUDEZ

DANIEL DELPINO

CONICET

Servicio Geológico Nacional

Av. Santa Fe 1548 - Piso 13º

1060 Capital Federal

COMPLEJO SUBVOLCANICO DEL YACIMIENTO RIO BLANCO, CHILE

C. J. Blondel, C. V. Stambuk y N. M. Galeb

RESUMEN

La mineralización tardía de carácter epitermal del yacimiento cuprífero Río Blanco, está relacionada con la formación de un complejo subvolcánico de composición riolítica y dacítica, de edad pliocena. La mineralización característica es pirita, calcopirita, blenda, galena, sales de uranio y sulfosales de arsénico, antimonio y cobre. La ganga es sílice, ankerita, siderita y anhidrita-yeso. La sericitización es el principal tipo de alteración hidrotermal.

La relación genética entre complejos subvolcánicos y la mineralización tardía de carácter epitermal, definen una guía de exploración en la alta cordillera de Los Andes de Chile Central, en la búsqueda de nuevos yacimientos tipo pórfido cuprífero.

ABSTRACT

Late hydrothermal mineralization with epithermal affinity of Río Blanco ore body is related with the formation of rhyolitic and dacitic subvolcanic complex, pliocene. The typical minerals are pyrite, chalcopyrite, sphalerite, galena, uranium salt and sulphosalt of arsenic, antimony and copper. The gangue minerals are silica, ankerite, siderite and anhydrite-gypsum. Sericitization is the principal type of hydrothermal alteration. Genetic relationships between late porphyry copper mineralization with epithermal affinity and subvolcanic complex, define an exploration target in the high mountain "Cordillera de Los Andes" of Central Chile.

INTRODUCCION

El complejo subvolcánico Río Blanco agrupa a pórfidos dacíticos, riolíticos y brechas ígneas de composición similar, que conforman diatremas, domos y cuellos volcánicos, de edades K/Ar entre $4,9 \pm 0,2$ y $3,9 \pm 0,2$ Ma (Plioceno) según Vergara y Drake, (1978) y Quirt *et al.* (1971). Las estructuras volcánicas estudiadas por Stambuk *et al.* (1978), se ubican en las localidades de La Copa, Río Blanco y Don Luis y fueron incluidas como miembros de la Formación Río Blanco, debido a la existencia de flujos riolíticos con distribución areal restringida y que fueron correlacionados con volcanitas ácidas e intermedias, relacionadas a domos volcánicos y brechas, que constituyen la Formación Colorado - La Parva, con edades K/Ar plioceno (5-4 Ma).

Latorre (1981), describe la Formación Río Blanco con los miembros Río Blanco y la Copa,

de composiciones dacíticas y riolíticas respectivamente, los cuales no se encuentran turmalinizados y no se ha reconocido mineralización de importancia económica en ellos. Stambuk *et al.* (1982), incluyen el miembro Don Luis y se agrupan de esta manera todos los cuerpos subvolcánicos y volcánicos dacíticos y riolíticos en un mismo concepto. La denominación de Formación Río Blanco fue modificada por Complejo subvolcánico Río Blanco en el presente trabajo, debido al predominio de unidades volcánicas intrusivas con importancia metalogénica, por su relación con el desarrollo tardío del sistema magmático-hidrotermal tipo cuprífero y de molibdeno ubicado en profundidad.

El yacimiento está ubicado en la Cordillera Principal a la latitud de $33^{\circ}08'35''S$, al noreste de Santiago de Chile. Esta parte de la cordillera de Los Andes es la continuación hacia

el sur del segmento de ella que tiene las mayores alturas e incluye el monte Aconcagua (7.021 m s.n.m.).

Los resultados de los programas de exploración, han permitido reconocer la existencia de recursos de cobre y molibdeno, que se ha calculado en el orden de $1,0 \times 10^6$ T.M. con leyes medias cercanas al 1 % Cu y 0,021 % Mo, sin incluir la información del complejo de brechas Los Bronces. Los límites de la mineralización de importancia económica aún no han sido encontrados en profundidad; y además se desconoce el potencial de las zonas de alteración hidrotermal existentes en el segmento sur de la franja de zonas de alteraciones aisladas, distribuidas en una extensión de 10 km de longitud y 1-2 km de ancho, orientada N27°O.

La mineralización tipo pórfido cuprífero tiene razón Mo/Cu 0,026:1 y se encuentra principalmente en cuerpos de brechas hidrotermales con predominio de cemento de turmalina y brechas con espacios abiertos, parcialmente ocupados por sílice y sulfuros y en enrejados polidireccionales de vetillas con una mineralogía similar.

GEOLOGIA DEL YACIMIENTO RIO BLANCO

En el área del yacimiento Río Blanco las rocas más antiguas son los estratos volcánicos de edad terciaria de la Formación Farellones, que se asientan en discordancia angular sobre el basamento constituido por terrenos cretácicos plegados y correlacionados con la secuencia volcánica andesítica de la Formación Los Pelambres, según Caminos *et al.* (1985). La secuencia de rocas cretácicas fue estudiada en el área por Aguirre (1960) y correlacionada en su oportunidad con la Formación Abanico.

La Formación Farellones es una secuencia suavemente plegada de rocas volcánicas con una potencia estimada entre 2.500-3.000 m, que aparece aumentada por los numerosos lacolitos intercalados en la serie. Esta unidad formacional ha sido dividida por Aguirre (*op. cit.*), en el miembro basal Tuquito, mioceno inferior a medio, con predominio de flujos ignimbríticos y en el miembro superior Buitre mioceno medio a superior, de coladas andesíticas. Dataciones ra-

diométricas K/Ar en plagioclasa, efectuadas por Vergara y Drake (*op. cit.*), señalan una edad de $18,5 \pm 0,3$ Ma y $17,3 \pm 0,2$ Ma, definiendo según estos autores una edad mínima miocena inferior.

El plutón Río Blanco-San Francisco corresponde a un magmatismo calcoalcalino enriquecido en potasio, que intruye a la Formación Farellones y en su cúpula se define un contacto aproximadamente subhorizontal. Predominan las facies de cuarzomonzonita y granodiorita, con variedades texturales: alotriomorfa granular, hipidiomorfa granular y porfídicas. El plutón se ubica en la franja de intrusivos cenozoicos más jóvenes, con edades radiométricas que varían entre $13,6 \pm 0,2$ Ma y $8,4 \pm 0,2$ Ma según Vergara y Drake (1979). La alteración temprana que afecta al plutón corresponde a metasomatismo potásico, caracterizado por textura microperftítica, cúmulos de biotita fina en feldespatos e incipiente alteración de ellos a sericita. Este tipo de alteración también afecta a las andesitas y en ellas consiste en la biotitización de los feldespatos y hornblendas. Asociadas a esta etapa de alteración, no se han reconocido concentraciones de cobre mayores a 0,3 % y de molibdeno mayores a 0,006 %.

Las chimeneas de brechas hidrotermales con cemento de turmalina, cuarzo, sulfuros, anhidrita y polvo de roca, se ubican en la cúpula del plutón e incluyen fragmentos de estratos del Miembro Buitre de la Formación Farellones. Las variaciones de brechas son definidas por el tipo de cemento, porcentaje en volumen de la matriz, geometría y naturaleza de los fragmentos; y han sido agrupados en los complejos Los Bronces, Río Blanco y Sur-Sur, que conforman una columna de roca reconocida mediante sondajes en una extensión de 2 km. Dataciones radiométricas K/Ar efectuadas en rocas con alteración a sericita de formación relacionada con el desarrollo hidrotermal principal, varían entre $5,9 \pm 0,2$ Ma y $5,2 \pm 0,2$ Ma. Vergara y Drake (1979), obtuvieron la edad K/Ar de 7,4 Ma en una muestra mineralizada perteneciente al complejo de brechas Los Bronces. El origen de las chimeneas de brechas hidrotermales es factible de clasificar como magmático hidrotermal relacionado con el desarrollo del sistema hidrotermal tipo pórfido cuprífero, según el

SECTORES	ESTRUCTURAS GEOLOGICAS	PETROGRAFIA
-LA COPA	CHIMENEA SUBVOLCANICA - Cuello volcánico y maar - Diatrema	- Unidades de brechas de fluidización y de riolitas efusivas - Unidades de riolitas silicificadas y sericitizadas y de brechas volcánicas.
-RIO BLANCO	CHIMENEA SUBVOLCANICA - Intrusivo de pórfido dacítico y autobrechas subvolcánicas	- Unidades cristaloclasticas de composición dacítica.
-DON LUIS	1- DOMO MONOLITICO - Stock Don Luis 2- CHIMENEA SUBVOLCANICA CENTRAL - Brechas Hidrotermales - Brechas Volcánicas	- Pórfido dacítico y transición a dacita-latita. - Variedades con cemento de cuarzo y molibdeno y de turmalina. - Material tobáceo y de polvo de roca. - Material tobáceo, polvo de roca y turmalina.

esquema de clasificación de brechas propuesto por Sillitoe (1985).

La secuencia de eventos ígneos interminerales está constituida por la intrusión de stocks y cuerpos menores calcoalcalinos enriquecidos en potasio, con valores de hasta 5,5 % de K_2O . Corresponden a pórfidos de cuarzomonzonita y cuarzomonzodiorita de masa fundamental con textura aplítica y afectados de alteración temprana. Pórfidos de cuarzomonzonita del evento intrusivo de edad K/Ar $5,15 \pm 0,2$ Ma según Blondel (1980), intruyen a brechas hidrotermales con espacios abiertos pertenecientes al Complejo Río Blanco y a su vez se encuentran brechizados, caracterizando las relaciones de contacto de intrusivos interminerales. Los pórfidos centran la distribución zonal de la alteración potásica y propilítica. La ubicación de la alteración a sericita es anómala cuando se encuentra superpuesta en alteración potásica y se restringe fundamentalmente a los cuerpos de brechas en la zona de alteración propilítica.

Los eventos geológicos terminarían con el desarrollo del Complejo subvolcánico Río Blanco.

GEOLOGIA DEL COMPLEJO SUBVOLCANICO RIO BLANCO

El Complejo subvolcánico Río Blanco está caracterizado por eventos comagmáticos dacíticos y riolodacíticos de edades radiométricas K/Ar que varían entre $4,9 \pm 0,2$ Ma y $3,9 \pm 0,1$ Ma según Vergara y Drake (*op. cit.*) y Quirt *et al.*, *op. cit.* respectivamente.

La concentración de K_2O tiene valores de hasta 10,7 % según Vergara y Latorre (1984). Los intrusivos tienen estructuras de fluidez y bandeamiento de fenocristales y alternancia con turmalina, textura cristaloclastica y felsítica, originando estructuras geológicas agrupadas en el complejo subvolcánico Río Blanco, que intruyen a la mineralización hidrotermal principal y a su vez controlan la localización de la mineralización hidrotermal tardía y póstuma del yacimiento Río Blanco. Las estructuras geológicas se encuentran en los sectores conocidos como La Copa, Río Blanco y Don Luis, distribuidas en una extensión de 5,7 km, orientadas en dirección norte-sur (véase figura 1 y 2) y son las siguientes:

Chimenea subvolcánica en el sector La Copa

Unidad de riodacitas silicificadas y sericitizadas. Diatrema

Las variaciones petrográficas descritas por Toro (1986), corresponden a las siguientes unidades: riodacitas silicificadas y sericitizadas, brechas volcánicas, brechas de fluidización, riolitas efusivas, y filones "La Copa".

La unidad de riodacitas silicificadas y sericitizadas, con grados variables de argilización, conforma la diatrema de la chimenea subvolcánica. No se dispone de dataciones radiométricas.

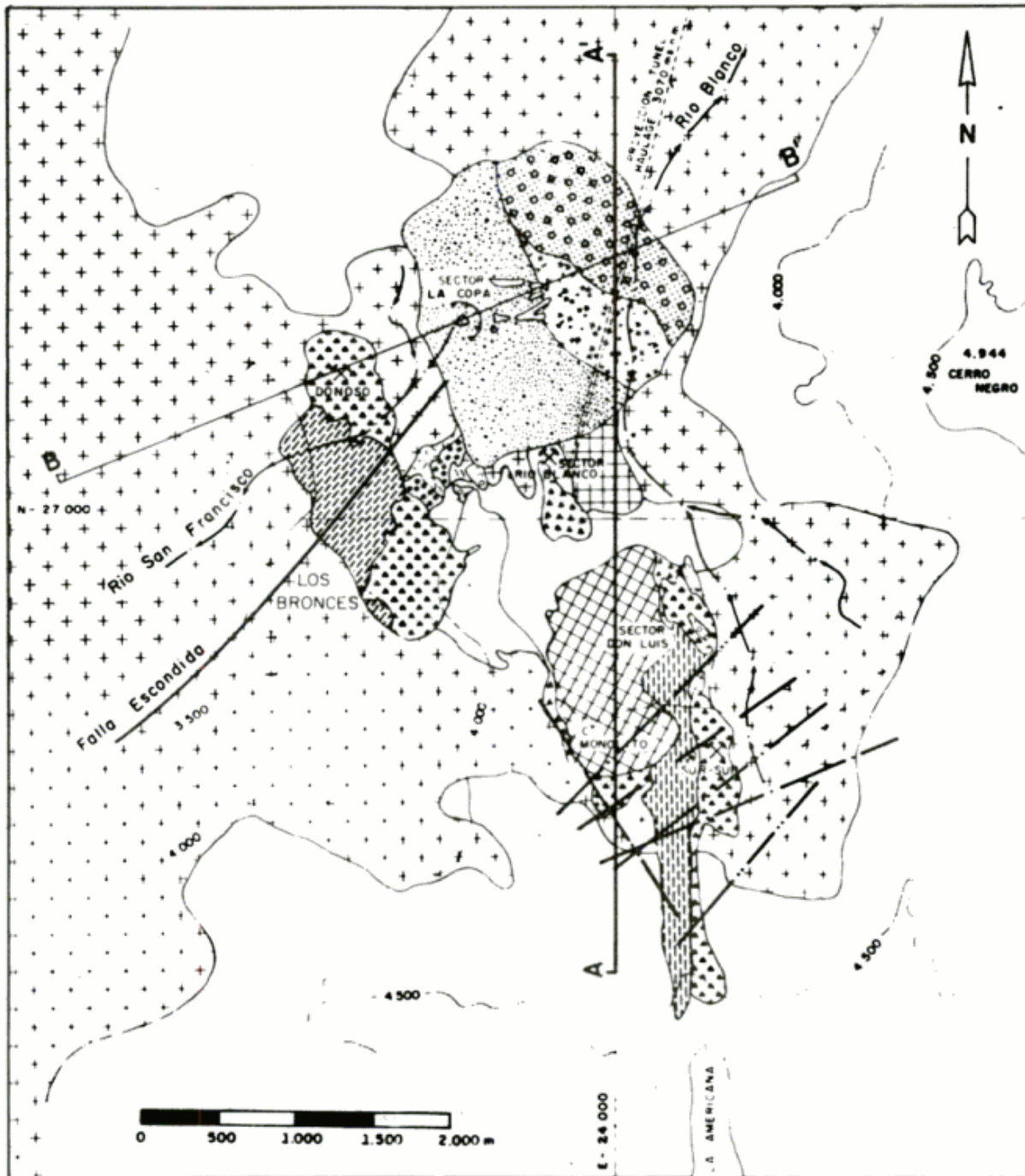


Figura 1: Geología del yacimiento Río Blanco. Modificado de Warnars, (1980); Latorre, (1981); Stambuk, *et al.* (1979 y 1982); Rojas, (1985); Warnars, *et al.* (1985) y Toro, (1986).

cas K/Ar en rocas de esta unidad y por relaciones de contacto se estima que pueden ser más antiguas que $4,9 \pm 0,2$ Ma. La unidad de riolacitas alteradas está constituida por las variedades drúsica, porfídica compacta silícea, porfídica moderadamente sericitizada, fluidal, porfídica con núcleos feldespáticos alargados, porfídica con masa silícea pardo-rojiza. Existen clastos en porcentajes menores a 5 % en volumen, ocasionalmente pueden llegar a 20 %, tienen tamaños menores a 4 cm y corresponden a clastos subredondeados de andesita, granodiorita, brecha de turmalina y clastos subangulares de pórfido de dacita y material tobáceo. Se encuentran cantidades subordinadas y trazas de pirita, calcopirita, blenda, galena y sulfosales de la serie tenantita-tetraedrita; asociados a una ganga de anquerita, siderita, sílice y yeso; minerales que se encuentran como relleno de oquedades, vetillas y diseminados en halos de alteración sericitica. La variedad de riolita drúsica tiene las mayores concentraciones geoquímicas de Au, Ag, As y Mo.

UNIDAD DE BRECHAS VOLCANICAS RELACIONADAS CON LA DIATREMA

La unidad de brechas volcánicas rodea a la diatrema de riolacitas silicificadas y sericitizadas e incluyen a las siguientes variedades texturales: riolacita fanerítica a porfídica seriada, riolacita granular, riolacita porfídica con masa afanítica blanca y riolacita porfídica indiferenciada con cantidades subordinadas de material tobáceo. La presencia de clastos es más importante que en la unidad de riolacitas alteradas y puede llegar a constituir hasta 30 % en volumen, siendo de andesitas, pórfido de dacita y de material tobáceo. El tamaño promedio de los clastos es 1 cm, pero también se han encontrado megaclastos de pórfido de dacita. Las mayores concentraciones de uranio móvil, determinadas con un espectrómetro alfa, se encuentran en este grupo de rocas. Las asociaciones mineralógicas de sulfuros y minerales de ganga mencionados en la descripción de la unidad de riolacitas alteradas, también se encuentran en esta unidad pero en concentraciones trazas.

UNIDAD DE BRECHAS DE FLUIDIZACION Y RIOLITAS EFUSIVAS. Cuello Volcánico La Copa

La unidad de brechas de fluidización y riolitas efusivas constituyen el cuello volcánico de la chimenea subvolcánica y se encuentra asociado con flujos riolíticos. Las brechas de fluidización intruyen a las unidades anteriores e incluye a las siguientes variedades petrográficas: brechas de contacto, toba lítica verde y toba aglomerádica. La brecha de contacto está constituida por un agregado semicoherente, compuesto de abundantes clastos, fragmentos de cristales y de polvo de roca. Las riolitas efusivas incluyen las variedades petrográficas: riolita tobácea amigdaloidal, riolita tobácea con vidrio orientado y riolita porfídica con masa silícea y débilmente amigdaloidal. Las edades radiométricas de esta unidad varían entre $4,9 \pm 0,2$ Ma y $3,92 \pm 0,1$ Ma, según Vergara y Drake, (*op. cit.*); Quirt (*et al.*, *op. cit.*). Las rocas de caja de esta unidad tienen mineralización de pirita, arsenopirita; asociada a una ganga de anquerita, siderita y sílice.

UNIDADES DE FILONES "LA COPA"

El grupo de filones "La Copa" corresponden a cuerpos menores con estructura de filones capa y domos de riolita-latita y latita de edad $4,3 \pm 0,1$ Ma, según Toro (*op. cit.*), los cuales intruyen a todas las unidades de la chimenea subvolcánica y a su vez son cubiertos por los flujos tobáceos riolíticos más jóvenes.

CHIMENEA SUBVOLCANICA EN EL SECTOR RIO BLANCO

Las autobrechas subvolcánicas asociadas al pórfido dacítico conforman la chimenea subvolcánica Río Blanco, según Stambuk (1979) y (1982). Estudios petrográficos y de sus relaciones geoquímicas fueron definidos por Latorre (1981) y Vergara y Latorre (1984).

PORFIDO DACITICO

El pórfido dacítico se encuentra totalmente alterado a sericitita y se ubica en la parte central y

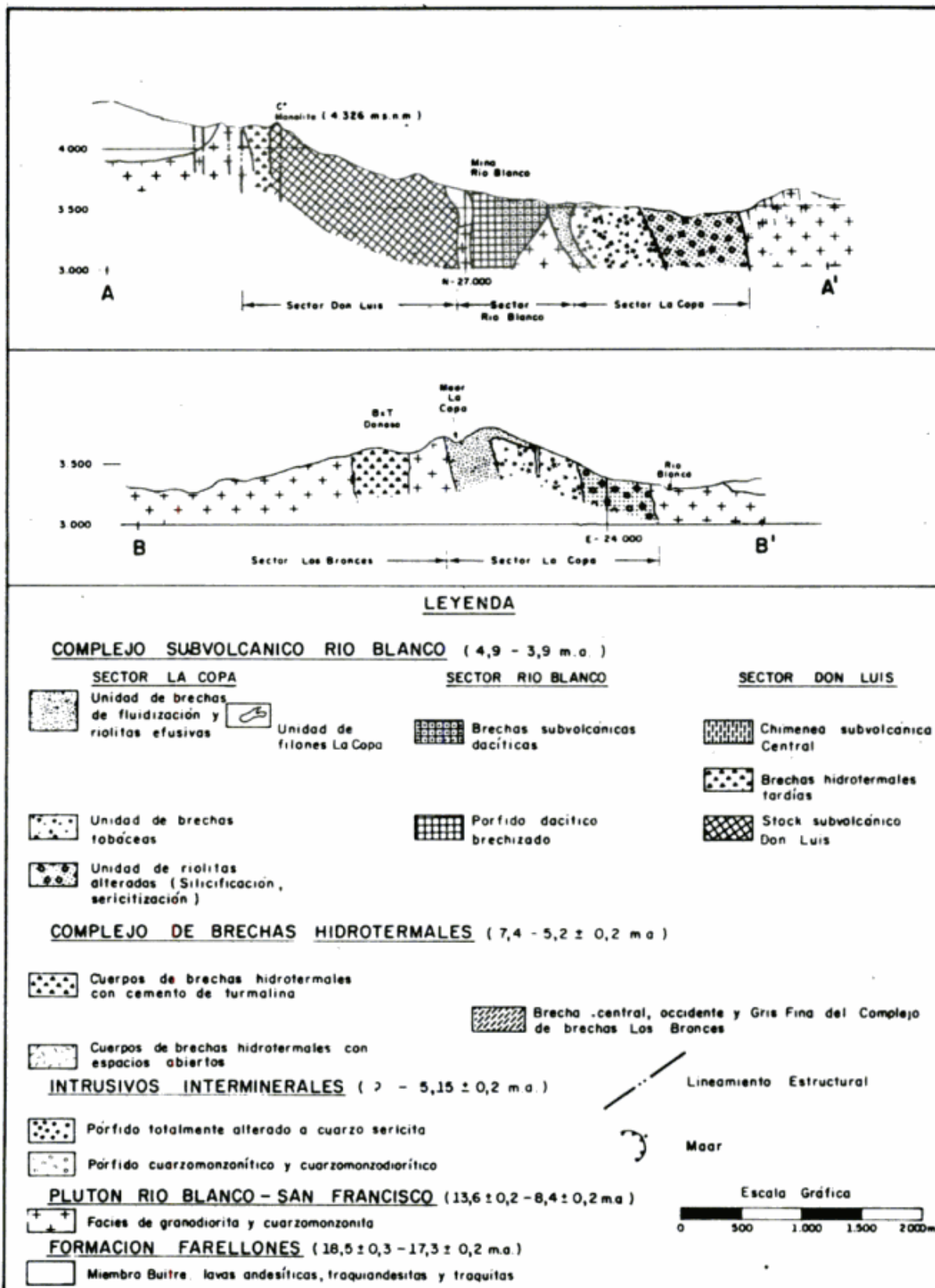


Figura 2: Secciones AA' y BB' del yacimiento Río Blanco.

sur de la estructura volcánica. La textura bandeada predomina en su parte superior. El contacto transicional con las autobrechas se caracteriza por el predominio de la textura fluidal.

AUTOBRECHAS DACITICAS

Las autobrechas dacíticas se ubican en la parte norte de la chimenea subvolcánica Rfo Blanco. Las rocas se encuentran totalmente alteradas a sericita. Los fragmentos son redondeados a subangulares con tamaños de hasta 50 cm y constituyen más del 30 % de la unidad. Predominan los clastos de pórfido dacítico y en sus márgenes se encuentran clastos de las rocas de caja. La matriz corresponde a una toba dacítica con textura porfídica. Pirita, galena, blenda, ankerita y siderita se encuentran en vetas ubicadas en la unidad y en su roca de caja. Este tipo de mineralización se ha reconocido sólo en algunas de sus estructuras.

STOCK Y BRECHAS VOLCANICAS EN EL SECTOR DON LUIS

El stock subvolcánico Don Luis ha sido descrito por Stambuk *et al.* (*op. cit.*) y por Rojas (1985). Brechas volcánicas e hidrotermales tardías se encuentran asociadas a este intrusivo y conforman la chimenea subvolcánica central.

STOCK SUBVOLCANICO DON LUIS

Los afloramientos del stock subvolcánico Don Luis se extienden desde el Cerro Monolito (4.326 m s.n.m.), hasta el área sur de la mina Rfo Blanco, ubicándose en la parte central del segmento norte de la franja de zonas de alteración hidrotermal. Sus variedades petrográficas corresponden a dacita y dacita-latita, las cuales tienen entre sí contacto transicional. El pórfido de dacita, afectado por alteración hidrotermal potásica, exhibe contenidos de K_2O de hasta 10,1 %, y una edad K/Ar $4,5 \pm 0,4$ Ma según Rojas (1985). Tiene su masa fundamental textura aplítica y ha sido reconocido en la cota 3.000 m s.n.m. en la parte norte del stock. Se encuentra afectado de mineralización de cobre y molibdeno de importancia económica que se manifiesta en vetillas, diseminada y en cuerpos de brechas hidrotermales con cemento de sílice,

molibdenita y pirita. El pórfido de dacita-latita, de edad K/Ar $3,9 \pm 0,7$ Ma según Rojas (*op. cit.*), predomina en la parte central, sur y apical del stock subvolcánico y tiene masa fundamental con textura de transición entre aplítica fina y felsosídica. No se encuentra asociado a mineralización de cobre y molibdeno de importancia económica. El stock Don Luis centra e intruye el desarrollo hidrotermal tardío representado fundamentalmente por la removilización de la mineralización hidrotermal principal, a la cual trunca y le sobreimpone una alteración potásica centrada en la variedad de pórfido de dacita. El pórfido de dacita-latita, controla la localización de alteración potásica sobreimpuesta a alteración propilítica de la roca de caja, denominada alteración potásica marginal según Rojas (*op. cit.*). La alteración sericítica tiene ubicación anómala y afecta al pórfido de dacita-latita en su parte norte. La alteración propilítica afecta principalmente la parte sur del pórfido de dacita-latita. La alteración argílica afecta a todas las variedades petrográficas del stock y se ubica de preferencia en sus márgenes.

CHIMENEA SUBVOLCANICA CENTRAL

Las variedades de brechas volcánicas e hidrotermales que conforman la chimenea subvolcánica central, se encuentran en gran parte cubiertas por depósitos glaciares y han sido reconocidas fundamentalmente por sondajes y por el rajo de la mina sur-sur. Esta estructura volcánica tiene una longitud estimada del orden de 1,3 km y trunca la mineralización hidrotermal principal de la brecha de turmalina sur-sur. Su formación se asocia con el emplazamiento del stock Don Luis e incluye la última fase de turmalinización del yacimiento Rfo Blanco, constituida por un cuerpo denominado Brecha Paloma. La Brecha Paloma tiene matriz y cemento en cantidades superiores a 30 % en volumen, clastos subredondeados y redondeados totalmente alterados a sericita. El cemento está constituido principalmente por turmalina asociada a cantidades variables de material tobáceo y de polvo de roca, con cantidades subordinadas de sulfuros, sílice, magnetita, clorita y siderita. En sectores se observan texturas microporosas.

Cuadro I: Características químicas del magmatismo calcoalcalino asociado al yacimiento Río Blanco.

UNIDAD GEOLOGICA	PLUTON RIO BLANCO - SAN FRANCISCO	STOCK	COMPLEJO SUBVOLCANICO RIO BLANCO		
PETROGRAFIA	CUARZOMONZONITA Y GRANODIORITA	PORFIDO CUARZOMONZONITA	PORFIDOS DACITICOS Y RIODACITICOS		
			SECTOR DON LUIS	SECTOR RIO BLANCO	SECTOR LA COPA
EDADES K/Ar m.a.	13.6 ± 0.2 - 8.4 ± 0.2	5.15 ± 0.2	4.5 ± 0.4 - 3.9 ± 0.7		4.9 ± 0.2 - 3.9 ± 0.1
SiO ₂ %	60.5 - 69.6 64.8	66.0 - 66.8 66.4	63.9 - 68.9 66.5	66.0 - 68.0 67.0	67.5 - 70.7 68.9
Al ₂ O ₃ %	13.6 - 16.8 15.8	14.9 - 15.3 15.1	13.9 - 16.3 15.4	14.0 - 15.0 14.4	15.4 - 16.8 16.0
K ₂ O %	2.2 - 5.0 3.2	3.4 - 5.5 4.5	1.1 - 10.1 5.3	4.7 - 10.7 6.8	1.9 - 2.4 2.6
Na ₂ O %	1.9 - 5.8 4.2	3.7 - 5.9 4.8	0.9 - 12.2 5.1	0.2 - 3.6 2.2	4.7 - 5.6 5.0
CaO %	1.7 - 5.4 3.4	0.7 - 2.0 1.4	0.04 - 1.9 0.6	0.2 - 2.4 1.4	1.9 - 2.6 2.2
HgO %	0.6 - 3.3 1.8	0.5 - 0.6 0.53		0.0	0.3 - 0.6 0.4
Al ₂ O ₃ /K ₂ O+Na ₂ O+CaO	1.2 - 1.8 1.5		1.1 - 1.8 1.4	1.1 - 1.8 1.4	1.5 - 1.7 1.6
K ₂ O/Na ₂ O	0.5 - 2.7 0.9	0.7 - 1.5 1.1	0.1 - 4.0 1.4	1.3 - 39.0 13.8	0.4 - 0.6 0.5
Na ₂ O/CaO	0.5 - 2.7 1.6	1.8 - 8.7 5.2	1.7 - 58.5 14.6	1.0 - 3.0 1.7	1.9 - 2.7 2.3
K 57,5	2.1 - 3.1 2.6	3.7 - 4.7 4.2	1.0 - 9.1 4.7	4.0 - 9.2 5.9	1.6 - 1.6 2.2
TiO ₂ %	0.4 - 0.6 0.5	0.2 - 0.3 0.2	0.2 - 0.7 0.3	0.2	0.2
Rb ppm	50 - 90 70	125 - 185 151	34 - 266 109	180 - 370 302	-
Sr ppm	600 - 690 645	80 - 340 170	11 - 582 250	70 - 490 302	-
Nb ppm	18.4 - 23.0 20.7	-	-	-	-
Rb/K	1/456 - 1/265 1/360	1/332 - 1/287 1/321	1/692 - 1/227 1/444	1/240 - 1/206 1/219	-
Rb/Sr	0.08 - 0.13 0.10	0.37 - 2.0 1.18	0.12 - 3.25 0.66	0.39 - 4.29 1.39	-

GEOQUIMICA

MAGMATISMO CALCOALCALINO

Los valores del índice $Al_2O_3/K_2O + Na_2O + CaO$ son mayores a 1,0 y corresponden a variaciones del contenido de alúmina en el magma peraluminoso (véase figura 3). Las razones iniciales Sr^{87}/Sr^{86} en rocas del plutón, varían entre 0,7037 y 0,7043 según Halpern (1979). Las concentraciones de Rb (50-370 ppm), Sr (11-690 ppm), Nb (18,4-23,0 ppm) y TiO_2 (0,16-0,69 %), se detallan en el cuadro I y son propias de este

tipo de magmatismo (figura 4). La razón Rb/Sr varía entre 0,008:1-4,29:1 y los valores menores a 0,13:1 se encuentran en muestras del plutón Río Blanco-San Francisco.

ENRIQUECIMIENTO EN ALCALIS

El enriquecimiento en potasio ligado a los procesos de alteración hidrotermal, representado por concentraciones de K_2O mayores a 3 % (figura 5), valores del índice K 57,5 (Westra y Keith, 1981) mayores a 2,5 y razón Rb/K mayores a 1:250, es significativo en rocas del plutón

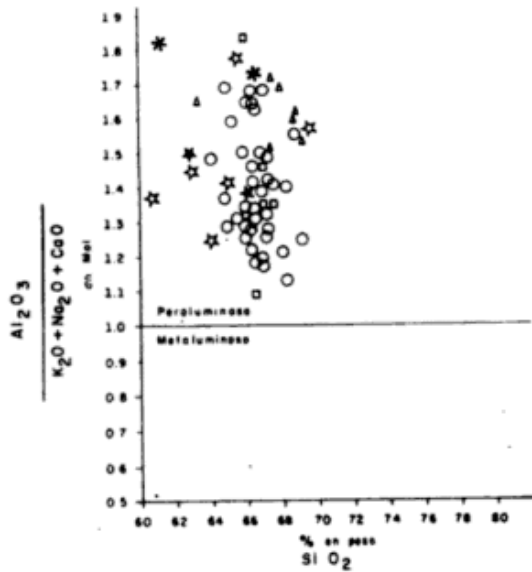


Figura 3: Razón $Al_2O_3/K_2O + Na_2O + CaO$ (en % Mol) vs contenido de SiO_2 (% peso) en rocas ígneas asociadas al yacimiento Río Blanco.

Río Blanco-San Francisco, stock de pórfido cuarzomonzonítico y rocas del Complejo subvolcánico Río Blanco ubicados en el sector Don Luis.

El enriquecimiento en sodio representado por la razón Na_2O/CaO mayor a 3,0, se encuentra en muestras del stock de pórfido cuarzomonzonítico (1,8:1-8,7:1) y en rocas del Complejo subvolcánico Río Blanco ubicados en el sector Don Luis (1,74:1-58,5:1).

MINERALIZACION HIDROTERMAL

La mineralización de cobre y molibdeno del yacimiento Río Blanco es típica de pórfidos cupríferos y la razón Mo/Cu es 0,026:1.

La mineralización hidrotermal polimetálica con carácter epitermal ha sido reconocida en la diatrema riodacítica de la chimenea subvolcánica "La Copa" y en su roca de caja. Las rocas riodacíticas tienen los mayores contenidos de SiO_2 (68-69 %) y de Al_2O_3 (15,4-16,8 %) entre las rocas ígneas asociadas a la mineralización tipo pórfido cuprífero. La mineralización de

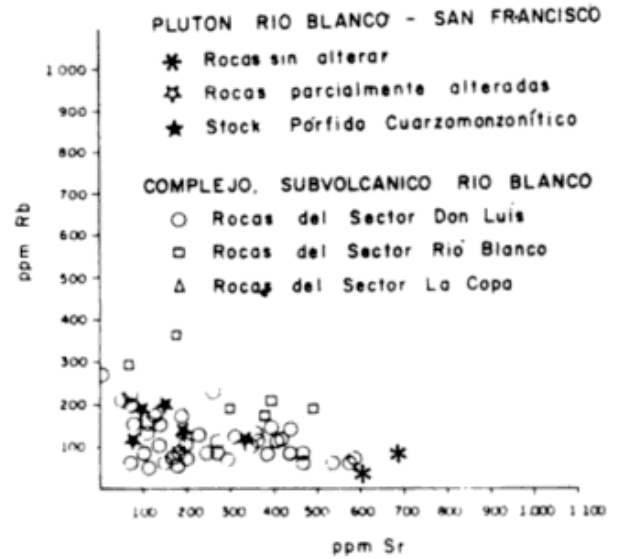


Figura 4: Contenidos de Rb y Sr en rocas ígneas asociadas al yacimiento Río Blanco.

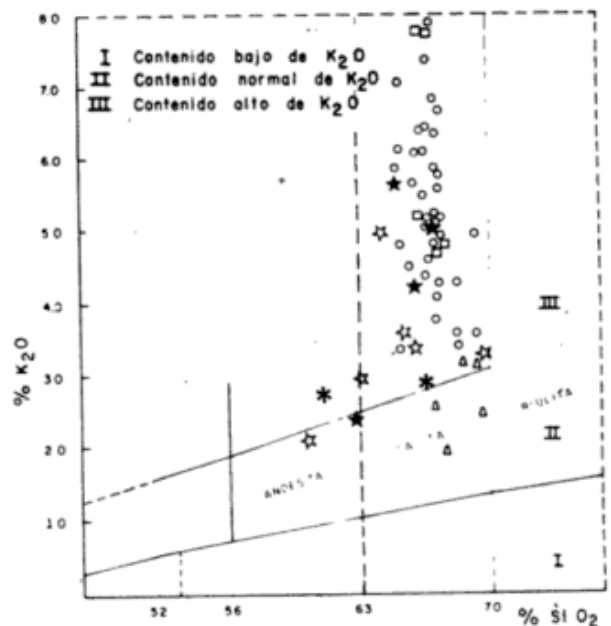


Figura 5: Contenidos de K_2O y SiO_2 en rocas ígneas asociadas al yacimiento Río Blanco. I: Contenido bajo de K_2O ; II: Contenido normal de K_2O ; III: Contenido alto de K_2O .

uranio tiene concentraciones primarias de uranio móvil mayores a 0,8 ppm. Las concentraciones de arsénico mayores a 0,009 % se encuentran en la roca de caja de esta estructura volcánica y están relacionadas con la mineralización de arsenopirita y sulfosales de arsénico, antimonio y cobre. La mineralización de plata y oro ha sido reconocida en rocas con razón de Mo/Cu me-

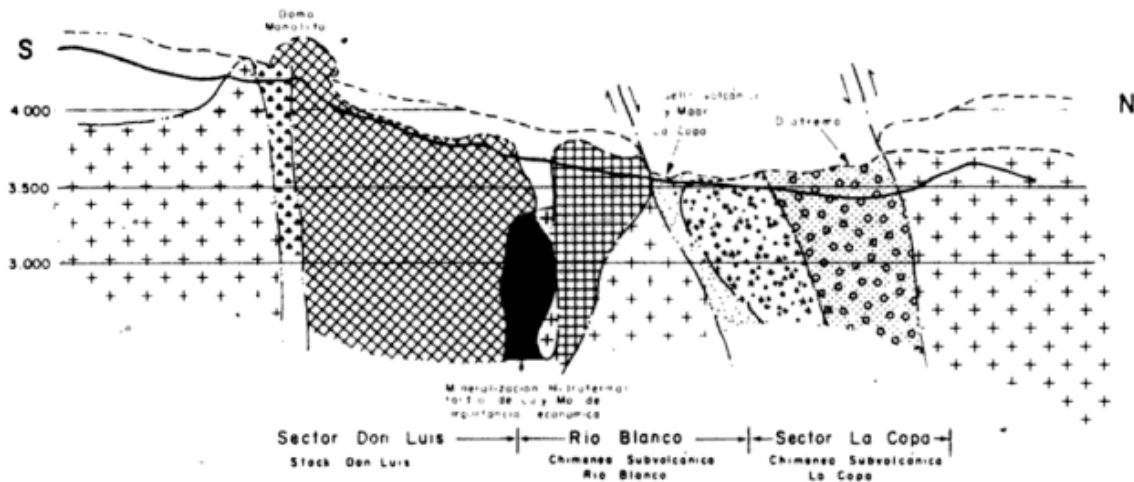


Figura 6: Complejo subvolcánico Río Blanco. Modelo Geológico.

nores a 0,020:1. La evaluación del potencial económico de Au, Ag y U, será el objetivo de futuros programas de exploraciones mediante sondajes en las estructuras subvolcánicas y en sus rocas de cajas.

CONCLUSIONES

Las brechas y pórfidos dacíticos y riodacíticos del complejo subvolcánico Río Blanco, corresponden a intrusiones tardías, comagmáticas e interminerales de la serie calcoalcalina y calcoalcalina enriquecida en potasio; de edades radiométricas K/Ar que varían entre $4,9 \pm 0,2$ Ma y $3,9 \pm 0,1$ Ma (Plioceno), asociadas al yacimiento cuprífero Río Blanco.

Las estructuras volcánicas del Complejo subvolcánico Río Blanco, tienen características similares al esquema de diatrema y maar descrito por Sillitoe y Bonham (1984). La diatrema y cuello volcánico de composición riodacítica y el maar, se ubican en el sector La Copa (véase figura 6), que corresponde al extremo norte del yacimiento Río Blanco. El esquema del modelo geológico se completa en la parte sur, con la intrusión del stock Don Luis de composición dací-

tica, el cual tuvo un desarrollo de domo en el cerro Monolito (4.326 m s.n.m.), parcialmente erosionado en la actualidad. Las chimeneas subvolcánicas Río Blanco y Central corresponden a estructuras asociadas al stock Don Luis y están constituidas por brechas ígneas, de polvo de rocas e hidrotermales tardías. Las estructuras volcánicas mencionadas, se encuentran en el segmento norte de la franja orientada N30°O, de 10 km de longitud y 2 km de ancho, con afloramientos aislados de unidades similares, ubicados en la alta cordillera de Los Andes de Chile Central, al sur de la latitud 33°.

El metasomatismo alcalino es importante y afecta a rocas del plutón Río Blanco-San Francisco, stock de pórfidos cuarzomonzoníticos, stock Don Luis y sus chimeneas subvolcánicas asociadas. El enriquecimiento en potasio, se relaciona con eventos ígneos tempranos y tardíos del metasomatismo potásico durante las alteraciones tardiomagmáticas y potásica del sistema magmático-hidrotermal tipo pórfido cuprífero y de molibdeno del yacimiento Río Blanco. El metasomatismo potásico como evento tardío, origina concentraciones del stock Don Luis, pro-

ducidas como aporte de molibdeno y removilización de la mineralización previa de cobre, y también de molibdeno. Los menores valores de la razón Rb/K en rocas de la chimenea subvolcánica Rfo Blanco, corresponden al aumento de la concentración de ambos elementos en pórfidos dacíticos y brechas ígneas auto-clásticas de igual composición y totalmente alteradas a sericita.

El metasomatismo sódico tiene una posición externa al metasomatismo potásico en los intrusivos, y se relaciona con el desarrollo del ambiente de alteración propilítica en ellos. El enriquecimiento en sodio no se encuentra asociado a concentraciones de cobre y molibdeno de importancia económica.

El mayor grado de diferenciación del magmatismo calcoalcalino, se encuentra en rocas riódacíticas y dacíticas del complejo subvolcánico La Copa y está definido por el aumento de sílice y de alúmina. Los contenidos de magnesio y calcio, son menores o iguales a los encontrados por López (1978) en granodioritas sin alteración del plutón Rfo Blanco-San Francisco (MgO = 1,31 % - 2,47 %; CaO = 1,95 % - 4,51 %). Los tipos de alteración como: albitización, silicificación, sericitización y argilización moderada, se encuentran asociados a mineralización polimetálica de arsénico, plata, oro, cobre y sales de uranio.

Los antecedentes geológicos resumidos, permiten elaborar la hipótesis de la existencia de distintos grados de confinamiento del sistema magmático-hidrotermal tardío del yacimiento Rfo Blanco. El ambiente volcánico se encuentra en el sector La Copa y está asociado a mineralización hidrotermal tardía polimetálica, de carácter epitermal. El mayor confinamiento afectó al stock Don Luis y a la chimenea subvolcánica Rfo Blanco; en donde se originaron eventos de metasomatismo

alcalino, asociados con aportes y removilización de mineralización de cobre y molibdeno, hacia cotas geológicas más altas.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al señor Rolando Ramos, Presidente Ejecutivo de la Corporación Nacional del Cobre de Chile, la autorización para la publicación de este artículo como contribución al proyecto PICG-249.

Se agradece la participación de los geólogos señores Juan Carlos Toro G., José Latorre M. y Ana Rojas B., en la ejecución de los temas de investigación que les fueron asignados sobre la geología de unidades del complejo subvolcánico y volcánico Rfo Blanco, los cuales presentaron como tesis para optar a sus respectivos títulos de geólogos.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- AGUIRRE, L., 1960. *Geología de Los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua*. Inst. Invest. Geol., Bol. 9, 1-70, Santiago de Chile.
- BLONDEL, J., 1980. *Pórfido de composición granodiorítica del yacimiento Rfo Blanco. Memoria para optar al título de Geólogo*. Univ. de Chile, Dep. Geología, Santiago de Chile.
- CAMINOS, R., C. MPODOZIS, V. RAMOS, S. RIVANO y M. PARADA, 1985. *Sección Geológica de Los Andes entre Algarrobo (Chile) y Mendoza (Argentina)*. Folleto guía, excursión post-simposio. Proyecto 120. *Evolución magmática de Los Andes*. Univ. de Chile, Dep. Geología, Santiago de Chile.
- HALPERN, M., 1979. *Strontium Isotope Composition of Rocks from the Disputada Copper Mine, Chile*. Econ. Geol. 74: 129-130.
- LATORRE, J., 1981. *La Formación Rfo Blanco en el área de la mina Andina. Memoria para optar al título de Geólogo*. Univ. de Chile, Dep. Geología, Santiago de Chile.
- QUIRT, G. S., J. STEWART, A. H. CLARK y E. FARRAR, 1971. *Potassium-Argon ages of porphyry copper deposits in Northern and Central Chile*. Abstr. Geol. Soc. Amer. Meeting 676-677.
- ROJAS, A., 1985. *Geología y Petrogénesis del Pórfido Don Luis en el yacimiento Rfo Blanco. Memoria para optar al título de Geólogo*. Univ. de Chile, Dep. Geología, Santiago de Chile.
- SILLITOE, R., 1985. *Ore-Related Breccias in Volcanoplutonic Arcs*. Econ. Geol., 80: 1467-1514.
- _____ y H. BONHAM, 1984. *Volcanic Landforms ore Deposits*. Econ. Geol., V, 79: 1280-1298.

Asociación Geológica Argentina

- STAMBUK, C., J. BLONDEL y L. SERRANO, 1979. *Rocas fragmentales asociadas al yacimiento cuprífero Río Blanco*. (Inéd.).
- _____, _____ y _____, 1982. *Geología del yacimiento Río Blanco*. IIIº Congr. Geol. Chileno, Actas, II: 419-E442, Concepción.
- TORO, J., 1986. *Cuerpos subvolcánicos asociados a zonas de alteración hidrotermal en la alta cordillera de Chile Central*. Memoria para optar al título de Geólogo. Univ. del Norte, Dep. Geociencias, Antofagasta.
- VERGARA, M. y R. DRAKE, 1978. *Edades K/Ar y su implicancia en la Geología Regional de Chile*. Univ. de Chile, Dep. Geología, Rev. Comunic., 23: 1-11, Santiago de Chile.
- VERGARA, M. y R. DRAKE, 1979. *Eventos magmáticos plutónicos en Los Andes de Chile Central*. IIº Congr. Geol. Chileno, Actas, I: F19-F30.
- _____ y J. LATORRE, 1984. *El Complejo volcánico pliocénico de Río Blanco*. Santiago. Rev. Geol. Chile, 22: 49-60.
- WARNAARS, F., 1980. *Brechas de Cobre y Turmalina en Los Bronces, Chile*. Congr. Porphyry Copper Mining 50th, Nov. 1980. Proc., V.3: 175-201, Santiago de Chile.
- _____, C. HOMGREN y S. BARASSI, 1985. *Porphyry Copper and Tourmaline Breccias at Los Bronces-Río Blanco, Chile*. Econ. Geol., 80: 1544-1565.

C. J. BLONDEL
C. V. STAMBUK
N. M. GALEB

Superintendencia de Geología Codelco-Chile
División Andina

VOLCANISMO SUBMARINO ORDOVICICO (ARENIGIANO-LLANVIRNIANO) DEL RIO HUAITIQUINA, PROVINCIA DE SALTA

Beatriz Coira y Eduardo Barber

RESUMEN

La secuencia ordovícica disectada por el río Huaitiquina (23°48'S-67°10'O) constituye otro testimonio del volcanismo acaecido durante el Arenigiano-Llanvirniano en el ámbito puneño.

Flujos lávicos, brechas de almohadillas, de fragmentos de almohadillas y de almohadillas aisladas, de composición andesítica, señalan la existencia de volcanes submarinos para las etapas tempranas. Depósitos de flujos piroclásticos dacítico-riolíticos y depósitos piroclásticos de caída son testimonio del incremento de la actividad explosiva, con una acidificación progresiva del magma y disminución en la profundidad de erupción. Las finas tobas y chonitas asociadas a rocas volcánicas epiclásticas en las secciones superiores, señalan la etapa declinante de la actividad volcánica.

ABSTRACT

The Ordovician sequence dissected by the Huaitiquina river in the Puna is mainly represented by volcanic rocks of the Arenighian-Llanvirnian Arc.

The andesite lava flows and pillow breccias, pillow-fragment breccias and isolated pillow breccias are representative of submarine volcanoes of an early stage, which are associated with algal facies. Dacite-rhyolite pyroclastic flows and ash-fall deposits are related to an explosive stage of more acid magma eruptive from shallow depths. Fine tuffs associated with epiclastic volcanic rocks in the upper sections are related to a stage of diminishing volcanism.

INTRODUCCION

El volcanismo ordovícico, de significativa magnitud en ambiente de Puna, constituye un elemento clave en la reconstrucción paleogeográfica de dicho período. Los estudios de secuencias volcánicas de edad arenigiana-llanvirniana llevados a cabo por Schwab (1973) en la zona de Salar de Cauchari-Paso Huaitiquina, Coira (1973, 1975, 1979) en las sierras de Quichagua, Queta, Cochino y Escaya, y Koukharsky y Mirré (1974) al oeste-suroeste de San Antonio de Los Cobres, fueron dando idea de la dimensión alcanzada por el mismo en la cuenca marina ordovícica de la Puna.

La localización de los distintos centros volcánicos, la naturaleza de los mismos, como su evolución magmática constituyen temas prioritarios en el análisis del volcanismo y hacen

necesario el estudio de un número importante de perfiles detallados para su real comprensión, particularmente si se tiene en cuenta que se trata de procesos volcánicos registrados en cuencas marinas antiguas en las que el comportamiento de los materiales piroclásticos y lávicos no es simple. Sobre esta base el presente estudio quiere contribuir con el análisis, caracterización petrográfica y evaluación de condiciones paleoambientales de una secuencia arenigiana-llanvirniana con importante registro volcánico, como la del río Huaitiquina, ubicada a los 23°48'S-67°10'O, próxima al Paso Huaitiquina, limítrofe con Chile. Dicha sucesión, para la que señalara Schwab (1973) la presencia de volcanitas submarinas, ha sido incluida en la Formación Coquena y asignada al Arenigiano superior o Llanvirniano en base a su fauna graptolítica *Didymograptus cf. hirundo*, *Dydymograptus cf.*

gracilis y *Glossograptus* cf. *hincksii* var. *bispinatus*).

VOLCANITAS DEL RIO HUAITIQUINA

La secuencia marina ordovícica disectada por el río Huaitiquina registra importantes acontecimientos volcánicos acaecidos durante el Arenigiano-Llanvirniano. Ella se encuentra cubierta discordantemente por sedimentitas continentales y depósitos ignimbríticos del Terciario superior (figura 1).

Se realizaron dos perfiles detallados transversales a la estructura, abarcando el bloque occidental hundido del paquete ordovícico plegado y fracturado con rumbo general noroeste-sur-sudeste.

En el perfil integrado AB-CD es posible diferenciar cinco unidades principales (de base a techo):

Unidad basal "A" (Esp. = 440 m)

Constituida por sucesión de *flujos lávicos andesíticos*, porfíricos finos, homogéneos, de 10 a 90 m de potencia, atravesados por frecuentes venas de calcita, siderita y sílice de 5-50 cm, *brechas de almohadillas* parcialmente cementadas por calcita y abundantes *brechas de fragmentos de almohadillas* en unidades de 5 a 20 m. Se intercalan niveles algales de 0,2-1 m de potencia.

Unidad "B" (Esp. = 375 m)

Sucesión de *flujos piroclásticos dacíticos* y en menor proporción *riolíticos*, pardo claros a gris parduscos, muy compactos, con estratificación gradada de mediano a buen desarrollo, en los que se observa una mayor concentración de cristales hacia la base y vitroclastos y fragmentos pumíceos hacia el techo de los distintos estratos. Dentro de estas unidades de flujo es frecuente observar doble gradación dada por una disminución granulométrica hacia los niveles superiores, que va de piroarenitas a tobas medianas y finas o de tobas gruesas-medianas a chonitas, estratificadas en bancos de 0,5 a 4 m de potencia en unidades de 5-50 m. Se intercalan en la sección superior de esta unidad, niveles de

tobas medianas de composición dacítica a chonitas, gris parduscas a gris verdosas, de 0,5-5 m de potencia, muy compactas, las que suelen presentar límites netos en la base de los bancos. Estos podrían corresponder a caídas de tefras (*ash-fall*). En algunos casos los niveles de chonitas muestran laminación fina, paralela a cruzada, probablemente denotando la remoción por parte de corrientes marinas.

Dentro de esta unidad y hacia la porción superior de la misma se intercalan restringidos niveles de *tufosamitas medianas a gruesas*, gris verdosas, estratificadas en bancos de 10-20 cm, alcanzando una potencia de 15 m.

Unidad "C" (Esp. = 90 m)

Flujo lávico andesítico a espilitico porfírico fino, muy compacto, verde grisáceo, de 50-60 m, atravesado por finas venas (1-5 mm) de calcita y sílice, con fina discriminación irregular de pirita. En algunos casos es posible observar facies vesiculares hacia el techo. Está atravesado por diques de pórfiro gábrico de 0,6-1 m. Le suceden 30-40 m de *brechas de almohadillas aisladas* (*isolated pillow breccias*) caracterizadas por una matriz tobácea cogenética, presente en un 30 a 70 %, la que encierra clastos de formas ovales de 10 cm (tamaño medio), con bordes de enfriamiento netos, de andesitas porfíricas finas, en parte vesiculares decoloradas (figura 3).

Unidad "D" (Esp. = 83 m)

Secuencia epiclástica y piroclástica representada por *areniscas volcánicas epiclásticas* pardo grisáceas a pardo verdosas, con estratificación gradada, alternantes con *limolitas* verdosas y con algunas *camadas conglomerádicas* de 1-2 m y niveles de areniscas impuras lítico-feldespáticas. El conjunto presenta intercalaciones de *tobas de caída* e *ignimbritas dacítico-riolíticas*, las que se hacen más frecuentes hacia el techo, disponiéndose con espesores de 5-10 m.

Unidad "E" (Esp. = 140 m)

Netamente epiclástica está representada por *areniscas* esencialmente *volcánicas*, medianas a gruesas, con abundante matriz, verdosas, estrati-

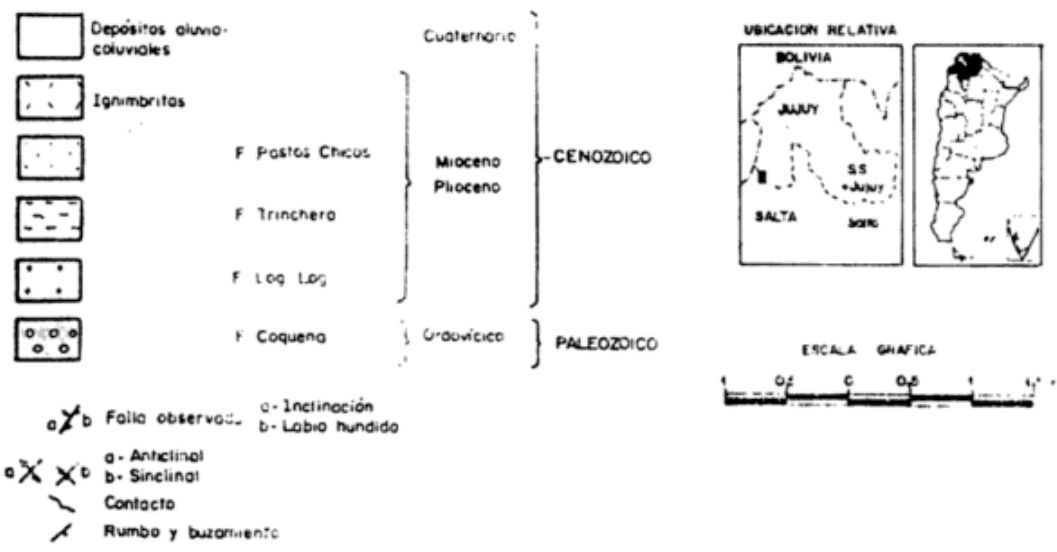
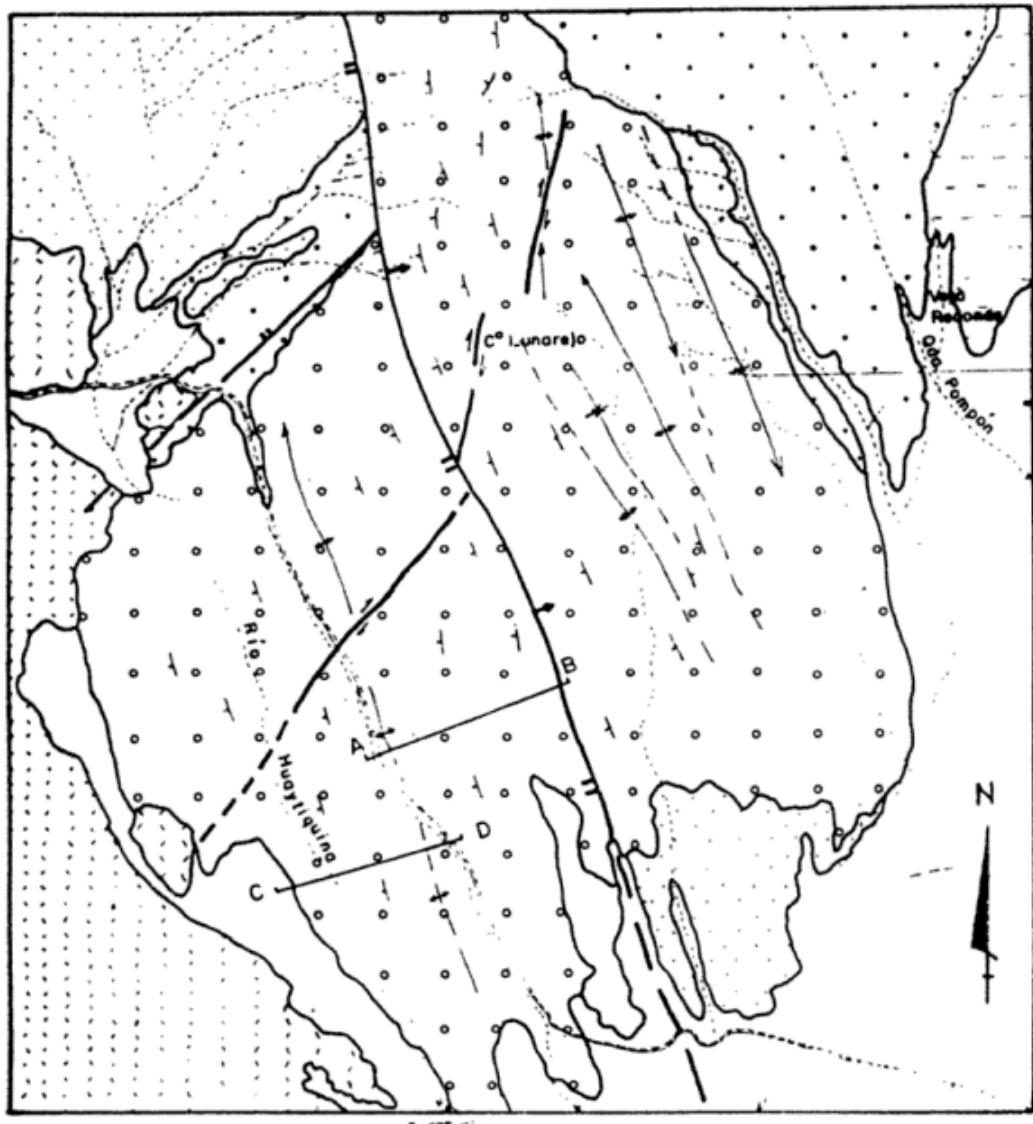


Figura 1: Geología del área

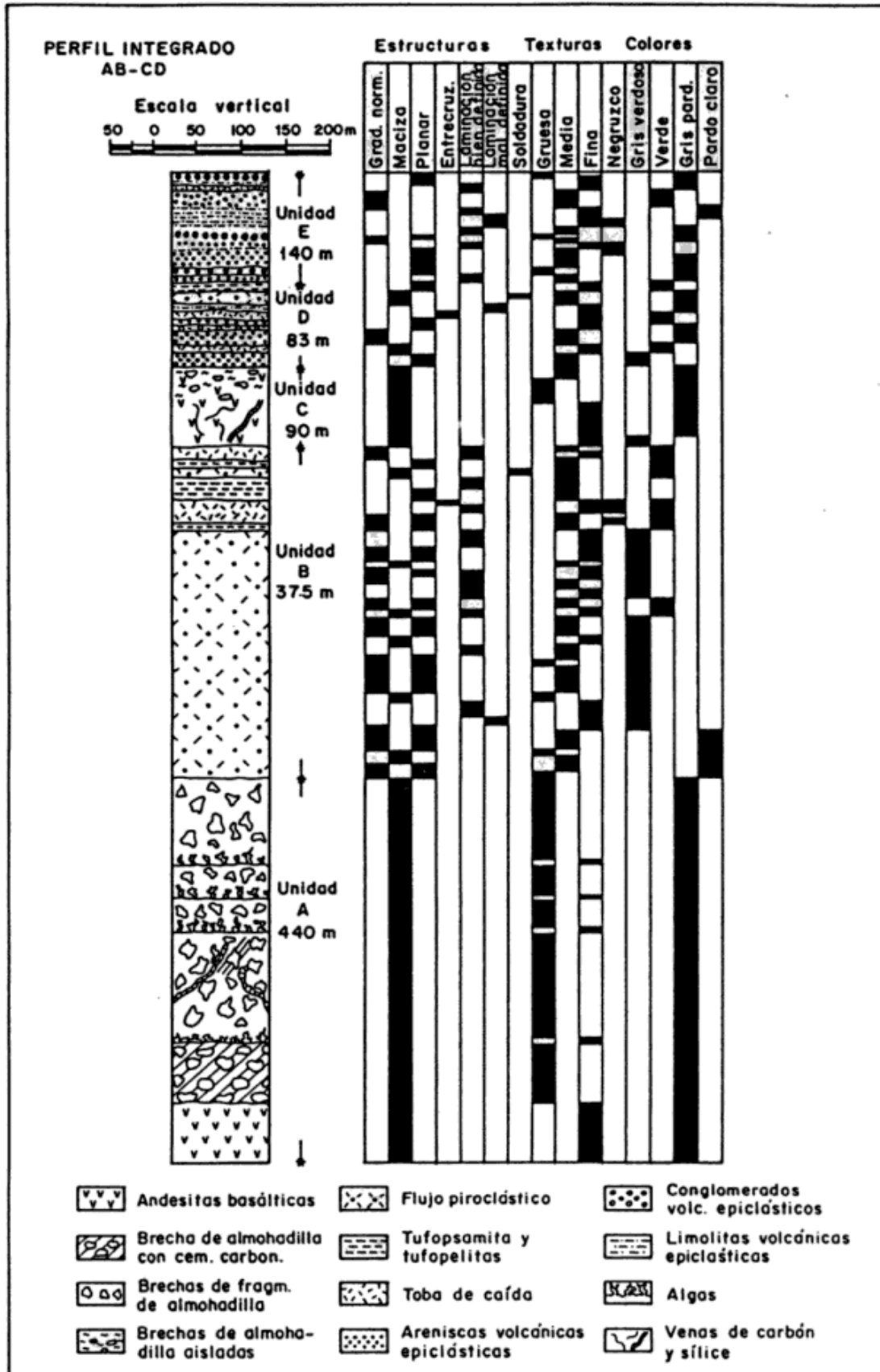


Figura 2: Perfil integrado AB-CD



Figura 3: Brecha de almohadillas aisladas (*isolated pillow breccias*). Se observan clastos ovales de andesitas en matriz hialoclástica.

ficadas en bancos de 10-40 cm, con frecuente estratificación gradada, alternantes con *limolitas* verdosas en totales de 1-1,5 m y camadas de *conglomerados* finos a medianos, verdosos, compactos de 1,5-2,5 m. Estos últimos predominan hacia la base y en los últimos 10 m asociados a areniscas sabulíticas. Bancos de areniscas se intercalan hacia los niveles superiores con abundantes *limolitas* y *lutitas* negruzcas grisáceas, a las que se asocian exiguos niveles de *chonitas* de 1-2 m de espesor.

CARACTERIZACION PETROGRAFICA DE LOS REPRESENTANTES VOLCANICOS

a) *Piroclastitas:*

1) Depósitos de flujos piroclásticos: Predominan dentro de las piroclastitas, los *depósitos de flujos piroclásticos*, caracterizados por el desarrollo de estratificación gradada, con predo-

minio hacia la base de bancos de tobas enriquecidas en cristales y litos (piroarenitas, en el sentido de Teruggi *et al.*, 1978), mientras que hacia el techo de los mismos, dominan las tobas más ricas en componentes vitroclásticos: trizas y fragmentos pumíceos (tobas y chonitas). Las unidades de flujo así constituidas muestran a su vez frecuente disminución granulométrica hacia el techo, determinando una doble gradación como la observada por Fiske y Matsuda (1964) para flujos piroclásticos producto de emisiones submarinas.

Los niveles de *piroarenitas* se caracterizan por su escasa matriz (10-20 %), general predominio de cristaloclastos sobre litoclastos, como granulometría gruesa, próxima a los 2 mm. La matriz vitroclástica se encuentra desnaturalizada a agregados de cuarzo y feldespatos alcalinos, con una mesostasis silíceo-clorítica fina. Dentro de los cristaloclastos, angulosos a subangulosos, se reconocen cuarzo, oligoclasa ácida-andesina ácida, agregándose sanidina en los representantes riolíticos. Los litoclastos, generalmente accesorios (5-8 %), están representados por tobas, chonitas y pastas de andesitas y andesitas basálticas. En restringidos niveles alcanzan un 40 % del total.

Los niveles de *tobas*, de granulometrías que van de gruesa a fina, se distinguen por un marcado predominio de la fracción vitroclástica, la que conforma en general el 70-85 % del total, llegando en algunos casos, particularmente en las gruesas al 60 %. La misma está constituida por trizas en general de formas delicadas, del tipo paredes de burbujas, curvas, semilunares, de 200-350 micrones de diámetro, generalmente desnaturalizadas a agregados de cuarzo y feldespatos alcalinos, e inmersas en una mesostasis fina silíceo-clorítica. El tipo de desnaturalización les confiere su típico aspecto cómeo. En ellas participan fragmentos vítreos, los que pueden alcanzar 2 cm, si bien el término medio oscila entre 500-1500 micrones de diámetro. Los fragmentos vítreos mayores (pumíceos) llegan a conformar hasta el 20 % de la roca en las porciones superiores de los estratos dentro de los flujos piroclásticos. Los cristaloclastos, angulosos a subangulosos, constituyen el 15-30 % y excepcionalmente el 40 %, están representados por oligo-

andesina-andesina ácida, cuarzo y en algunos casos sanidina. Sobre la base de sus cristaloclastos han sido reconocidas, en orden de importancia, tobas dacíticas y riolíticas, las últimas presentes en la porción basal a media de la unidad B. Soldamiento de la matriz vitroclástica se observaron en reducidos niveles de la secuencia dentro de las unidades "B" y "D". En ellos las trizas muestran moderada soldadura y menor deformación, sin llegar a desarrollar textura eutaxítica. La desvitrificación en ellas es total a agregados de cuarzo-calcedonia y feldespato alcalino y la compactación de dichos niveles es marcada.

Las *chonitas* (Teruggi *et al.*, 1987) conforman niveles muy compactos, afaníticos, con gran similitud a los depósitos de "chert". Suelen presentar fina laminación y se disponen en las porciones cuspidales de los flujos. Están constituidos por una mesostasis vitroclástica muy fina, < 0,062 mm, isótropa o desnaturalizada a agregados silíceos a los que se asocian mineral opaco y a veces limonitas resaltando la laminación. Suele observarse en ellas gradación en el tamaño de los finos vitroclastos. Los cristaloclastos son generalmente accesorios llegando a constituir hasta el 20 % del total de la muestra.

2) Depósitos piroclásticos de "caídas", subácuos: Ellos, restringidos frente a los flujos piroclásticos, están representados por *tobas medianas a finas* y abundantes *chonitas* finamente estratificadas, de colores gris verdoso, gris pardusco y negro, las que conforman bancos de 0,5-5 m de potencia. Suelen presentar fina laminación, frecuente gradación granulométrica reversa en relación a vitroclastos, y netos contactos hacia la base del estrato.

Las *tobas* de distintiva matriz vitroclástica, se caracterizan por el neto predominio de la fracción vítrea (90-70 % del total) sobre los cristaloclastos. La desnaturalización de los vitroclastos y pulvículas de la mesostasis es silíceo-feldespática, con menor participación clorítica. Los cristaloclastos de cuarzo y oligoandesina son angulosos a subangulosos.

Las *chonitas*, de aspecto córneo por su desnaturalización silíceo-feldespática y colores gris pardusco a negro, se presentan finamente laminadas y en algunos casos con laminación cruzada planar. Presentan una matriz vitroclástica

(< 0,062 mm), desnaturalizada parcial a totalmente. En algunos casos muestran agregados de trizas isótropas a manera de motas de hasta 0,09 mm de diámetro, dispuestas en una mesostasis pulverulenta silíceo, en la que suele observarse diseminación fina de pirita acentuando la laminación. Los cristaloclastos son exiguos y están representados por cuarzo y oligoclasa.

b) *Flujos lávicos*

Ellos están representados por *andesitas* afriacas a pobremente porfíricas finas, de colores verdosos, las que se localizan en la unidad basal "A" y en la unidad "C". Suelen pasar hacia el techo, en el caso de la unidad "A", a brechas de almohadillas fuertemente cementadas por calcita y por encima a brechas de fragmentos de almohadillas, con estratificación grosera. En la Unidad "C" por encima de los niveles de andesitas-espilitas se disponen brechas de almohadillas aisladas.

Las andesitas de la unidad "C" son rocas pobremente porfíricas finas, de colores verdosos, muy compactas, frecuentemente atravesadas por finas e irregulares venas de calcita y/o cuarzo, con fina diseminación de pirita. Están constituidas por tablillas de plagioclasa de 30-50 micrones, dispuestas sin orientación preferencial, a las que se asocian cristales subhedrales a chuedrales de augita ($\alpha^c = 35-40^\circ$) distribuidos ambos en una mesostasis de peninita y/o clinocloro, gránulos de titanita y mineral opaco, a la que suele asociarse cuarzo intersticial (2-5 % del total). El índice color oscila entre 8 y 20. Es característico en estas rocas la albitización de la plagioclasa, tanto de fenocristales como de pasta, la que se presenta límpida; con un contenido en An = 8-12 %, resaltando dentro de los cristales argilitizados, parcialmente cloritizados de An₂₆₋₃₆, a los que reemplaza con intensidad variable. Se observa en ellas mosaicos de calcita y agregados de pumpelleita reemplazándolas irregularmente. Los contenidos de Na₂O pueden alcanzar valores de hasta 5 % (Schwab, 1973), encuadrándose en estos casos dentro de las rocas *espiliticas*.

Las andesitas de la unidad "A", más evolucionadas que las anteriores, son rocas de pasta intersterial o hialopiliticas. En el primer caso las



Figura 4: Brecha de fragmentos de almohadillas (*pillow fragment breccia*) con clastos de andesitas vesiculares de pasta hialopilitica cloritizada y fenocristales de plagioclasa (An_{48-46}), augita y olivina.

tablillas de plagioclasa (An_{44-42}) se distribuyen afieltradas o con cierta orientación fluidal, inmersas en una mesostasis clorítica (clinocloro) a la que se asocian gránulos de titanita. En las pastas hialopiliticas, el vidrio (sideromelano) está reemplazado en forma intensa por agregados cloríticos finos, los que resaltan la presencia de escasas microlitas de plagioclasa distribuidas en ellas. Suelen presentar fina vesiculación hacia los niveles superiores, observándose las vesículas frecuentemente rellenas por agregados clorítico-carbonáticos.

Los fenocristales, casi ausentes llegan a constituir hasta el 20 % de la roca. Están representados por cristales ligeramente zonales, maclados, de andesina cálcica (An_{48-46}), subhedral a cuhedral de olivina (Fo_{78-75}) ($2V (-) = 82^{\circ}-85^{\circ}$) y augita ($z^{\wedge}c = 40-42^{\circ}$), acompañados por exigua hornblenda pardo-verdosa de reducido desarrollo.

El índice color de estas rocas oscila entre 15 y 10 y el contenido de SiO_2 entre 63-61 %, caracterizándose por su bajo contenido en $K_2O = 0,4-0,7$ % y $K_2O/Na_2O = 0,01-0,02$, lo que permite en una primera aproximación asimilarlas a las "andesitas de arco".

c) Diques de pórfiros melagábricos

Constituyen pequeños diques que disectan a las espilitas. Son rocas porfíricas, negras a negro-verdosas, compactas. Los fenocristales presentes en 15-20 % del total son de An_{50-54} zonal, maclada, olivina (Fo_{82-85}) ($2V (-) = 85^{\circ}$) y augita ($2V (+) = 65^{\circ}-70^{\circ}$), $z^{\wedge}c = 40^{\circ}-37^{\circ}$

d) Brechas de almohadillas (*pillow breccias*)

Se han diferenciado dentro de ellas las típicas *brechas de almohadillas*, las *brechas de fragmentos de almohadillas* y las *brechas de almohadillas aisladas*.

1) Brechas de almohadillas (*pillow breccias*).

Se caracterizan por la escasez de matriz y monolitología. Están constituidas por fragmentos de andesitas, con vesículas frecuentes en sus bordes, de pastas hialopiliticas a intersertales en las que gran parte del material vítreo ha sido reemplazado por clorita (figura 4) y agregados de carbonato con menor participación silíceo. Las tablillas o microlitas de plagioclasa en ellas, presentan contenidos en An que oscilan entre 46-50. Los fenocristales (20-15 % del total) son: An_{48-46} , olivina (Fo_{80-76}) y augita. Los fragmentos de almohadillas de 10-25 cm de diámetro se encuentran cementados por agregados de clinocloro e importantes mosaicos carbonáticos, predominando estos últimos.

2) Brecha de fragmentos de almohadillas: (*pillow fragment breccia*, Studigel y Schmincke, 1984; *broken pillow breccia*, Carlisle, 1963).

Se diferencian de las brechas de almohadillas en que son heterolitológicas. Dentro de sus fragmentos se observan andesitas, andesitas basálticas, vesiculares y no vesiculares. Ellos son subredondeados y sus tamaños oscilan entre 2 y 20 cm de diámetro. Entre estos se dispone una

matriz constituida por cristaloclastos, fragmentos hialopílticos y abundante cemento clorítico-carbonático.

3) Brechas de almohadillas aisladas (*isolated pillow breccia*, Carlisle, 1963)

Este tipo muy particular de brecha se asocia a las andesitas de la unidad "C". Se caracterizan por la presencia de una matriz vitroclástica abundante (30-70 %) no observada en los tipos anteriores. Sus clastos, de formas ovales, presentan distintivos bordes de enfriamiento con neta decoloración de los mismos. Ellos corresponden a andesitas de pastas pilotácicas a intersertales, afieltradas, constituidas por tablillas de oligoclasa entre las que se disponen escasas laminillas de clorita y gránulos de mineral opaco. Los fenocristales son de An_{26-34} , zonales, maclados, parcialmente argilitizados y en menor medida cloritizados, y fémico, probablemente anfíbol, totalmente reemplazado por agregados de clinocloro, cuarzo y opacos. El índice de color de estas rocas oscila entre 10-20.

Los fragmentos presentan en sus bordes menor granulometría de fenocristales y pasta. Participan dentro de ellos aunque con carácter restringido, dacitas de pastas constituidas por tablillas de oligoclasa y cuarzo intersticial.

La matriz es vitroclástica. En ella se distinguen fragmentos vítreos astillosos o equantes, reemplazados por agregados finos de cuarzo y adularia, así como cristaloclastos de tamaños muy variados, angulosos a subangulosos de cuarzo y oligo-andesina.

e) Rocas volcánicas epiclásticas

Dentro de ellas se han diferenciado dos grupos: 1) tufo-psamitas y tufo-pelitas; 2) areniscas, limolitas y conglomerados volcánicos epiclásticos, en función de la participación, en el primer caso, de tefras y piroclastitas casi exclusivamente (siguiendo criterio de Teruggi *et al.*, 1978), mientras que en el segundo participan componentes volcánicos en general, acompañados por material de otra proveniencia (optándose por la terminología amplia propuesta por Fisher, 1961).

1) Tufo-psamitas y tufo-pelitas

Dominan hacia el techo de la unidad "B" y participan en forma restringida en la unidad "D". Se reúnen en ellas a aquellas rocas piroclásticas reelaboradas, derivadas casi exclusivamente de tefras y piroclastitas. Suelen caracterizarse por el desarrollo de estratificación entrecruzada y fina laminación. Son rocas de colores gris verdoso a verde, compactas a medianamente compactas. En ellas es característica la escasez de matriz piroclástica fina, menor del 10 %, la que suele estar parcialmente reemplazada por agregados cloríticos y silíceos. Están constituidas por vitroclastos y fragmentos de tobas y chonitas, totalmente desnaturalizadas a agregados silíceo-feldespáticos, a los que cristaloclastos subangulosos de cuarzo, oligoclasa y en menor proporción sanidina suelen acompañar.

2) Areniscas, limolitas y conglomerados volcánicos epiclásticos

Ellos caracterizan a la unidad "E" y participan en la sección inferior a media de la "unidad D". Se reúnen aquí aquellas rocas epiclásticas cuyos componentes principales son de naturaleza volcánica, participando en ellas, no sólo tefras y piroclastitas, sino también lavas y cristaloclastos (cuarzo, oligoclasa y sanidina). Es característico de estas sedimentitas el neto predominio de material volcánico sobre sedimentitas leptometamórficas y la presencia de una matriz que supera el 10 %. Suelen presentar fina laminación, estratificación planar y en algunos niveles estratificación gradada granodecreciente.

ANÁLISIS DEL VOLCANISMO
Y CONDICIONES
PALEOAMBIENTALES

Los flujos lávicos, brechas de almohadillas, de fragmentos de almohadillas y de almohadillas aisladas de composición andesítica, relacionados con depósitos algales, testimonian la existencia, para el Arenigiano-Llanvirniano, de volcanes submarinos con "facies proximales" de arrecifes.

Las brechas de almohadillas aisladas, quizás relacionadas a fuentes de lavas submarinas (Car-

lisle, 1963), evidencian un incremento en la violencia de los procesos extrusivos respecto a los flujos lávicos, indicativos de un volcanismo más tranquilo. Por otra parte las brechas de fragmentos de almohadillas corresponderían a explosiones de vapor así como a deslizamientos en los flancos del volcán acaecidos durante esos tiempos.

Registros de la actividad explosiva tales como depósitos de flujos piroclásticos dacítico-riolíticos, depósitos piroclásticos de caída y rocas volcánicas epiclásticas, se encuentran a medida que se asciende en la secuencia estudiada, lo que habla en la evolución del arco volcánico de una paulatina acidificación acompañada por disminución en la profundidad de erupción.

Los depósitos de flujos piroclásticos estudiados, exhiben una neta gradación por densidad (frecuente sección inferior masiva y superior finamente estratificada), así como presencia de doble gradación en la que la parte inferior de cada estrato es rica en cristales y líticos mientras que hacia el techo incrementan las trizas y fragmentos pumíceos. El conjunto por otra parte muestra disminución granulométrica hacia el techo. Las características precedentes son coincidentes con las descritas por Fiske (1963), Fiske y Matsuda (1964) y Bond (1973) para flujos piroclásticos subácuos. La soldadura observada en algunos casos en estos depósitos no está en contradicción con el origen submarino de los mismos, ya que según consideraciones teóricas de Sparks *et al.* (1980) y Smith (1960) la soldadura en algunos casos puede ser favorecida por el incremento de la presión hidrostática con la profundidad del mar.

Los depósitos piroclásticos de caída suelen presentar fina laminación y gradación normal con frecuente límite neto en la base y difuso hacia el techo, resultado de la progresiva dilución de los piroclastos y su mezcla con terrígenos, rasgo que es común a muchas tefras subácneas, si bien resulta difícil discernir con certeza entre éstas y aquellas de origen subaéreo depositadas en el mar.

Niveles de finas tobas y chonitas intercalados con rocas epiclásticas volcánicas van siendo indicativos de una disminución en la energía de erupción e incremento hacia los niveles superiores en el redepósito de materiales piroclásticos y volcánicos, con frecuentes fenómenos de

movilización rápida en masa, a consecuencia de las condiciones de inestabilidad imperante en dicho ambiente de arco volcánico.

Sobre la base de las características expuestas precedentemente, se concluye para el área de estudio, que durante el Arenigiano-Llanvirniano tuvo lugar un volcanismo representado en sus etapas iniciales por volcanes submarinos, responsables de la emisión de moderados volúmenes de andesitas. El mismo evolucionó evidenciando una progresiva acidificación del magma, acompañada por un incremento en la actividad explosiva y una disminución progresiva en la profundidad de erupción. Etapas de posibles erupciones subaéreas y paulatino decrecimiento en la energía de erupción fueron teniendo lugar acompañadas por un incremento en la participación epiclástica.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BOND, G. C., 1973. *A late Paleozoic volcanic arc in the eastern Alaska Range, Alaska*. J. Geol., 81: 557-575, Chicago.
- CARLISLE, D., 1963. *Pillow breccias and their aquagene tuffs, Quadra island, British Columbia*. J. Geol., 71: 48-71, Chicago.
- COIRA, B., 1973. *Resultados preliminares sobre la petrología del ciclo eruptivo concomitante con la sedimentación de la Formación Acoite en la zona de Abra Pampa, provincia de Jujuy*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXVIII (1): 85-90, Buenos Aires.
- , 1975. *Ciclo efusivo ordovícico registrado en la Formación Acoite, Abra Pampa, provincia de Jujuy, Argentina*. IIº Congr. Iberoamer. Geol. Econ., Actas, 1: 37-56, Buenos Aires.
- , 1979. *Descripción geológica de la Hoja 3c Abra Pampa, provincia de Jujuy*. Serv. Geol. Nac., Bol., 170: 1-85, Buenos Aires.
- FISHER, R. V., 1961. *Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks*. Geol. Soc. Amer. Bull., 72: 1409-1414, Boulder.
- FISKE, R. S., 1963. *Subaqueous pyroclastic flows in the Ohanapeosh Formation, Washington*. Geol. Soc. Amer. Bull., 74: 391-406, Boulder.
- y T. MATSUDA, 1964. *Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan*. Amer. J. Sci., 262: 76-106.

Asociación Geológica Argentina

- SCHWAB, K.**, 1973. *Die Stratigraphie in der Umgebung des Salar de Cauchari und ihre Bedeutung für die erdgeschichtliche Entwicklung der argentinischen Puna*. Hab., Univ., Main.
- SMITH, R. L.**, 1960. *Ash flows*. Geol. Soc. Amer. Bull., 71: 795-842, Boulder.
- SPARKS, R. S. J., H. SIGURDSSON y S. N. CAREY**, 1980. *The entrance of pyroclastic flows into the sea. II. Theoretical considerations on subaqueous emplacement and welding*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 7: 97-105, Amsterdam.
- STAUDIGEL, H. y H. U. SCHMINCKE**, 1984. *The pliocene seamount series of La Palma (Carnary Islands)*. J. Geophys. Res., 89: 11195-11215, Washington.
- TERUGGI, M. E., M. M. MAZZONI, L. A. SPALLETTI y R. R. ANDREIS**, 1978. *Rocas piroclásticas, interpretación y sistemática*. Asoc. Geol. Arg., Publ. Esp. Serie B (5): 1-36, Buenos Aires.

BEATRIZ COIRA

Universidad Nacional de Jujuy
CONICET

EDUARDO BARBER

Secretaría de Minería

RELACIONES ISOTOPICAS DE ESTRONCIO DE VOLCANITAS CENOZOICAS DE LOS ANDES CENTRALES (22°-24°30'S PUNA, ARGENTINA)

Beatriz Coira y Mario Barbieri

RESUMEN

Entre las relaciones isotópicas de estroncio determinadas para volcanitas cenozoicas de la Puna (22°-24°30'S, Argentina), se encuentran valores que constituyen los más altamente radiogénicos analizados para los Andes Centrales (andesitas-andesitas basálticas: 0,7064-0,7140; dacitas-riolitas: 0,7092-0,7213). Se ha identificado un notorio incremento en las relaciones Sr^{87}/Sr^{86} a partir de los 67°-67°15'O a 150-175 km por encima de la zona sísmica (Wadati-Benioff zone). Del análisis de las relaciones isotópicas de estroncio de las volcanitas de la región de estudio, apoyado en la evaluación del comportamiento de elementos traza y mayoritarios, surge que la evolución de las mismas ha estado controlada por procesos complejos, en los que magmas derivados de un manto no homogéneo han estado sujetos a procesos de asimilación, cristalización fraccionada e importantes fenómenos de mezcla con magmas de altas relaciones isotópicas de estroncio, durante su ascenso a través de una corteza gruesa. Fenómenos de fusión cortical parecen haber jugado un rol importante en la evolución de voluminosos centros volcánicos silíceos, de altas relaciones Sr^{87}/Sr^{86} , posible reflejo de anomalías calóricas focalizadas durante lapsos prolongados.

ABSTRACT

Among the isotopic ratios we have determined for various Cenozoic volcanics of the Puna (22°-24°30'S, Argentina) are values that constitute the highest obtained for rocks of the Central Andes (andesites-basalt andesites: 0,7064-0,7140; dacites rioletes: 0,7092-0,7213).

A well defined increase in $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios is noted as one moves eastward from 67°15'-67°W, 150-175 km above the Andean Wadati-Benioff zone. Both isotopic Sr ratios for the volcanic rocks of this region and the behavior of major and trace elements indicate an evolution controlled by complex processes. During their ascent through a thick continental crust, magmas derived from an inhomogeneous mantle have been subjected to processes of assimilation, fractional crystallization and an important mixing episodes with magmas of high isotopic Sr ratios. Crustal melting seems to have played an important role in the evolution of voluminous evolved volcanic centers having high $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios. The huge volume of such material may reflect the presence of a long-term thermal anomaly.

INTRODUCCION

En el presente trabajo se dan a conocer análisis isotópicos de Sr de volcanitas provenientes del sector de los Andes Centrales (Zona Volcánica Central ZVC) comprendido entre 22°-24°30'S, correspondiente a la Puna, Argentina (figura 1), el que se localiza a 175-335 km por encima de la zona sísmica (Cahill e Isacks, en prensa) dentro de un segmento de la placa subductada de Nazca de fuerte inclinación (30°).

Sobre la base de estos nuevos datos se pretende contribuir a la comprensión del origen del volcanismo calcoalcalino de los Andes, particularmente de aquel emitido en el segmento de mayor espesor cortical (50-70 km) correspondiente a la ZVC. Diversas son las hipótesis sostenidas en relación al origen del magma en este último sector: mezcla de magmas (Klerkx *et al.*, 1977), fusión de la corteza inferior (Pichler y Zeil, 1972), fusión de sedimentos de origen continental (James, 1978), contaminación cor-

tical (L. Briquet y Lancelot, 1979; Tilton y Barreiro, 1980). Simples modelos de mezcla de dos componentes (manto-corteza) o cristalización fraccionada por sí sola, resultaron inadecuados frente a los datos, mientras que la dupla asimilación cortical-cristalización fraccionada ha ido cobrando importancia (Francis *et al.*, 1980; James, 1981; De Paolo, 1981; Harmon *et al.*, 1984).

Escasos han sido hasta el momento los análisis isotópicos de volcanitas cenozoicas realizados en Puna argentina. Algunos de ellos, como los presentados por Klerkx *et al.*, 1977 y Harmon *et al.*, 1984 corresponden a estudios de carácter regional que han considerado volcanes aislados de distintos sectores de los Andes, mientras que los de Aquater (1981); Hidroproyectos (1985), guiados por intereses geotérmicos, se han centralizado en un sistema como el del cerro Tuzgle (66°30'S) y Francis *et al.*, 1980 y Sparks *et al.*, 1985 se han ocupado del análisis específico del importante centro volcánico cerro Galán (26°S).

Se seleccionaron en el presente estudio los centros volcánicos de edad miocena superior a reciente más representativos del área, los que cubren un amplio rango composicional que va desde exiguos basaltos y andesitas basálticas a las dominantes andesitas, dacitas y riolitas.

Los análisis isotópicos de Sr en las volcanitas han sido efectuados en el Instituto de Geochimica de la Universidad de Roma con un espectrómetro de masa VG Micromass 54E. En la preparación de la muestra 0,5 gr de ella han sido atacados con una mezcla de HF + HClO₄. El residuo fue disuelto con 10 ml de HCl 2,5N y la solución pasada a través de una columna de cuarzo conteniendo una resina de intercambio catiónico, para separar el estroncio del rubidio. La fracción portadora de estroncio fue evaporada en forma de Sr₃(PO₄)₂ sobre un filamento de tantalio y luego medida con el espectrógrafo de masa la relación ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. Se usó como estandar SrCO₃, NBs 987 el que ha arrojado un valor ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0,71024 ± 2, siendo la precisión de la medida 2.

Las localidades muestreadas se indican en la figura 2. A los fines de lograr una evaluación integrada del "segmento andino" en consideración se han contemplado en el análisis deter-

minaciones isotópicas y de elementos trazas realizados en volcanitas del norte de Chile y sudoeste Boliviano (Klerkx *et al.*, 1977; Francis *et al.*, 1977; Thorpe *et al.* 1979; Deruelle, 1982; Hawkesworth *et al.*, 1982; Harmon *et al.*, 1984).

CARACTERISTICAS GENERALES DEL VOLCANISMO CENOZOICO SUPERIOR EN PUNA (ARGENTINA)

Las volcanitas cenozoicas del segmento de los Andes Centrales en consideración forman parte del arco volcánico desarrollado entre 20°-28°S, al este de los arcos de Augusta Victoria y La Escondida (Chile), el que inició su evolución a partir del Oligoceno superior-Mioceno inferior, escasamente representado en ese lapso en Puna (Argentina) en forma de stocks y como piroclastitas intercaladas en secuencias de estratos rojos (Coira *et al.*, 1982).

Dicho arco volcánico está caracterizado por un arrumbamiento dominante N-S, coincidente con la Cordillera Occidental que margina la Puna a lo largo de su flanco occidental y cadenas volcánicas transversales, desarrolladas en ambiente de Puna durante el Mioceno medio a superior, coincidentes con los lineamientos de Lipez, Olacapato, Archibarca y Culampajá (Salfity *et al.*, 1984). Estas cadenas trasnversales definen en gran medida el volcanismo cenozoico superior de la Puna. Las mismas están caracterizadas por conspicuos edificios volcánicos integrados por volcanes esencialmente andesíticos, a los que suelen asociarse derrames ignimbríticos (dacítico-riolíticos) de gran magnitud, en algunos casos vinculados a importantes estructuras de caldera. Los más representativos de estos complejos volcánicos, con estudios previos de detalle, han sido seleccionados para su análisis isotópico. Se incluyeron además, en dicho análisis manifestaciones del volcanismo Plioceno, volumétricamente más restringido que el anterior, localizado, ya sea en edificios previos reactivados o configurando nuevos centros volcánicos esencialmente lávicos (andesita-dacita, basalto-andesita), controlados por lineamientos norte-sur y noroeste-sudeste, o plateaux ignimbríticos (dacita-riolita).

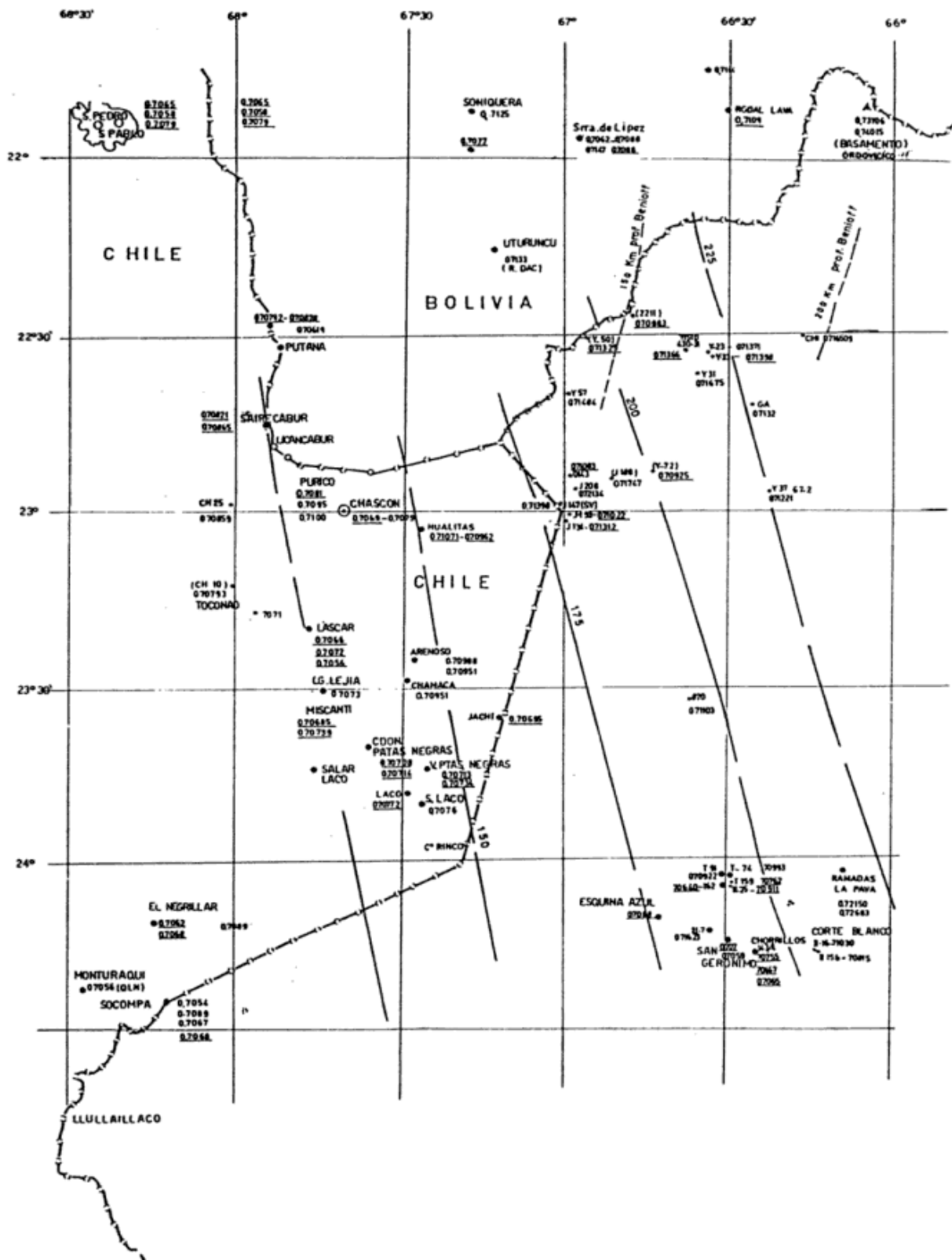


Figura 1: Sr^{87}/Sr^{86} de volcanitas de la zona de estudio, norte de Chile, Altiplano Boliviano.

El volcanismo cuaternario de la Puna, volumetricamente reducido frente al de la Cordillera occidental, representado por centros monogénicos basálticos a andesítico-basálticos y centros lávico-ignimbríticos de composición andesítica, dacítica y riolítica, controlados por estructuras norte-sur, nornoroeste-sursudeste, noreste-sudoeste o lineamientos transversales como los de Lipez, Olacapato, Archibarca, ha sido motivo de particular análisis.

Las rocas estudiadas se encuadran dentro del campo calcoalcalino rico en K definido por Peccerillo y Taylor (1976) y sólo un reducido número de ellas, correspondientes a parte de los centros monogénicos cuaternarios, basálticos a andesítico-basálticos están ubicados en el campo de la shoshonita-absarocita de las "series shoshonítica" (Hörman *et al.*, 1973; Aquater, 1981; Coira y Paris, 1981; Viramonte *et al.*, 1984; Hidroproyectos, 1985; Knox *et al.*, 1987).

Las volcaninas calcoalcalinas ricas en K del sector presentan una disminución uniforme en los contenidos de CaO, FeO + Fe₂O₃, Al₂O₃, MgO, TiO₂, e incremento de K₂O con el aumento en el porcentaje de SiO₂. No denotan incrementos de Fe total en diagramas AFM y evolucionan hacia el aumento de K₂O y paulatina disminución de CaO en diagramas Na-K-Ca. Sus contenidos en Th, U, Rb, Sr, Ba, Cs y tierras raras son altos. Tanto el Ba, Sr, La, Nb como Zr muestran disminución marcada en los términos más evolucionados. Mientras el Rb, K, Li, U, Th, presentan enriquecimiento con el incremento del ID. Correlaciones positivas de Th, con SiO₂, K, LREE, Rb, Rb/Sr, Nb y covariación negativa de dicho elemento con Sr, Eu/Eu, Sc, V; alta relación 018/016 y d018 han sido observadas por Deruelle, 1982; Deruelle *et al.*, 1983; Harmon *et al.*, 1984; Coira, Knox, Kay (inéd.) en secuencias volcánicas del sector en consideración.

En ellas las tierras raras muestran diseños de pronunciada pendiente la que está fuertemente influenciada por las tierras raras pesadas (HREE) (Coira *et al.*, en preparación).

Las características geoquímicas más primitivas de las volcanitas cenozoicas del sector las presentan las andesíticas basálticas cuaternarias, las que están caracterizadas por una alta

concentración de elementos compatibles, así como elevados niveles de elementos incompatibles y los diseños de tierras raras de mayor pendiente para la región (Knox *et al.*, 1988).

En lo que respecta al "Basamento" de las volcanitas cenozoicas del sector, éste está representado fundamentalmente por rocas del Paleozoico inferior (sedimentitas y rocas magmáticas), si bien no deben descartarse evidencias indirectas de elementos del Basamento Cristalino (Precámbrico) como sustrato.

GEOQUIMICA ISOTOPICA

Fueron determinadas las relaciones isotópicas de Sr de lavas, ignimbritas y algunas subvolcanitas de 18 centros volcánicos cenozoicos (Mioceno sup-Reciente), los más conspicuos del segmento andino bajo estudio. También han sido analizadas rocas representativas del "Basamento" (sedimentitas y magmatitas del Paleozoico inferior).

En el cuadro I están listadas las relaciones Sr⁸⁷/Sr⁸⁶, indicándose el tipo de roca, % Si₂O, % K₂O, Sr (ppm).

En el cuadro II se detallan las relaciones isotópicas de Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ de rocas del "Basamento" (Paleozoico inferior).

En el mapa (figura 1) que abarca el segmento comprendido entre 21°30'-24°30'S y 68°30'-66°O figuran las determinaciones de Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ del presente trabajo junto a las de volcanitas del norte de Chile y sudoeste boliviano, provenientes de estudios de Francis *et al.*, 1977 (San Pedro - San Pablo); Thorpe *et al.*, 1979 (Ignimbritas del norte de Chile); Hawkesworth *et al.*, 1982 (Purico-Chascón); Deruelle, 1982 (Negrillar, Tocorpuri, sierra de Lipez); Klerkx *et al.*, 1977 (Salar Laco, Lascar, Lg Lejía, Uturuncu, Lavas Rondal, Soniquera); Harmon *et al.*, 1984 (Volcán Puntas Negras, Miscanti, Sairecabur, Socompa); Gardeweg *et al.*, 1984; (Pacana-Jachi).

Dentro de las relaciones isotópicas determinadas para la región se encuentran valores que constituyen los más altamente radiogénicos analizados en volcanitas cenozoicas de los Andes Centrales.

Es posible comprobar en las figuras 3 y 4 un claro incremento en las relaciones Sr⁸⁷/Sr⁸⁶

Cuadro I

N° de Muestra	Tipo de roca	Coordenadas	SiO ₂ (%)	K ₂ O(%)	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr(ppm)
Y-23 Plataforma C° Granadas	Dacita	22°36'S 66°34'O	63,14	3,34	.71371	280
Y-33 Cono C° Granadas	Andesita	22°35'S 66°34'O	61,05	3,16	.71398	320
Y-57 C° Tinte	Riodacita	22°40'S 67°02'O	67,35	3,14	.71484	180
Y-50 C° Bayo	Andesita	22°32'S 66°55'O	61,64	3,00	.71325	350
J-208 Agua Blanca (Torona)	Ignimbrita dacítica	22°57'40" 66°58'	67,59	4,47	.72134	140
431 C° Caucaña	Ignimbrita dacítica	22°36'S 66°36'O	66,18	4,38	.71510	170
Y-31 Pampa de Barry no.	Ignimbrita riodacítica	22°38'S 66°41'O	66,77	3,90	.71675	140
Y-72 C° Morado	Andesita	22°52'S 66°40'O	57,8	2,92	.70925	480
Y-37 No Coransulí	Ignimbrita riodacítica	23°02'S 66°20'O	67,21	4,07	.71221	300
t-144 C° Negro Chorrillos	andesita basáltica	24°16'O 66°25'S	53,68	3,41	.70667	820
t-162 C° Tuzgle	andesita	24°06'O				
Colada Histórica	con olivina	66°30'S	58,84	3,20	.70640	620
T-159 C° Tuzgle And. Post. PLATAFORMA	andesita	24°04'O 66°29'S	59,05	3,13	.70762	600
II-25 C° Tuzgle And. Post	andesita	24°04'O 66°29'S	61,1	3,65	.70911	500
t-74 C° Tuzgle C. Lávico	dácita	24°03'O 66°30'S	69,52	4,44	.70993	400
T-91 C° Tuzgle	Ignimbrita dacítica	24°02'O 66°31'S	69,39	4,23	.70922	410
II-7 Tocomer	Ignimbrita riolítica	24°11'O 66°34'S	71,8	4,40	.71623	180
II-16 Corte Blanco	Ignimbrita andesítica	24°16'O 66°13'S	59,4	3,26	.71030	420
II-15 b Corte Blanco	Tobas, flujo cinerítico dacítico-riolítico.	24°16'O 66°13'S	69,3	1,91	.70819	450
J-188 Patrique	Dacita	22°55'S 66°38'O	69,22	4,75	.71747	150
J-147 Abra Poquia	pórfiro dacítico	23°00'S 67°00'O	69,40	5,20	.71398	220
J-193 S. Pedro	andesita	23°01'S 66°57'O	59,11	3,40	.71022	480
CHIN Chinchillas	Brecha dacítica ca Hidrot.	22°31'S 66°14'30"O	69,86	6,41	.71651	170
870 Yungara (C° Huayra Huasi)	porfiro dacítico	23°31'S 66°36'30"O	66,69	4,02	.71103	250
80009 C° Galán	pórfiro riolítico	22°44'O 66°22'S	70,65	4,50	.72328	110
T-143 C° Negro Chorrillos	andesita basáltica	24°16'O 66°25'S	54,21	3,79	.70755	680
J-134 C° Concalari	dácita	23°02'S 67°01'O	65,26	4,07	.71312	380
0143 C° Torona	andesita	22°55'S 67°00'	59,89	3,20	.71083	420
2211 C° Panizo	andesita	22°28'S 66°46'O	64,30	3,79	.70983	560
430 C° Caucaña	dacita	22°36'S 66°36'O	66,37	3,98	.71366	320

Cuadro II

N° de Muestra	Tipo de roca	Coordenadas	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr(ppm)
954 El Torno	pelita (Fu Acoite) Ordovícico	21°53' 66°08'	.73706	25
957 El Torno	Arenita Fina (Fu Acoite)	21°53' 66°08'	.74015	30
II-20b Rio Pirca SE C° Tuzgle	Dacita (Ordovícico)	24°06' 66°26'	.71565	147

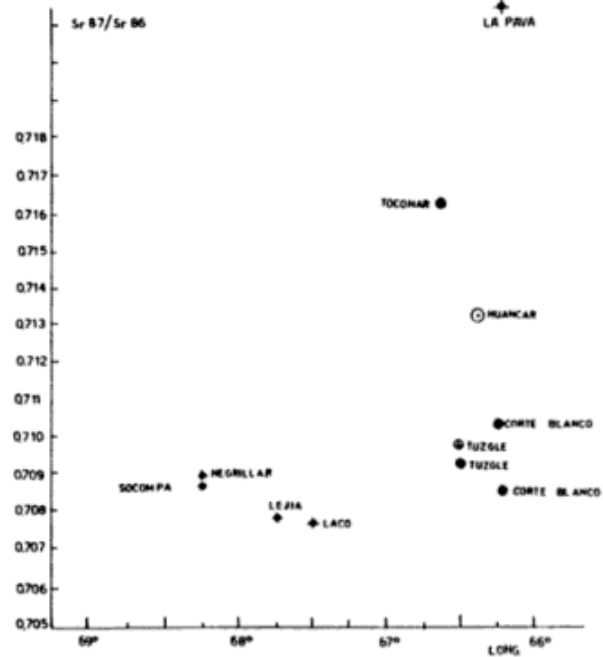
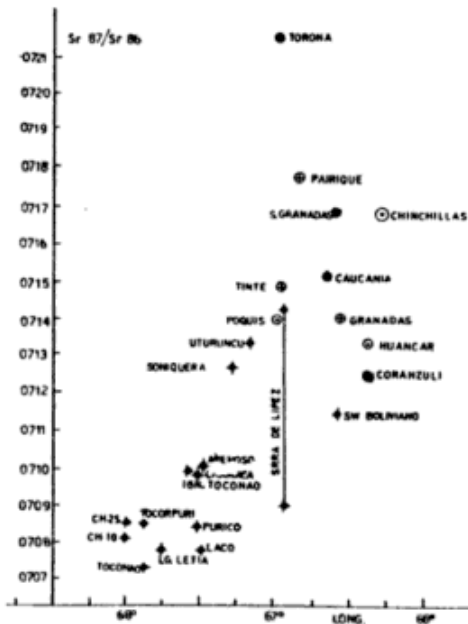
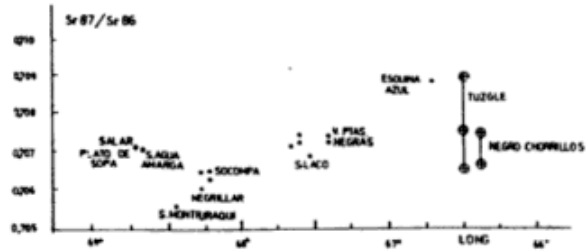
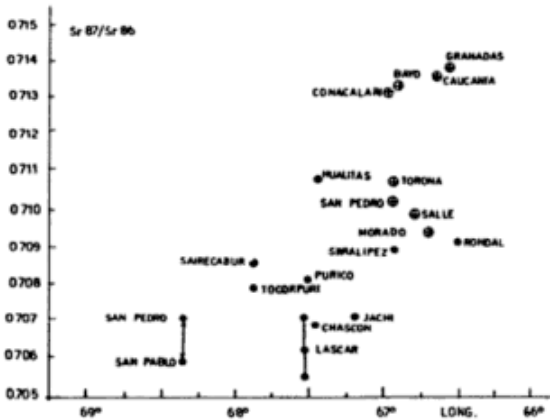
para un dado contenido en SiO₂ de oeste a este, a medida que aumenta la distancia a la fosa. Así, al plotear Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ de lavas con menor 63 % Si₂O para la sección comprendida entre 22°-23°30'S (figura 2), se observa un incremento abrupto a los 67°O alcanzando relaciones de Sr de hasta 0,713707. Lo mismo sucede al plotear a ignimbritas, lavas y rocas subvolcánicas de composición dacítica a riolítica, si bien las relaciones isotópicas alcanzan valores notoriamente mayores, de hasta 0,721336 (figura 3), en este caso.

En un perfil entre 23°30' y 24°30'S se observa en lavas con menor 63 % SiO₂ (figura 4), relaciones Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ inferiores a los registrados en la sección anterior, tanto en el sector chileno, como en Puna argentina, si bien en esta última se evidencia también un incremento a partir de 67°15'O, alcanzando 0,7091 en el Cerro Tuzgle (66°30'O). Dicho aumento es aún más notorio en el caso de ignimbritas, lavas y subvolcánicas con SiO₂ mayor de 63 % (figura 5).

De las evaluaciones precedentes surgen por otra parte incrementos de importancia en relaciones Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ en función del grado creciente de diferenciación, lo que no es observado con las "Andesitas del norte de Chile", con excepción del centro Huailitas (figura 6), si en cambio, en lavas e ignimbritas del sudoeste de Bolivia y con menor pendiente en ignimbritas del norte de Chile y particularmente en centros como el Purico-Chascón.

Dado que los procesos de diferenciación magmática no producen cambios en la relación Sr⁸⁷/Sr⁸⁶/Sr, la correlación positiva Sr⁸⁷/Sr⁸⁶/SiO₂ observada estaría denotando una componente cortical, la que es apoyada por la presencia de xenolitos y xenocristales.

Considerando la relación Rb/Sr también como índice evolutivo (sobre la base que los procesos de diferenciación magmática tienden a incrementar el contenido en Rb, el que es capaz de reemplazar al K en el feldespato



Sección 22°-23°30'S.

Sección 22°-23°30'S.

Fig. 2: (círculo c/cruz) Lavas < 63 % SiO₂.

Fig. 4: (círculo c/cruz) Lavas < 63 % SiO₂.

Fig. 3: (punto grande) Ignimbritas, (círculo c/cruz) lavas y (círculo c/punto) subvolcanitas > 63 % SiO₂.

Fig. 5: (punto grande) Ignimbritas, (círculo c/cruz) lavas y (círculo c/punto) subvolcanitas > 63 % SiO₂.

(punto c/cruz) Ignimbritas y (punto chico) lavas (Datos de Francis *et al.* (1977) - Klerkx *et al.* (1977) - Thorpe *et al.* (1979) - Hawkesworth *et al.* (1982) - Deruelle (1982) - Harmon *et al.* (1984) - Gardeweg *et al.* (1984) - Viramonte *et al.* (1984).

potásico y micas y a disminuir el Sr, el que reemplaza al Ca y K en la plagioclasa y el feldespato potásico) su correlación positiva con Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ observada (figura 7) en volcanitas del sudoeste de Bolivia y del segmento comprendido entre 24°30'S y 68°45'-66°15'O, estaría también indicando participación de material cortical en su origen. Las relaciones Rb/Sr versus SiO₂ (figura 8) asimismo muestran, en el caso del cerro Tuzgle, un incremento de importancia con el aumento en el contenido de SiO₂, contrastando con otros centros volcánicos an-

desíticos de los Andes Centrales como: San Pedro, Socompa, Lascar, Negrillar, Lullaillaco, los que exhiben escasa tendencia en el incremento de dichas relaciones. Mientras tanto los centros volcánicos del cerro Galán y Purico, los que corresponden a complejos volcánicos de largas historias magmáticas, responsables de la emisión de importantes volúmenes ignimbriticos, muestran marcados incrementos en Rb/Sr en relación al contenido de SiO₂.

Al intentar un modelo de proceso para la evolución de las volcanitas del sector en consi-

deración, se podría interpretar la correlación Sr^{87}/Sr^{86} versus Rb/Sr en términos de la dupla: asimilación-cristalización fraccionada, según el modelado de De Paolo (1981), el que enfatiza la importancia de las proporciones relativas de estos dos procesos. En la figura 7 la curva de trazo continuo representa la evolución de un magma que ha experimentado asimilación y cristalización fraccionada (según De Paolo *op. cit.*) durante su ascenso a través de la corteza. Considerando en ella el centro volcánico del cerro Tuzgle en particular, sus rocas no muestran una evolución acorde en un todo con la propuesta de De Paolo, alejándose particularmente en los términos menos evolucionados. Si en este caso evaluamos la variación de sus elementos traza, vemos que ésta no puede ser fácilmente explicada en todos los casos por procesos de cristalización fraccionada, así sucede por ejemplo con la disminución de La/Yb al incrementar el contenido de SiO_2 (figura 9), considerando que el coeficiente de distribución del Yb para la asociación de fenocristales presentes, es mayor que el del La. Dichas variaciones en las relaciones La/Yb podrían estar reflejando mezcla de magmas con mineralogías distintas en la fuente. Si analizamos también la relación de Rb/Sr con respecto a FeO/MgO, tomado como índice de fraccionamiento (figura 9), vemos que el fraccionamiento no ha desempeñado el mismo rol en la evolución de la distintas rocas de este centro. Así se observa, para los términos más evolucionados un incremento en FeO/Mg sin que se vea reflejado en la relación Rb/Sr (T-159, 158), como por otra parte una correlación negativa Rb/Sr versus FeO/Mg (T-158, T-162) y en el caso de los términos más evolucionados, para igual incremento en FeO/Mg que el que media entre T-158 y T-159, un enriquecimiento muy marcado en Rb/Sr (figura 10). Las variaciones en las relaciones Sr^{87}/Sr^{86} observadas entre los distintos representantes de dicho centro, que van de 0,7099 en el caso de la ignimbrita dacítico-riolítica inicial, a 0,7064 en la andesita olivínica (última colada); estarían también señalando la importancia de los procesos de mezcla de magmas de carácter primitivo con otros enriquecidos en Sr^{87}/Sr^{86} . Los estudios mineralógicos con microsonda electrónica confirman a su vez

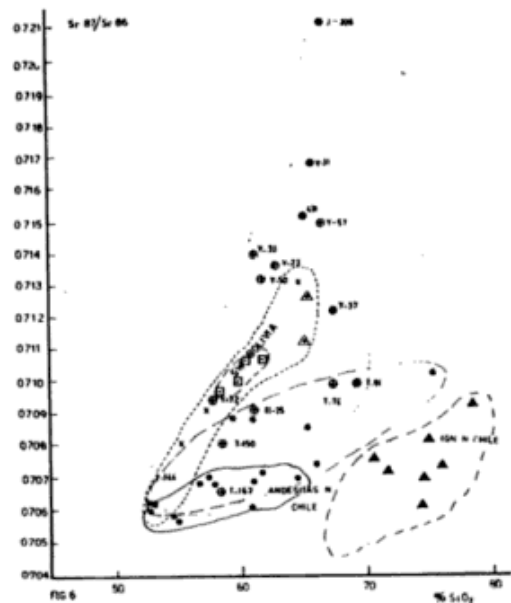


Fig. 6: (punto grande) Ignimbritas y (círculo c/cruz) lavas Zona Estudio. (triángulo c/punto) Datos Bolivia, (triángulo lleno y punto chico) norte de Chile (Klerkx *et al.* 1977), (cuadrado con punto) Haulitas (Gardeweg *et al.*, 1984), (punto grande) Purico Chascon (Francis *et al.*, 1984)

este modelo, a través de asociaciones minerales en desequilibrio, así como zonaciones reversas de minerales (Coira, en prep.). Variaciones isotópicas de estroncio han sido también reconocidas en otros centros volcánicos de la región, como por el: cerro Torona: 0,72133-0,701834; Caucania: 0,715104-0,71398; Granadas: 0,71370-0,71675.

En el análisis de las posibles componentes corticales en el sector, cabe destacar que el "Basamento" aflorante en la Puna está representado esencialmente por rocas ordovícicas cuyas relaciones Sr^{87}/Sr^{86} han sido determinadas para la zona en el sustrato del cerro Tuzgle (0,71545-volcanitas) y a la latitud aproximada de 22°S (0,73706-0,74015-sedimentitas). Si bien no aflorante, ha sido reconocido un Basamento Cristalino en cercanías de San Antonio de los Cobres, en forma de abundantes xenolitos alojados en volcanitas altamente radiogénicas (0,72150-0,72683, Viramonte *et al.*, 1984) y ya en Chile aflora el Complejo Metamórfico de Limón Verde con: 0,70553-0,8636, (Damm *et al.*, 1986) y plutonitas ordovícicas de Cerros de

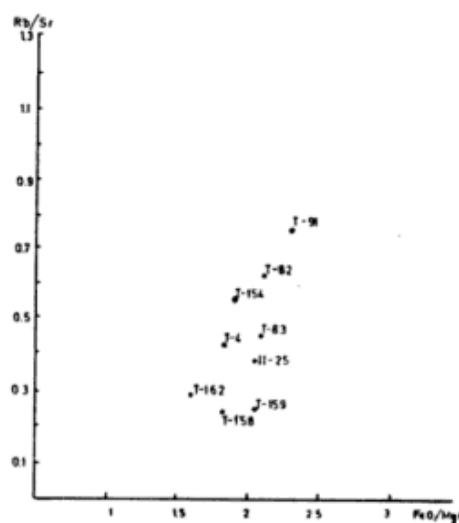
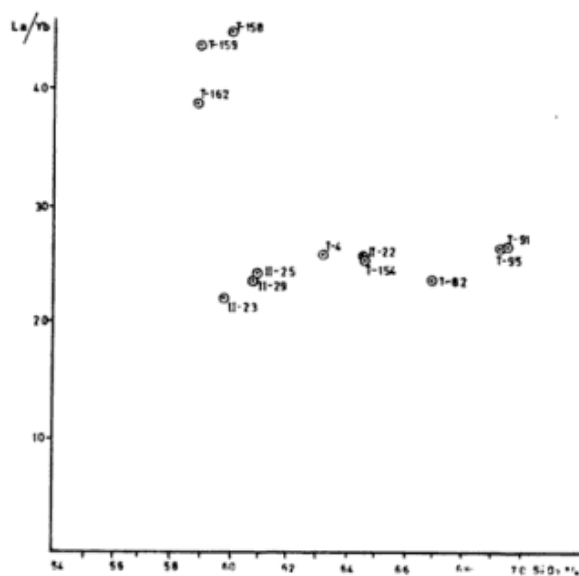
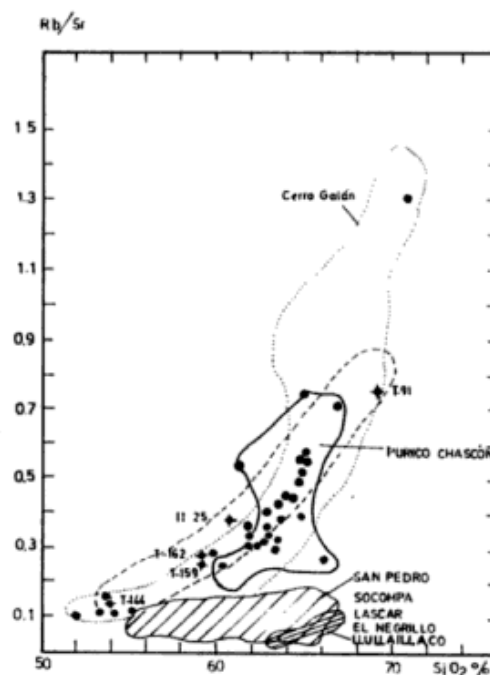
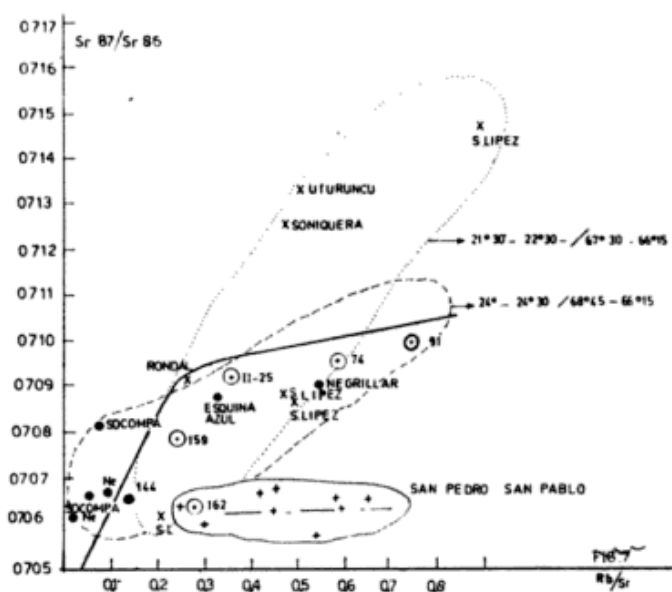


Figura 7: Diagrama Sr^{87}/Sr^{86} versus Rb/Sr (círculos con puntos) volcánicas del cerro Tuzgle (162, 159, II - 25, 74, 91). Datos S. Pedro-S. Pablo (Francis *et al.*, 1977). El Negrillar-S. Lipez (Deruelle, 1982). Esquina Azul (Klerkx *et al.*, 1977), Socompa (Harmont *et al.*, 1984). Figura 8: Rb/Sr en relación SiO_2 (círculos llenos con cruz: volcánicas del cerro Tuzgle). Datos de S. Pedro (Francis *et al.*, 1977); cerro Galán (Francis *et al.*, 1980); Socompa, Lascar, El Negrillar (Deruelle, 1982); Lullaillaco (Gardnerberg *et al.*, 1984). Figura 9: Relaciones La/Yb versus SiO_2 de volcánicas del cerro Tuzgle. Figura 10: Relaciones La/Yb versus FeO/Mg de volcánicas del cerro Tuzgle.

Lila: 0,71944-0,85937 (Mpodozis *et al.*, 1983), las que podrían constituir posibles fuentes corticales contaminantes.

Del análisis evolutivo de las volcánicas del sector de estudio, focalizado particularmente en el cerro Tuzgle, surge que las mismas se han

originado a través de un proceso complejo en el que magmas derivados de un manto no homogéneo, experimentaron asimilación, cristalización fraccionada y mezcla de magmas durante su ascenso a través de la corteza.

En el caso de las volcanitas de carácter geoquímico más primitivo, como las andesitas básicas cuaternarias, particularmente las shoshonitas, caracterizadas por altas concentraciones de álcalis, actínidos y Tierras Raras livianas, fue estimado el material asimilado en aproximadamente un 5 % por Knox *et al.* (1989) sobre la base de modelado que permitió predecir 5 % de cristalización y consecuentemente una cantidad semejante de material asimilado. Por otra parte sus relaciones isotópicas de estroncio que van desde 0,70565 a 0,7071 (Harmon *et al.*, 1984; Thorpe *et al.*, 1984; Klerkx *et al.*, 1977) concordarían también con una posible contaminación cortical limitada. Este tipo de centros monogénicos, como los que se localizan a lo largo del lineamiento de Olacapato-El Toro de rumbo oestenoeste-estesureste y en menor medida a lo largo de estructuras norte-sur, habría tenido lugar en un ambiente de extensión litosférica subordinada y superficial, según el esquema de Hildreth (1981) en el que habría resultado fácil el ascenso del material basáltico de bajas relaciones isotópicas, pudiéndose producir consecuentemente una hibridación sólo limitada.

En el caso de los representantes más evolucionados, especialmente en el de grandes volúmenes ignimbríticos dacítico-riolíticos, de llamativa similitud composicional, altamente radiogénicos y enriquecidos en elementos incompatibles, asociados a anomalías calóricas focalizadas persistentes en el tiempo, sus características apuntan predominantemente a fusión de la corteza continental o a prolongados procesos de asimilación y subordinada cristalización fraccionada. Estos casos concuerdan con el modelo de Hildreth (*op. cit.*) de litósfera no extendida, con mecanismo de transporte de magma basáltico a gran escala y focalización prolongada del mismo en un punto. Esto habría determinado la fusión de rocas de la corteza e hibridación, dando lugar a magmas intermedios, los que se habrían movilizado en forma diapírica llegando a producir cámaras magmá-

ticas superficiales, a las que se asociarían, grandes centros volcánicos con altos valores radiogénicos.

INTERPRETACION DE LOS DATOS Y CONCLUSIONES

De los resultados analíticos detallados precedentemente, y de su análisis a través de diagramas de variación y de perfiles transversales al "arco volcánico cenozoico", se arriba a los siguientes puntos:

Dentro de las relaciones isotópicas de Sr determinadas para volcanitas de la región se encuentran valores que representan los más altamente radiogénicos determinados para volcanitas cenozoicas de los Andes Centrales (sección 22°-23°30'S andesitas-andesitas basálticas-0,7098-0,7140; volcanitas > 63 % SiO₂ 0,7103-0,7213. Sección 23°30'-24°30'S andesitas-andesitas 0,7064-0,70911; volcanitas > 63 % SiO₂ 0,7092-0,7162).

Existe un neto incremento de las relaciones Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ a partir de los 67°-67°15'O, a 175-150 km por encima de la zona sísmica.

Se registra un aumento notorio de las relaciones Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ para un dado contenido de SiO₂, de oeste a este, incremento que condice con el observado para el K.

Altas relaciones Rb/Sr y correlación positiva Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ versus Rb/Sr o SiO₂, en las volcanitas del sector de estudio, a semejanza con las del suroeste de Bolivia, podrían reflejar participación cortical. A diferencia, centros ubicados más hacia el oeste, a menor profundidad de la zona de Wadati-Benioff no muestran cambios notorios en las relaciones Sr⁸⁷/Sr⁸⁶.

En el cerro Tuzgle se ha comprobado una progresiva disminución de la relación Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ a través del tiempo, la que estaría indicando fenómenos de mezcla de magmas, con un aporte de origen pro-

fundo progresivo, de carácter primitivo, el que se adicionaría a magmas altamente radiogénicos. Estas características conciden con las marcadas variaciones isotópicas de estroncio en función del ID, que han sido observadas dentro de distintos centros del sector.

El marcado incremento en las relaciones Sr^{87}/Sr^{86} a partir de aproximadamente los $67^{\circ}-67^{\circ}15'O$ podría estar asociado a un cambio en la naturaleza del posible "Basamento contaminante" o a un mayor grado de contaminación, el que se podría vincular a la distancia a la zona de Wadati-Benioff.

En base a los análisis precedentes cabe concluir que las variaciones y características del volcanismo cenozoico superior del sector han estado controladas por procesos complejos, en los que magmas derivados de un manto no homogéneo, han estado sujetos a procesos de asimilación, subordinada cristalización fraccionada e importantes fenómenos de mezclas con magmas de altas relaciones isotópicas, durante su ascenso a través de una gruesa corteza. El tipo de deformación a la que ha estado sometida la litósfera ha sido también decisivo en la naturaleza de las volcanitas, al ejercer control sobre la movilización del magma en su trayectoria de ascenso.

Los fenómenos de fusión cortical parecen haber jugado un rol de importancia en la evolución de centros volcánicos responsables de la emisión de importantes volúmenes de material evolucionado, de altas relaciones isotópicas de estroncio y reducidas variaciones composicionales, los que serían reflejo de anomalías calóricas que han permanecido focalizadas en un sector durante un lapso prolongado.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- AQUATER, 1979. *Estudio del potencial geotérmico de la provincia de Jujuy, República Argentina*. Secret. Energ., (inéd.), Buenos Aires.
- _____, 1981. *Exploración geotérmica del cerro Tuzgle, provincia de Jujuy, República Argentina. Estudio de factibilidad*. Secret. Energ., (inéd.), Buenos Aires.
- BARAZANGI, M. y B. L. ISACKS, 1976. *Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America*. *Geology*, 4: 682-692.
- _____, y _____, 1979. *Subduction of the Nazca beneath Perú: evidence from spatial distribution of earthquakes*. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 57: 537-555, London.
- BRIQUEU, L. y J. R. LANCELOT, 1979. *Rb-Sr systematics and crustal contamination models for Calc-Alkaline Igneous rocks*. *Earth Planet. Sci., Lett.*, 43: 385-396, Amsterdam.
- COIRA, B. y G. PARIS, 1981. *Estratigrafía volcánica del área del cerro Tuzgle ($23^{\circ}50'-24^{\circ}25'$ lat. S. y $66^{\circ}15'-66^{\circ}45'$ long. O) provincias de Jujuy-Salta*. VIII^o Congr. Geol. Arg., Actas, III: 659-671, Buenos Aires.
- DAMM, K. W., S. PICHOWIAK y W. TODT, 1986. *Geochemie, Petrologie und Geochronologie der Plutonite und des metamorphen Grundgebirges in Nord Chile*. *Berl. Geowiss. Abh.*, A66: 73-146, Berlin.
- DE PAOLO, D. J., 1981. *Trace element and Isotopic effects of combined Wall Rock Assimilation and fractional crystallization*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53: 189-202, Amsterdam.
- DERUELLE, B., 1982. *Petrology of the Plio-Quaternary volcanism of the South-Central and meridional Andes*. *J. Volc. Geoth., Res.*, 14: 77-124, Amsterdam.
- _____, R. S. HARMON y S. MOORBATH, 1983. *Combined Sr-O isotope relationships and petrogenesis of Andean volcanites of South America*. *Nature*, 302: 814-816, London.
- FRANCIS, P. W., S. MOORBATH y R. S. THORPE, 1977. *Strontium isotope date in andesites from Ecuador and north Chile*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 37: 197-202, Amsterdam.
- _____, R. S. THORPE, S. MOORBATH, G. A. KRETSCHMAR y M. HAMMILL, 1980. *Strontium evidence for crustal contamination of Calc-Alkaline volcanic rocks from cerro Galán, north-west Argentina*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 48: 257-267, Amsterdam.
- GARDEWEG, M., S. ISHIHARA, Y. MATSUHISA, K. SHIBATA and Sh. TERASHIMA, 1984. *Geochemical studies of Upper Cenozoic Igneous Rocks from the Altiplano of Antofagasta, Chile*. *Bull. Geol. Survey, Japan* 35 (11): 547-563.
- HARMON, R. S., B. A. BARREIRO, S. MOORBATH, J. HOEFS, P. W. FRANCIS, R. S. THORPE, B. DERUELLE, J. C. M. HUGH y J. A. VIGLINO, 1984. *Regional O, Sr and Pb isotope relationships in Late Cenozoic Calc-Alkaline lavas of the Andean*

- Cordillera. J. Geol. Soc. London, 141: 803-822, N. Ireland.
- HAWKESWORTH, C. J., M. J. NORRY, J. C. RODDICK, P. E. BAKER, P. W. FRANCIS y R. S. THORPE**, 1979. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and incompatible trace element variations in Calc-Alkaline andesitic and plateau lavas from South America. Earth Planet. Sci. Lett., 42: 45-57, Amsterdam.
- HILDRETH, W.**, 1981. Gradients in silicic magma chambers: Implications for Lithospheric magmatism. J. Geophys. Res., 86: 10153-10192, Washington.
- HIDROPROYECTOS. CETEC-CEPIC**, 1985. Estudio de la segunda Fase de prefactibilidad geotérmica del área denominada Tuzgle, departamento Susques. Min. Econ. Prov. Jujuy, (inéd.).
- HICKEY, R. L., D. GERLACH y F. A. FREY**, 1984. Geochemical variations in volcanic rocks from central-south Chile (33° - 42°S) in Andean magmatism: Chemical and isotopic constraints, Harmon, R. S. and Barreiro, B. A. (Eds.). Shiva Publ. Ltd., 72-95, G. Britain.
- JAMES, D. E.**, 1978. Origin of high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Central Andean calc-alkaline lavas. In: Short Papers of the Fourth Internat. Conference Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology, Aspen Colorado. U. S. Geol. Surv. Open File Rep.: 78-701.
- _____, 1981. A combined O, Sr, Nd, and Pb isotopic and trace element study of crustal contamination in central Andean lavas. I. Local geochemical variations. Earth Planet. Sci. Lett., 57: 42-62, Amsterdam.
- _____, 1971. Plate tectonic model for the evolution on the central Andes. Bull. Geol. Soc. Am., 82: 3325-3346, Boulder.
- JORDAN, T. E., B. L. ISACKS, R. W. ALLMENDINGER, J. A. BREWER, V. E. RAMOS y C. I. ANDO**, 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. Bull. Geol. Soc. Am., 94: 341-361, Boulder.
- KLERKX, J., S. DEUTSHC, H. PICHLER y W. ZEIL**, 1977. Strontium isotopic composition and element date bearing on the origin of Cenozoic volcanic rocks of the Central and southern Andes. J. Volc. Geoth. Res., 2: 49-71, Amsterdam.
- KUSSMAUL, S., E. HÖRMANN, E. PLOSKONKA y T. SUBIETA**, 1977. Volcanism and structure of Southwestern Bolivia. Jour. Volc. and Geotherm. Res., 2: 73-111, Amsterdam.
- LOPEZ ESCOBAR**, 1984. Petrology and chemistry of volcanic rocks of the Southern Andes, in Andean magmatism: Chemical and isotopic constraints. Harmon, R. S. y Barreiro, B. A. (Eds.). Shiva Publ. Ltd.: 47-71, G. Britain.
- MPODOZIS, C., F. HÉRVE, J. DAVIDSON y S. RIVANO**, 1983. Los granitoides de Cerro de Lila, manifestaciones de un episodio intrusivo termal del Paleozoico inferior en los Andes del Norte de Chile. Rev. Geol de Chile. 18: 3-14, Santiago de Chile.
- NINKOVICH, D. y J. D. HAYS**, 1972. Mediterranean island arcs and origin of high potash volcanoes. Earth Planet. Sci. Lett., 16: 331-345, Amsterdam.
- PICHLER, H. y W. ZEIL**, 1972. Chilean andesites-crustal or mantle derivation?. En: Proceedings of Internat. Upper Mantle Project. Conf. on Solid Earth Problems, 2: 361.
- PUSHKAR, P.**, 1968. Strontium isotope ratios in volcanic rocks of three island arcs. J. Geophys. Res., 73: 2701, Washington.
- PECCERILLO, A. y S. R. TAYLOR**, 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamann area, Turkey. Contr. Min. Petrol., 28: 63-69, Amsterdam.
- THORPE, R. S., P. J. POTTS y P. W. FRANCIS**, 1976. Rare earth data and petrogenesis of andesite from the North Chilean Andes. Contr. Min. Petrol., 54: 65-78.
- _____, **P. W. FRANCIS y S. MOORBATH**, 1979. Rare earth and strontium isotope evidence concerning the petrogenesis of North Chilean ignimbrites. Earth Planet. Sci. Lett., 42: 359-367, Amsterdam.
- _____, _____, 1979. Variations in Andean andesite compositions and their petrogenetic significance. Tectonophysics, 57: 53-70, Amsterdam.
- _____, _____, **M. HAMMILL y M. C. W. BAKER**, 1982. The Andes. En: Andesites: Orogenic andesites and Related Rocks. (R. S. Thorpe, Ed.): 187-206 Wiley, London.
- SACKS, I. S.**, 1977. Interrelationships between volcanism, seismicity and anelasticity in western South America. Tectonophysics, 37: 131-139, Amsterdam.
- SALFITTY, J., S. A. GORUSTOVICH, M. O. MOYA y R. AMENGUAL**, 1984. Marco tectónico de la sedimentación y efusividad cenozoica en la Puna Argentina. IX° Congr. Geol. Arg., Actas, I: 539-554, Buenos Aires.
- SPARKS, R. S. J., P. W. FRANCIS, R. D. HAMER, R. J. PANKHURST, L. O. OCALLAGHAN, R. S. THORPE y R. PAGE**, 1985. Ignimbrites of the cerro Galán Caldera, NW Argentina. J. Volc. Geoth. Res., 24: 205-248, Amsterdam.
- VIRAMONTE, J. G., M. A. GALLISKI, V. ARAÑA, A. APARICIO, L. GARCIA CACHO y C. MARTIN ESCORZA**, 1984. El finivolcanismo básico de la depresión de Arizaro, provincia de Salta, República Argentina. IX° Congr. Geol. Arg., Actas, III: 234-251, Buenos Aires.

BEATRIZ COIRA

CONICET

Universidad Nacional de Jujuy

MARIO BARBIERI

Instituto de Geoquímica

Universidad de Roma

FACIES PIROCLASTICAS DEL VOLCANISMO ORDOVICICO (ARENIGIANO-LLANVIRNIANO) SALINA DE JAMA, JUJUY

Beatriz Coira y Francisco Nullo

RESUMEN

Se describe una secuencia piroclástico-sedimentaria, perteneciente al Ordovícico (Arenigiano-Llanvirniano) en el área de la Puna Jujeña, al oeste de Susques, en los alrededores de la Salina de Jama.

En su caracterización se han determinado tobas, tobas vítreas finas, chonitas y tobas cristalino-líticas. Intercaladas se reconocen pelitas portadoras de graptolites que se han asignado a *Dydimograptus compressus* Harr. y Thom. Se correlacionan estos afloramientos con otros de la Puna, Altiplano Boliviano y Norte de Chile.

Se aportan análisis químicos de las rocas volcánicas, a fin de considerar su ubicación dentro de un esquema paleogeográfico durante estos tiempos.

ABSTRACT

A pyroclastic-sedimentary marine sequence (Arenigian-Llanvirnian age) in Salina de Jama (Argentine Puna) is recognized.

Tuff, vitric tuff and cristalino-lithic tuff are exposed, interbedded with pelitic layers containing a graptolitic fauna assigned to *Dydimograptus compressus* Harr. & Thom. These outcrops are correlated with those similar present in the "Altiplano Boliviano" and northern Chile.

Geochemical data of volcanoclastic rocks are pointed out here. Based on geochemical diagrams the volcanoclastic rocks can be assigned to an arc setting.

INTRODUCCION

La secuencia del Paleozoico inferior, motivo de este trabajo se encuentra ubicada en el sudoeste de la Puna Jujeña, en las inmediaciones de la Salina de Jama y laguna Mucar (67° long. oeste y 23°28' lat. sur) como se muestra en la figura 1.

El objeto del trabajo es caracterizar una secuencia piroclástico-clástica acotada en el tiempo por una fauna de graptolitos.

Al sur de esta localidad Schwab (1973) describió un conjunto de diabasas, tobas diabásicas andesitas y espilitas en secuencias de grauvacas, limolitas y lutitas conteniendo una fauna de graptolitos que se han asignado al Arenigiano-Llanvirniano y fueron incluidos dentro de la Formación Coquena. Más tarde, Nullo (1988) reúne a los afloramientos descritos por Schwab (1973), Coira *et al.* (1987 a y b) y a los

aquí expuestos, dentro de la Formación Acoite, los que son equivalentes con los de la localidad tipo, tanto en edad como en composición litológica y continuidad de mapeo.

La Formación Acoite, según Nullo (1988), integra junto con las Formaciones Susques, Tanque y Lina el Grupo Jama, el que fuera creado para el área que estamos tratando.

Formación Acoite (Harrington y Leanza, 1957)

Originalmente esta unidad fue nominada para agrupar a un conjunto de rocas pelíticas y samíticas subordinadas, de varios cientos de metros de espesor. Con posterioridad (Coira, 1973, 1975, 1979) da a conocer secuencias volcánicas concomitantes con los ritmos de sedimentación pelíticos antes mencionados. Las rocas aquí tratadas pertenecen esencialmente a secuencias piroclástico-clásticas estratificadas.

Secuencias piroclástico-clásticas ordovícicas

Las sedimentitas ordovícicas de esta unidad en el área estudiada, conforman fajas alargadas de arrumbamiento norte-noroeste, afectadas por un intenso plegamiento y fracturación inversa de bajo ángulo. Para su análisis se efectuaron tres perfiles detallados; uno al sur de la laguna Mucar (C) otro la sud-sudeste de la laguna Agnia (A) y un tercero algo al oeste del anterior (B).

El ubicado al sud-sudeste de la laguna de Agnia (Perfil A) conforma el ala sur de un sinclinal, y en él se reconoce una secuencia esencialmente piroclástica, alternante con pelitas y reducidos niveles psamíticos finos. Los niveles inferiores están caracterizados por un predominio de material piroclástico sobre el pelítico. Repetidos pulsos piroclásticos se evidencian a través de estructuras gradadas granodecrecientes y de finas laminaciones. Así se reconocen niveles de tobas vítreas que gradan a chonitas y tobas cristalino-líticas en la base que pasan a tobas normales y tobas vítreas finas-chonitas hacia el techo. En los niveles superiores se incrementa la participación clástico-pelítica mientras que las piroclásticas están representadas por tobas vítreas finas a chonitas (figura 2).

Al sur de la laguna Mucar el perfil C, muestra dos secciones claramente diferenciables. La inferior, exclusivamente piroclástica, está representada por tobas cristalino-líticas en parte brechosas, con estratificación grosera. Por encima se disponen alternadamente pelitas y tobas vítreas finas a chonitas en forma subordinada.

La sección B es comparable a la descripta para el perfil A, en ella predominan las tobas vítreas y tobas cristalino-líticas en secuencias gradadas, rítmicamente alternantes. Se correlacionan con aquellas que afloran al norte de la laguna Mucar.

Caracterización petrográfica

Dentro de las secuencias piroclásticas es posible distinguir tobas, tobas vítreas finas, chonitas y tobas enriquecidas en cristales y fragmentos líticos (tobas cristalino-líticas).

Las tobas presentan una matriz vitroclástica desnaturalizada a agregados de cuarzo y feldespato alcalino, en la que se distribuyen cristaloclastos (15-20 %) de cuarzo, oligoclasa cálcica-andesina ácida y feldespato alcalino. Los litoclastos son ligeramente inferiores (5-10 %), están representados por fragmentos de volcanitas de pastas pilotáxicas, microgranosas y vidrios desnaturalizados a agregados silíceos.

Las tobas cristalino-líticas muestran un porcentaje de fragmentos líticos y cristaloclastos superiores al 50 %. Su exigua matriz constituida por vitroclastos, está desnaturalizada a agregados de cuarzo y feldespato alcalino, entre los que se distribuyen finos agregados clorítico-sericíticos. Los cristaloclastos están representados por cuarzo, oligoclasa cálcica a andesina y sanidina. Los fragmentos líticos angulosos a subangulosos, son de vidrios con desnaturalización silícea y volcanitas con pastas pilotáxicas a felsíticas. Estas litologías generalmente conforman los niveles basales de pulsos piroclásticos los que suelen gradar a las tobas descriptas en primer término.

Teniendo en cuenta la naturaleza de la fracción cristalina del material piroclástico, es posible encuadrar a las tobas y tobas cristalino-líticas dentro del campo de las dacitas a riolitas.

Las tobas vítreas se caracterizan por una participación de cristaloclastos (cuarzo-oligoclasa cálcica) inferior al 5 %. Su matriz vitroclástica está constituida por fragmentos vítreos de tamaño variable entre 70 y 350 micrones, angulosos, a menudo curvos, cóncavos o semi-lunares. Suelen presentar motas constituidas por agregados de vitroclastos finos, embebidos en una mesostasis vitroclástica más gruesa. El material vítreo muestra reemplazo por agregados silíceos (cuarzo-calcedonia) a los que se asocia feldespato alcalino, como así también desnaturalización clorítico-sericítico-arcillosa.

Las chonitas (Teruggi *et al.*, 1978) muestran vitroclastos de tamaños inferiores a 62 micrones y fracción cristalina inferior al 2 %. En ellas la desnaturalización silícea le confiere una alta compacidad. Las tobas vítreas finas y las chonitas se presentan asociadas en finas estructuras laminadas y gradadas.

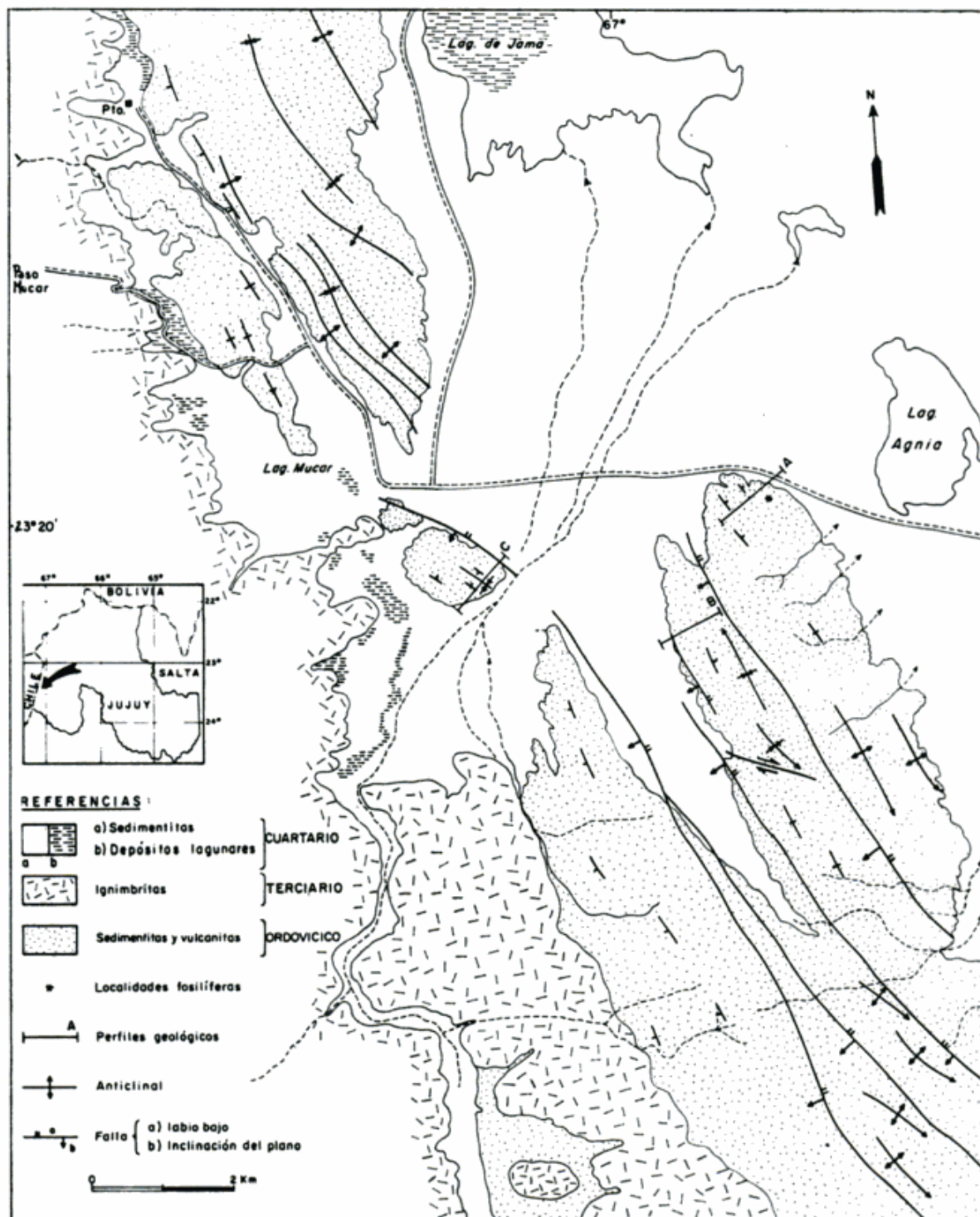


Figura 1: Mapa geológico y de ubicación del área estudiada.

Los niveles piroclásticos descritos suelen presentar reemplazos carbonáticos y silíceos (ópalo-cuarzo) irregulares. Estos últimos en algunos casos conforman guías de 1 a 5 cm de potencia concordantes con la estratificación a los que se asocian limonitas y/o manganeso.

La presencia de estilomelano en forma de pequeñas láminas, agregados cloríticos, sericíticos y en algunos casos de zoisita a manera de motas, son indicativos de un metamorfismo en facies de bajo grado, que ha afectado el área.

Correlación estratigráfica y edad

En las secuencias pelíticas interestratificadas con las piroclásticas, como se muestra en la figura 2, se han hallado ejemplares de graptolitos, los que han sido determinados por G. Blasco como *Didymograptus compressus* Harr. y Thom. Estos ejemplares podrían asignarse a la zona de *Hallograptus etheridgei*. Si se considera a *O. compressus* individualmente, este podría determinar una edad que varía entre el Llanvirniano-Llandeillano. Turner (1960) sin embargo menciona a *D. cf. compressus*, el que se encuentra con una asociación graptolítica que se ubica en el Arenigiano.

Para estas mismas secuencias de la laguna Mucar, Fuenzalida determinó *Didymograptus sagitticaulis* los que fueron asociados al Silúrico (Hofftetter *et al.*, 1957: 283) los que son correlacionados con "...las pizarras y cuarcitas del Silúrico inferior del Perú y Bolivia...". Al norte de esta localidad, en territorio chileno, Marinovic (1979) describe calizas oolíticas, conglomerados, areniscas cuarcíticas y lutitas silíceas, agrupadas en la Formación Poquis, en la que no se han descrito volcanitas ni piroclásticas asociadas y cuyos afloramientos se disponen en el paso de Poquis. En estas litologías se cita una fauna integrada por graptolitos que a nivel genérico se han determinado como *Didymograptus* sp., *Criptograptus?* sp. y *Glossograptus* sp., asignados al Arenigiano-Llanvirniano. Marinovic (1979) correlaciona estas rocas con las descritas por Fuenzalida en el Ordovícico. Al oeste de los afloramientos del paso de Poquis se disponen los de Aguada de la Perdíz (García *et al.*, 1962) los que serían correlacionables.

Al oeste de Aguada de la Perdíz se reconoce un conjunto volcano-sedimentario de ambiente marino, en el cordón de la Lila (Marinovic, 1978; Niemeyer *et al.*, 1985) el que estaría marcando la presencia del volcanismo, probablemente correlacionable a los de los sectores más occidentales de los hasta ahora descritos junto a los de la sierra de Argomedo (Breitkreuz, 1985). Los primeros están representados, en esta localidad, por basaltos-andesitas de afinidad toleítica y riolitas con pelitas intercaladas, mientras que los segundos por flujos lávicos de dacitas subalcalinas, riolodacitas y dacitas.

La Formación Coquena descrita al sur de estos afloramientos por Schwab (1973) y asimilada por Nullo (1988a) con la Formación Acoite presenta, entre sus sedimentitas, un conjunto de graptolitos determinados como *Didymograptus cf. hirundo* Salter; *D. cf. gracilis* Torq. y *Glossograptus cf. hicksii* var. *bispinatus*, asignándolos (Schwab, 1973) al Arenigiano superior-Llanvirniano. En esta misma unidad Aceñolaza y Durand (1975) describen *Tetragraptus quadribranquiatus* y *Dichograptus octubranquiatus* los que son ubicados en el Arenigiano.

Surge de lo anteriormente expuesto, que durante el Arenigiano-Llanvirniano, el área, estuvo sujeta a procesos volcánicos que se desarrollaron en la cuenca marina ordovícica.

Las expresiones surorientales de este volcanismo, se disponen en las inmediaciones de San Antonio de los Cobres y están caracterizados por tobas queratofíricas (Koukharsky y Mirre, 1974). Las secuencias de la laguna Mucar y Salina de Jama, dadas sus estructuras sedimentarias y su asociación litológica pelítico-psamítica fina, permiten reconocer un ambiente de depositación marino de baja energía, en el que ha predominado el transporte suspensional. En lo que respecta al volcanismo asociado imperante en aquellos tiempos, está representado exclusivamente en esta área, por piroclásticas finas, laminadas, de estructuras gradadas, las que se repiten a lo largo de la columna estratigráfica. Estas pudieron originarse como resultado de flujos piroclásticos ya sea subaéreos o de naturaleza submarina como los descritos por Fiske *et al.* (1974) y Garrison *et al.* (1979), donde el material piroclástico de las columnas de erupciones ha sido llevado,

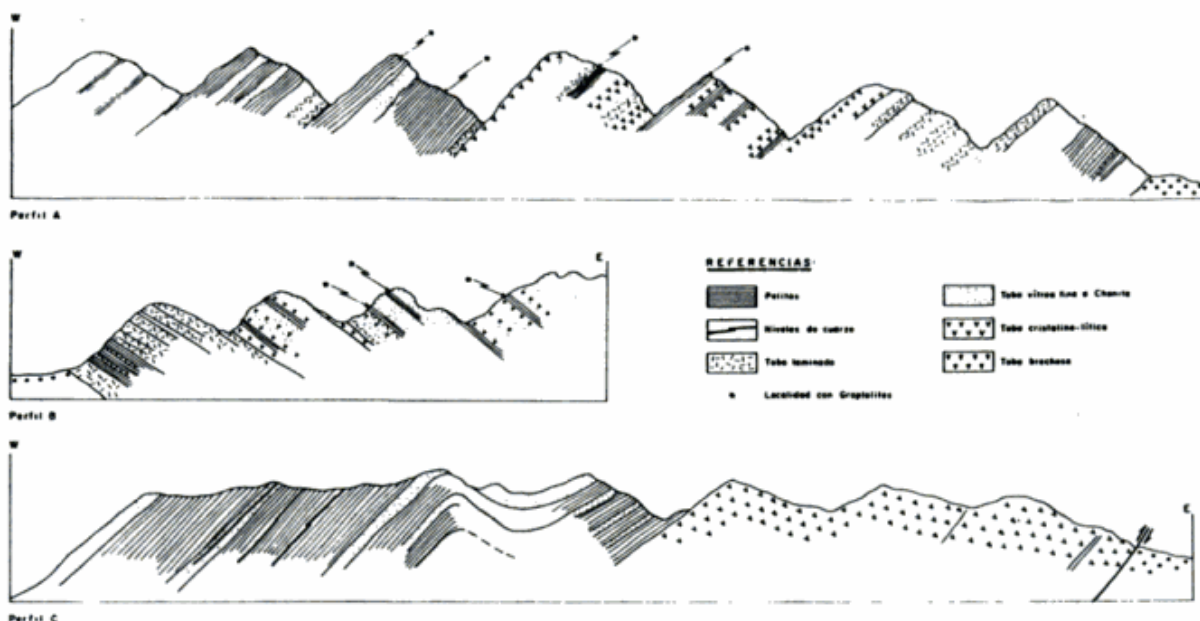


Figura 2: Perfiles detallados de las secuencias ordovícicas de la Laguna de Jana.

parte, por sucesivas corrientes de turbidez. Los centros de erupción parecen haber tenido una posición algo alejada, dada la ausencia de manifestaciones lávicas, como de importantes espesores piroclásticos que caracterizaron a las facies proximales de arco.

La importancia del material piroclástico fino (tobas finas a chonitas) como la gradación de las tobas cristalino-líticas a estas y la repetición de este proceso, hablan de la persistencia de la actividad volcánica a lo largo del tiempo, sin mayores indicios de una importante estabilidad tectónica.

Los registros del volcanismo ordovícico del sudeste del área en estudio, representados por niveles lávicos y piroclásticos de composición basáltica y andesítica descritos por Schwab (1973) señalan para este sector un volcanismo de arco (Coira *et al.*, 1982) en sus facies iniciales con afinidad toleítica, al igual que los registrados en el Cordón de la Lila y en los niveles (toleíticos de arco con bajo contenido en potasio) de la zona de Abra Pampa. Existen también en esta última localidad (Cordón de Escaya-Cochinoca-Quichagua) y su prolongación norte en Bolivia, espesas secuencias piroclástico-lávico calco-alcalinas con alto contenido en potasio, manifestaciones subsecuentes del volcanismo inicial correspondiente a un arco volcánico más maduro. Las secuencias de la laguna de Mucar-Salina de Jama de composición dacítico-riolítica corresponderían también

a representantes calco-alcalinos, en sus expresiones distales, acompañantes de etapas evolucionadas de un volcanismo de arco.

Con posterioridad al Llanvirniano, hasta la fecha no se han encontrado elementos que certifiquen en la Puna, la continuidad del volcanismo, sin embargo se tienen elementos para testificar la continuidad del ciclo marino, con la presencia de graptolitos descritos por Ramos (1972) en la Formación Lina que permiten asimilarlos al Caradociano inferior (zona de *Nemagraptus gracilis*).

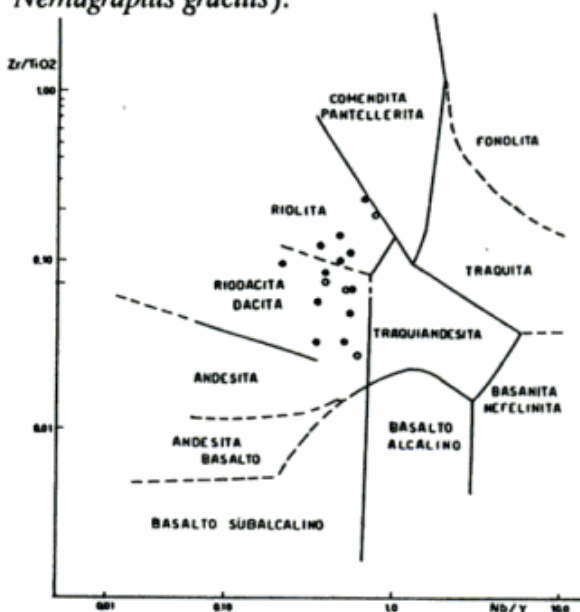


Figura 3: Diagrama discriminatorio Zr/TiO_2 - Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977). Círculos vacíos: piroclásticas del área de estudio. Círculos llenos: piroclásticas correlacionadas de Sierra Guayaos.

Cuadro I: Análisis químicos.

Muestras	1	2	3	4
SiO ₂	66,58	78,17	80,17	80,39
TiO ₂	0,75	0,20	0,16	0,14
Al ₂ O ₃	18,18	12,33	12,23	8,99
FeO*	3,57	0,97	0,03	0,86
MnO	0,08	0,04	0,03	0,03
MgO	1,79	0,37	0,19	0,54
CaO	2,71	1,93	0,36	0,73
Na ₂ O	3,51	4,58	7,98	3,71
K ₂ O	2,92	0,95	0,06	0,76
P ₂ O ₅	0,15	0,00	0,00	0,00
Total	100,34	99,54	101,21	96,17
Composic. normativa	24,77	42,84	35,27	55,21
Or	17,26	5,65	0,35	4,68
Ab	29,71	38,97	61,83	32,70
An	12,47	9,63	0,00	3,77
Hi	9,23	2,28	1,07	2,59
Il	1,42	0,38	0,12	0,28
Ap	0,35	0,00	0,00	0,00
Co	4,78	0,26	1,14*	0,77
*Na-metasil				
Ba	1675	230	50	295
Co	25	38	140	38
Cr	46	28	15	45
Cu	37	8	6	4
Nb	19	19	16	12
Ni	25	9	no det.	2
Pb	18	43	no det.	18
Rb	114	55	1,2	38
Sr	375	390	290	320
V	97	14	11	12
Y	31	48	21	22
Zn	59	38	7	30
Zr	218	147	117	103
K/Rb	213	143	415	166
Zr/Nb	11,5	7,7	7,3	8,6
K/Ba	14	34	10	21
Zr/TiO ₂	0,020	0,07	0,195	0,07
Nb/Y	0,613	0,396	0,76	0,44

Fe total como FeO

Indice de localidades: 1) Oeste laguna de Mucar, 2) Oeste laguna de Mucar, 3) Sur de Laguna de Jama, 4) Perfil Jama c/graptolites.

Geoquímica

Del área de estudio se analizaron un grupo de cuatro muestras, que fueron enviadas a la Universidad de British Columbia en Canadá y fueron procesadas por el Dr. Peter Michel, al que se le agradece la elaboración de los análisis.

Las muestras 1, 2, 3 y 4, pertenecen al grupo de afloramientos de la Formación Acoite, en la comarca aquí descripta.

La composición original de las piroclastitas en consideración se ha inferido, utilizando el diagrama discriminador (figura 3) elaborado para volcanitas alteradas y/o metamorizadas, considerando elementos inmóviles (Zr/TiO₂ versus Nb/Y) por Winchester y Floyd (1977). Ellas se ubican dentro del campo de las dacitas-riodacíticas, como el de las riolitas.

Sobre la base de los elementos contenidos en Ti (ppm) y Zr (ppm), las volcanitas del sector se encuadran dentro del campo de las lavas de arco en el diagrama de Pearce *et al.* (1981) (figura 4). Las relaciones FeO*/MgO versus TiO₂ confirman por otra parte dicha ubicación. Este emplazamiento tectónico también ha sido postulado para secuencias magmáticas correlacionables, ubicadas al sur (Formación Coquena, Schwab, 1973), como en la sierra de Guayaos (Coira *et al.*, 1987), Río Huaitiquina (Coira y Barber, 1987) y en el cordón de Escaya-Cochinoca-Quichagua (Coira, 1975, 1979 y Coira *et al.*, 1982).

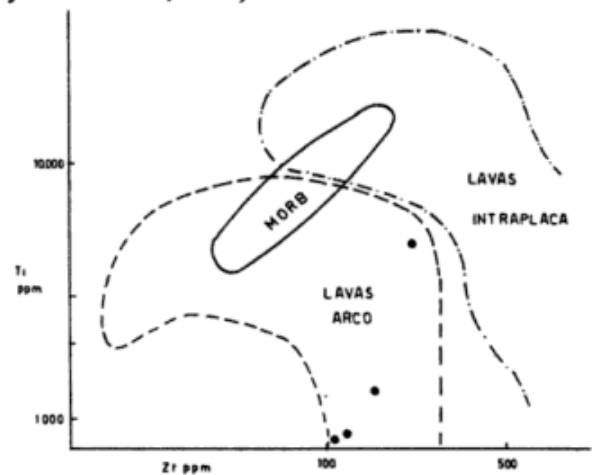


Figura 4: Diagrama determinador de Pearce *et al* (1981)

CONSIDERACIONES FINALES

Las secuencias piroclásticas-clásticas de la laguna de Jama incluidas en la Formación Acoite, de edad arenigiana-llanvirniana sobre la base de su asociación de graptolitos, son representantes de un volcanismo explosivo submarino y quizá por momentos subaéreo, en el que parte del material ha sido movilizado por corrientes de turbidez.

La actividad volcánica ha tenido lugar a través de centros alejados de la zona en consideración, registrándose intermitencia en sus emisiones, como lo señala la ritmicidad de material piroclástico y epiclástico.

Sus productos corresponden a rocas evolucionadas las que se encuentran en el campo de las dacitas-riodacitas y en el de las riolitas.

Sobre la base de discriminantes geoquímicos (TiO_2 versus Fe^*/MgO y TiO/Zr) las volcánitas pueden ser asignadas a un ambiente de arco.

Los importantes volúmenes de material silíceo emitidos en la zona de estudio y áreas correlacionables, no comunes en los arcos volcánicos típicos, podrían reflejar un desarrollo de arco sobre corteza ensiálica.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ACEÑOLAZA, F. G. y F. R. DURAND, 1975. *Contribución al conocimiento bioestratigráfico del Ordovícico puneño. Fauna graptolítica de Catúa, provincia de Salta y Jujuy*. Iº Congr. Arg. Paleont. y Bioestrat., Actas, 1: 109-112.
- ALLMENDINGER, R., V. RAMOS, T. JORDAN, M. PALMA y B. ISACKS, 1983. *Paleogeography and Andean structural geometry, Northwest Argentina*. *Tectonics*, 2 (1): 1-168.
- BREITKREUZ, C., 1985. *Presentation of marine volcano-sedimentary sequence of presumables Pre-Devonian age in the sierra Argomedeo (24°45'S-69°22'W)*. VIº Congr. Geol. Chileno, I: 1-76/1-88.
- COIRA, B., 1973. *Resultados preliminares sobre la petrología del ciclo eruptivo concomitante con la sedimentación de la Formación Acoite en la zona de Abra Pampa*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXVI (1): 85-88.
- _____, 1975. *Ciclo efusivo ordovícico registrado en la Formación Acoite en la zona de Abra Pampa, provincia de Jujuy, Argentina*. IIº Congr. Ibero-Amér. Geol. Ec., I: 37-56, Buenos Aires.
- _____, 1979. *Descripción Geológica de la Hoja 3c, Abra Pampa, provincia de Jujuy*. *Serv. Geol. Nac., Bol.* 170, Buenos Aires.
- _____, J. DAVIDSON, C. MPODOZIS y V. RAMOS, 1982. *Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile*. *Earth Sc. Rev.*, 18: 303-332.
- _____, M. KOUKHARSKY y A. PEREZ, 1987. *Rocas volcánicas ordovícicas de la sierra de Guayaos, provincia de Salta, Argentina*. Xº Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 312-315, San Miguel de Tucumán.
- _____, y F. NULLO, 1987. *Facies piroclásticas del vulcanismo ordovícico (Arenigiano - Llanvirniano), Salina de Jama, Jujuy*. Xº Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 308-311, San Miguel de Tucumán.
- GORUSTOVICH, S., J. SALFITTY, D. RUBIOLO y R. SUREDA, 1985. *Yacimiento Aquiliri (Puna Argentina): Depósito uranífero en rocas subvolcánicas terciarias*. IVº Congr. Geol. Chileno, II: 3/250-3/270.
- GARCIA, F., E. PEREZ y E. ZEBALLOS, 1962. *El Ordovícico de Aguada de la Perdiz, Puna de Atacama, provincia de Antofagasta*. *Rev. Min.*, 77: 52-61.
- KOUKHARSKY, M. y J. C. MIRRE, 1974. *Nuevas evidencias del vulcanismo ordovícico en la Puna*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXIX (1): 128-134, Buenos Aires.
- HARRINGTON, H. y A. F. LEANZA, 1957. *Ordovician Trilobites from Argentina*. *Univ. Kansas, Sp. Pap., Pub.*, 1, Lawrence.
- HOFFSTETTER, R., H. FUENZALIDA y G. CECIONI, 1957. *Lexique stratigraphic international Amerique Latine. Fas. 7, Chile-Chili*. Centre Nat. Recherche Scient., Paris.
- MARINOVIC, N., 1978. *Geología de los Cuadrángulos Chinilchorro y Cerro Lila. Iº Región de Antofagasta*. *Inst. Invest. Geol.*, (inéd.).
- _____, 1979. *Geología de los Cuadrángulos Zapaleri y Nevado de Poquis. IIº Región de Antofagasta*. *Mem. Dep. Geol. Univ. Chile*, (inéd.).
- NIEMEYER, H. R., F. A. ARZUA, F. G. ACEÑOLAZA y C. R. GONZALEZ, 1985. *Progresos recientes en el conocimiento del Paleozoico de la región Antofagasta*. IVº Congr. Geol. Chileno, I: 1/410-1/438, Chile.
- NULLO, F., 1988. *Descripción Geológica de la Hoja 4 a-b, Susques, provincia de Jujuy*. *Serv. Geol. Nac.*, (inéd.).
- _____, 1988a. *Estratigrafía ordovícica del área de Susques, Jujuy, Argentina*. Vº Congr. Geol. Chileno, (en prensa), Santiago.
- PICHOWIAK, S., H. BALHBURG y C. BREITKREUZ, 1987. *Paleozoic volcanic and geotectonic evolution in northern Chile*. Xº Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 302-302.
- RAMOS, V., 1972. *El Ordovícico fosilífero de la sierra de Lina, Departamento de Susques, provincia de Jujuy*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXVII (1): 84-94, Buenos Aires.
- SCHWAB, K., 1971. *Neue Erkenntnisse zur stratigraphie in der umgebung der Salar de Cauchari und ihre bedeutung fur die ergeschthliche entwicklung der Argentinischen Puna*. *Hab. Univ. Main*.
- SUAREZ SORUCO, R., 1976. *El Sistema Ordovícico en Bolivia*. *Rev. Tec.*, YPFB.
- TURNER, J. C. M., 1958. *Estratigrafía del cordón de Escaya y de la sierra de la Rinconada (Jujuy)*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XIII (1-2): 15-40, Buenos Aires.

BEATRIZ COIRA

Universidad Nacional de Jujuy
CONICET
San Salvador de Jujuy

FRANCISCO E. NULLO

Servicio Geológico Nacional
CONICET
Av. Santa Fe 1548
1060 Buenos Aires

SIERRA DE LOS CHACAYS, EXTRANDEAN PATAGONIA, CHUBUT, ABOUT THE CHEMISTRY OF THE ALKALINE COMPLEX AND ITS POTASSIC AND ULTRAPOTASSIC ROCKS

Hugo Corbella

RESUMEN

Se presentan y comentan 36 análisis químicos de elementos mayores y trazas obtenidos por FRX. Con estos valores fue posible distinguir: rocas intrusivas sódicas subsaturadas, volcanitas sódicas saturadas que alcanzan diferenciaciones peralkalinas sobresaturadas, volcanitas ultrapotásicas de afinidad orendítica y volcanitas potásicas ácidas.

La relación de los diferentes elementos versus el MgO y sus diferentes relaciones recíprocas, permiten establecer inferencias acerca de los fenómenos de fusión, diferenciación y enriquecimiento.

De acuerdo a las diferentes relaciones de discriminación geotectónica ensayadas, las rocas de este Complejo han sido emplazadas en un ambiente continental intraplaca.

ABSTRACT

Thirty six chemical analyses of major elements and traces obtained by XRF are presented and commented. With these values we can distinguish: undersaturated sodic intrusive rocks, saturated sodic volcanics that reach oversaturated peralkaline differentiation, ultrapotassic volcanics of orenditic affinity and acid potassic volcanics.

The relations of the different elements versus the MgO and their reciprocal relations allow to comment upon particularities of the fusion, differentiation and enrichment phenomena.

According to the geotectonic discriminative ratios essayed, the rocks of this Complex have been emplaced in a continental intraplate environment.

INTRODUCTION

The Sierra de los Chacays extends 100 km in a NE direction in the north central region of the extrandean Patagonia, 500 km from the Pacific Ocean, in the Argentine province of Chubut, figure 1.

This range, whose geological mapping was done by the author (Corbella, unpublished), is of an essentially eruptive nature and the outcropping materials are here denominated Sierra de los Chacays Complex.

This volcanic Complex lies over cretaceous continental sediments of the Chubut Group and paleocene marine sedimentites of the Salamanca Formation.

It is formed by a pile of volcanics, intrusives and pyroclastic accumulations of varied composition and serial character. It comprises, besides alkaline and peralkaline sodic species, rocks of potassic and ultrapotassic character; these last little mentioned in Argentine literature.

ANALYSES

Major and trace elements (Zr, Y, Rb, Sr, Ni, Co, Cr, V, Ba, Ce) were analyzed by the author with a manual XRF Philips 1410/20 spectrometer, employing pressed powder discs, correcting the matrix effect for each element.

The major elements of thirty of these samples were previously analyzed also by the author by

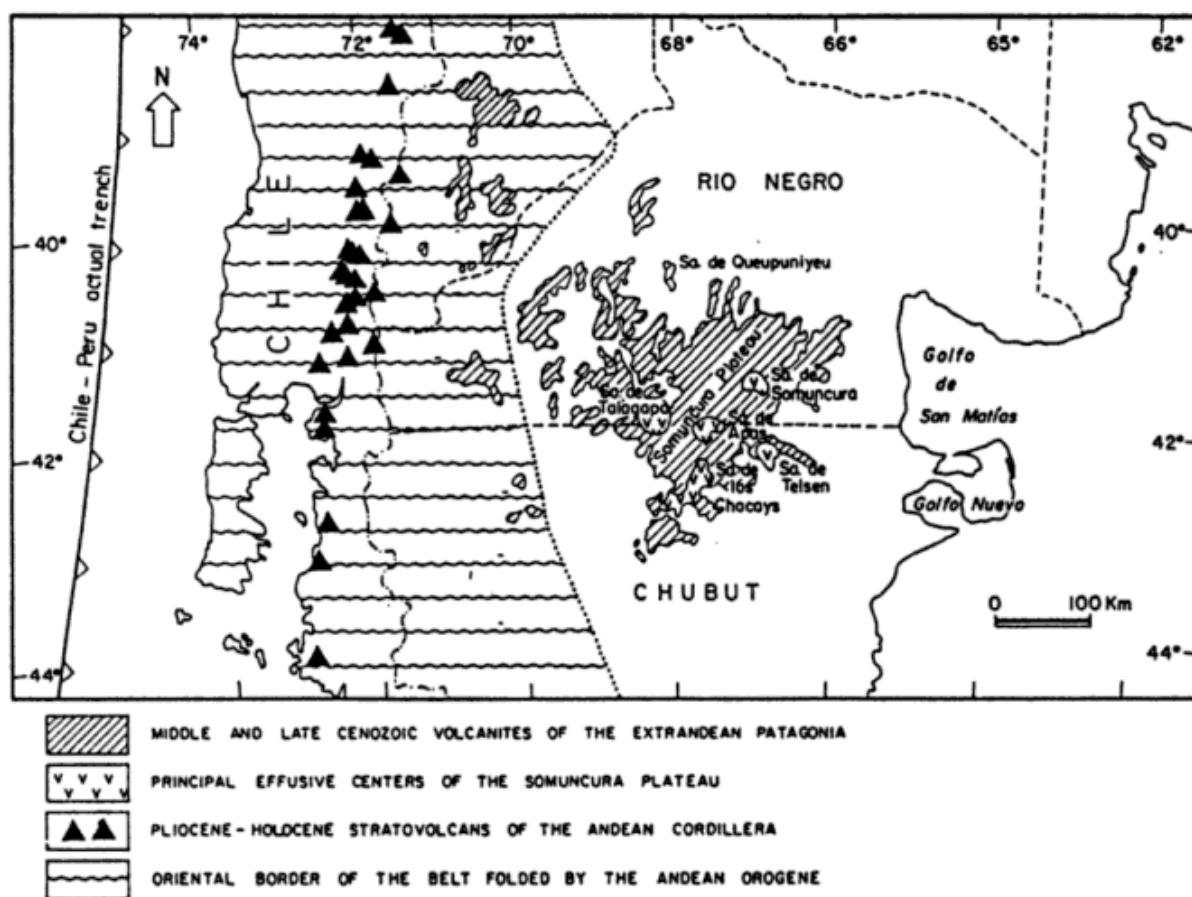


Figure 1: North Patagonian middle and late Cenozoic volcanic outcrops showing the location of Sierra de los Chacays.

wet methods. The results so obtained had good correspondence with those had by XRF.

Compositional water (H_2O^+) was determined by fusion with Na_2WO_4 in LAQUIGE. Ferrous and ferric oxides, that appear in table I, were calculated from total Fe_2O_3 XRF determinations after the normalization ratios of LeMaitre (1976).

PETROGRAPHIC AND SERIAL ASSOCIATIONS

For the individualization and petrographic and serial groupage of the Sierra de los Chacays Volcanic Complex rocks, the results of the analyses have been plotted on different classificatory diagrams.

In the diagram total alkali/silica (figure 2, after LeMaitre *et al.*, 1982; Zanettin, 1984) we

observe that most of the Sierra de los Chacays rocks plot within the field of moderately and strongly saturated alkaline rocks (Schwarzer & Rogers, 1974).

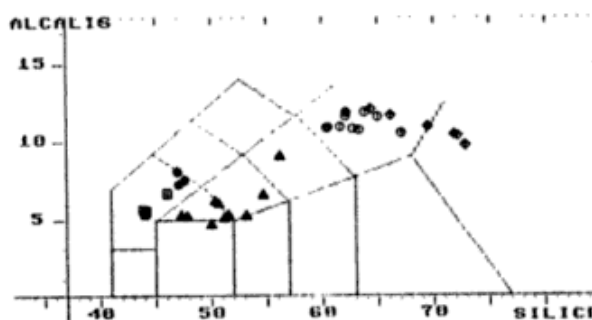


Figure 2: Alkali versus silica classificatory diagram, after LeMaitre *et al.* (1982). Symbols: squares = basanites; stars = ultrapotassics; triangles = basaltoids to mugearites; diamonds = trachytes; circles = latites.

Table I

SAMPLE	124	265	266	121	181	136	163	364	466	467	146	247	278	256	232	456	439	269	569	422	598	591	356	338	167	134	215	274	681	616	419	276	454			
AlO2	47.43	47.11	47.14	61.71	68.20	62.44	62.92	68.33	62.29	62.99	62.96	67.39	44.11	43.80	44.16	46.89	47.43	47.96	58.16	58.16	58.16	51.21	51.34	53.19	54.79	56.25	64.43	66.21	62.33	69.03	71.90	72.28	72.94			
Fe2O3	12.13	12.58	12.19	17.36	17.11	16.61	17.23	17.54	17.26	16.87	16.24	16.12	15.83	15.80	15.63	15.80	16.25	17.18	17.06	17.12	16.96	16.17	17.06	16.33	17.37	17.85	16.87	17.77	17.05	16.87	17.77	14.39	13.78	13.89	13.84	
FeO	9.23	8.99	8.78	4.88	5.31	4.92	4.43	5.48	3.98	3.24	3.64	4.82	16.91	16.44	16.32	16.31	16.39	16.39	11.56	11.56	11.56	11.21	11.21	11.21	11.21	11.21	11.21	11.21	11.21	11.21	11.21	11.21	11.21	11.21		
MnO	4.92	4.72	4.74	1.98	2.22	2.88	1.81	2.25	1.54	1.24	1.48	1.68	6.41	6.12	6.20	6.46	6.13	6.27	6.48	6.38	6.37	6.42	6.23	6.39	6.32	6.32	6.32	6.32	6.32	6.32	6.32	6.32	6.32	6.32		
CaO	7.29	7.15	7.14	1.98	2.22	2.88	1.81	2.25	1.54	1.24	1.48	1.68	6.41	6.12	6.20	6.46	6.13	6.27	6.48	6.38	6.37	6.42	6.23	6.39	6.32	6.32	6.32	6.32	6.32	6.32	6.32	6.32	6.32	6.32		
MgO	7.21	7.48	7.34	2.21	2.73	2.81	2.83	2.38	1.78	1.58	1.78	1.58	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11		
K2O	3.42	3.25	3.48	6.74	6.19	6.41	6.41	6.41	6.41	6.41	6.41	6.41	6.41	6.41	6.41	6.41	6.41	6.41	6.41	6.41	6.41	6.41	6.41	6.41	6.41	6.41	6.41	6.41	6.41	6.41	6.41	6.41	6.41	6.41	6.41	
Na2O	4.17	4.41	4.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	
P2O5	8.18	8.12	8.12	8.84	8.18	8.44	8.29	8.44	8.44	8.44	8.44	8.44	8.44	8.44	8.44	8.44	8.44	8.44	8.44	8.44	8.44	8.44	8.44	8.44	8.44	8.44	8.44	8.44	8.44	8.44	8.44	8.44	8.44	8.44	8.44	
SiO2	1.75	2.82	2.19	1.32	0.71	0.28	1.05	0.63	1.08	0.64	0.85	0.34	2.87	2.48	1.21	2.54	2.81	1.84	1.39	0.76	2.88	0.84	1.23	0.73	0.93	1.23	0.87	0.71	0.27	0.28	0.47	0.83	0.84	0.84		
Sum	66.16	66.31	66.42	104.49	103.89	103.49	111.29	103.38	103.87	102.86	103.25	102.86	103.41	103.17	102.86	103.25	103.41	103.17	103.41	103.25	103.41	103.17	103.41	103.25	103.41	103.17	103.41	103.25	103.41	103.17	103.41	103.25	103.41	103.17	103.41	
S.L.	31.26	38.79	34.95	2.81	6.37	4.27	1.53	7.61	5.78	6.82	5.98	6.83	39.78	36.73	38.61	34.24	32.37	31.33	31.21	24.62	23.85	23.24	25.36	25.89	28.26	12.32	4.77	3.62	4.92	2.75	2.71	2.74	2.74	2.74		
Zr	774	821	681	1561	820	1130	1030	1273	1712	1647	1924	1415	339	274	308	378	145	280	118	323	223	145	298	144	312	282	1135	1628	679	1419	828	1459	856	856		
Y	19	23	19	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	
Sc	1188	1128	945	82	52	17	18	152	43	28	9	2	869	1826	1094	918	878	676	433	789	664	964	682	429	511	378	33	11	68	1	9	2	18	6		
Hf	199	132	219	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5		
Co	47	31	68	25	28	21	29	34	12	21	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
Ce	148	129	180	143	136	163	163	200	180	237	239	258	88	118	127	180	47	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23
Ba	1188	1428	1511	286	171	96	86	89	182	73	34	36	843	837	817	718	828	414	482	675	625	462	321	348	637	288	188	22	283	8	41	8	61	6		
Cr	488	346	376	8	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1		
V	336	378	384	15	123	64	25	29	23	14	12	7	258	222	218	212	197	238	197	192	192	192	192	192	192	192	192	192	192	192	192	192	192	192	192	

Fe2O3 and FeO normalized after Letaitre(1976).
 MSB MS number computed with standardized Fe2O3:FeO=20

In the diagram K_2O/Na_2O (figure 3, after Middlemost, 1975) we see the existence of rocks with sodic and potassic predominance.

The diagram K_2O/Na_2O versus MgO (figure 4, after Jaques *et al.*, 1985, modified) shows the presence of lithologies of different character. In the sodic field we observe the development of a suite that varies from strongly basic to extremely acid. In the potassic field, instead, the rocks are grouped around high SiO_2 and low MgO values. Lastly, among the ultrapotassic rocks, with a K_2O/Na_2O ratio higher than 3, we observe specimens with high MgO and relatively low SiO_2 contents.

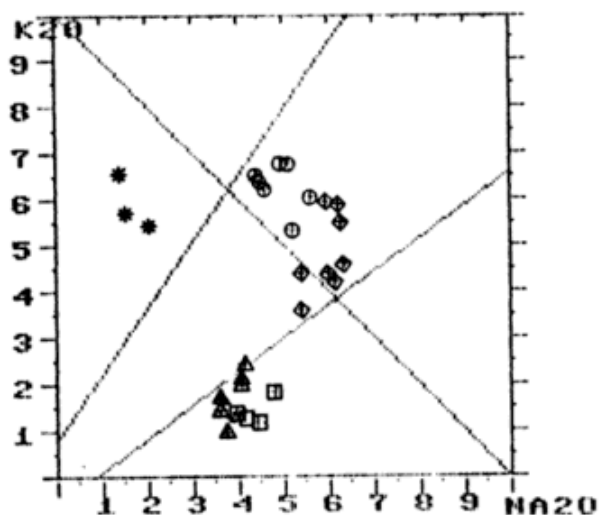


Figure 3: K_2O versus Na_2O variation diagram, after Middlemost (1975). Symbols as in figure 2.

Thus, these geochemical discrimination criteria together with field and petrographic observations let us distinguish within the Sierra de los Chacays Volcanic Complex four lithological groups that we have named "N, I, K and UK".

These groups comprise:

N) Volcanics of saturated sodic nature that include basalts, hawaiites, mugearites, trachytes (with biotite) and reach peralkaline trachytic and rhyolitic terms (samples 459, 209, 589, 422, 598, 581, 356, 530, 167, 134, 215, 274, 601, 610, 419, 276, 424) (figures 2 and 6), of apparently similar nature to the magmatism already observed in the

neighbouring ranges of Apas, Telsen and Somuncura, whose petrographic characteristics have been previously described (Corbella, 1979, 1982, 1984).

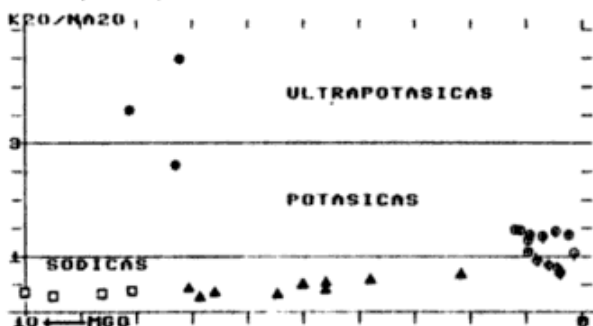


Figure 4: K_2O/Na_2O ratios versus MgO diagram. Symbols as in figure 2.

In this sodic association ($K_2O/Na_2O < 1$), even if its evolution produces a gradual increase in potassium, the potash/soda ratios do not attain the unit (figure 4).

In this same association, the molecular ratios $Na_2O + K_2O/Al_2O_3$ (figure 5, after Walker & Swanson, 1968) show a growth of alkalinity with the increase of the acidity reaching silica oversaturated peralkaline terms.

I) Intrusive bodies of generally gabbro-alkaline or basanitic-basaltic composition of noticeable sodic and undersaturated nature, with differentiated terms of nepheline-syenitic character, that intrude (and in some cases metamorphose) sediments of the Salamanca Formation.

For simplicity, in this paper we only present four analyses of this association, the four from rocks of porphyritic texture and basanitic composition (samples 270, 256, 252, 456). A more detailed description of these intrusive rocks is part of another paper (Corbella, in preparation).

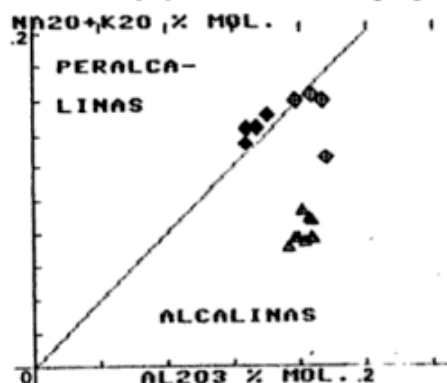


Figure 5: Na_2O+K_2O versus Al_2O_3 diagram for the evolved rocks of Sierra de los Chacays. Symbols: black squares = comenditic rocks; other symbols as in figure 2.

K) Potassic volcanites ($3 > K_2O/Na_2O > 1$) figure 4, that comprise rocks with latitic habit ($SiO_2 = 63-65\%$) bearing biotite phenocrysts (samples 121, 131, 136, 163, 364, 466, 467, 146, 247), that culminate in the volcanic cone Mt. Plan-Luan (1650 m).

If we employ the classificatory diagrams drawn for potassic lithologies related to active continental margins and according to the one adopted (figure 6), these rocks could be named toscanites, trachytes or latites (Mackenzie & Chappel, 1972; Peccerillo & Taylor, 1976; DiGirolamo, 1978; Barbieri *et al.*, 1979; López y Rodríguez, 1980).

UK) Ultrapotassic volcanics and pyroclastics ($K_2O/Na_2O > 3$) (figure 4) with orenditic affinities (samples 124, 265, 266).

In figure 7, the alkalis ratio $100 \times K / (K + Na)$ against the degree of undersaturation (excess or deficiency in silica of the saturated norm) and also the MgO/SiO_2 , CaO/SiO_2 and FeO^*/MgO ratios (after Sahama, 1974) have been plotted. In all the cases, these ultrapotassics plot in the orendites field.

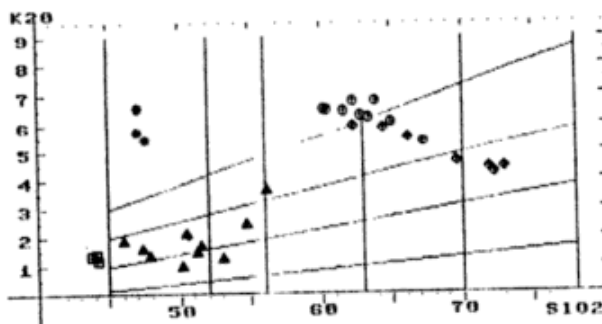


Figure 6: K_2O versus SiO_2 classificatory diagram, after Lopez-R & Rodriguez-B. (1980).

These rocks were found by the author in the neighbourhood of Mt. Plan-Luan (Corbella, 1983) integrating small composite bodies (volcano-pyroclastic deposits and dikes) of reduced extension. They are fine-grained and have large idiomorphic mica crystals (up to 3 or more centimeters in ϕ), which gives them a marked lamproitic aspect (Sørensen, 1974: 567).

These rocks do not have felsic phenocrysts; they are constituted by titaniferous-magnesian mica, diopsidic clinopyroxene and magnesian-olivine phenocrysts (Fa 17) and a groundmass integrated by abundant leucite -frequently anal-

cimized-, alkaline feldspar, olivine, diopsidic clinopyroxene, red mica and titaniferous magnetite.

In them, we also observe a notable proportion of xenoliths of pyroxenitic (opx+cpx) and granulitic (opx+cpx+plCa+sp+mg) composition.

The acid-potassic rocks (K) are separated from the basic ultrapotassic (UK) by different K_2O/Na_2O ratios and by an important compositional hiatus ($SiO_2 = 47-63\%$). Nevertheless, the geographic vicinity of the outcrops, the common abundance of K_2O and TiO_2 in both lithologies, the apparent covariance observed among the more incompatible elements concentrations (Ce, Zr, Y, P, K and Rb) suggest the existence of a genetic link.

CHEMISTRY VARIATION

Characteristically, the alkaline series evolve acquiring a moderate enrichment in iron. An AFM diagram (figure 8) shows the moderately enrichment in iron of the rocks of the sodic group. On the other hand, among the potassic and the ultrapotassic a flat trend can be tentatively interpolated.

In the diagrams major elements versus MgO (figure 9), for the group N volcanics, we observe in the direction of the MgO decrease, a gradual increase of SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O and K_2O and a diminution of total Fe_2O_3 , TiO_2 , CaO and P_2O_5 . The K-latites, with higher contents of K_2O , TiO_2 and P_2O_5 , display their values not far from the values of the more acid terms of the N association.

The ultrapotassic rocks, instead, set apart from the latter trend line, show higher contents of K_2O and TiO_2 and lower contents of Al_2O_3 , Fe_2O_3 and Na_2O .

The N, K, UK and I groups trace elements abundance versus MgO has been plotted (figure 10). In the direction of decreasing MgO we observe: regular diminution of Ni, Cr, V, Sr and Ba, scarce variation of Co and increase of the incompatibles Rb, Zr, Ce, and in lesser degree Y. The ultrapotassic rocks show particularly high V, Cr, Ni, Ce, Zr, Rb and Ba concentrations.

In the N group, Cr and Ni vary linearly, thus indicating the precipitation of olivine and clinopyroxene, minerals that due to their respective

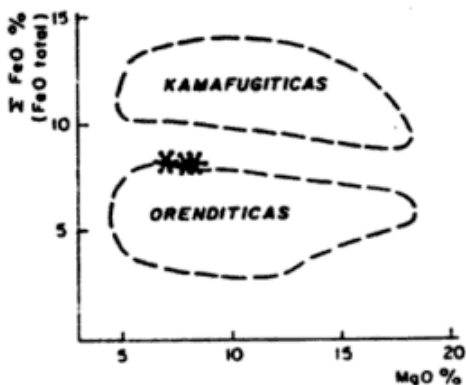
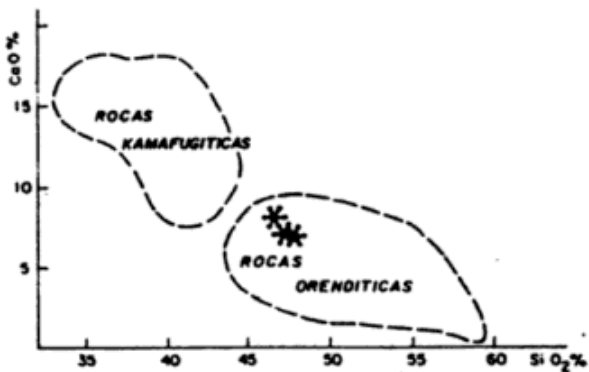
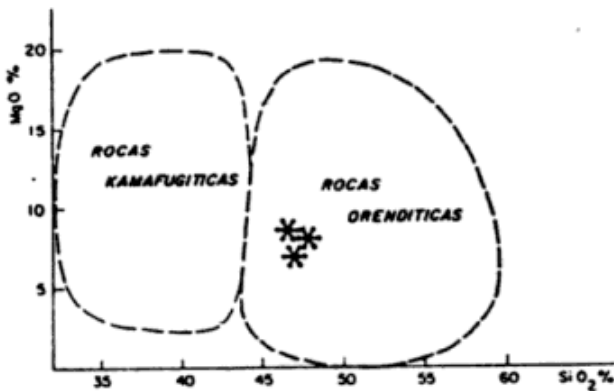
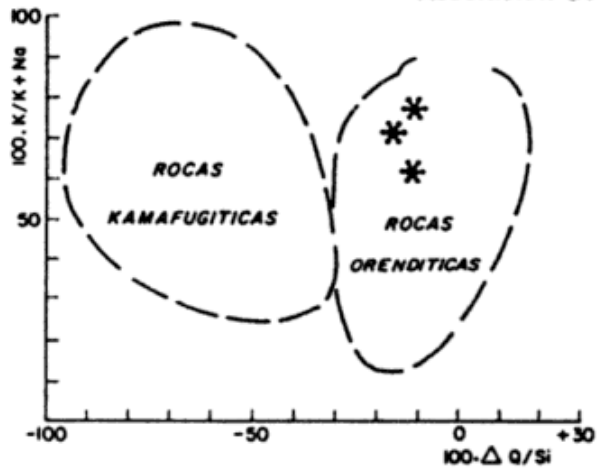


Figure 7: Ultrapotassic rocks (stars) of the Sierra de los Chacays plotted on the ultrapotassic classificatory diagrams, after Sahama (1974).

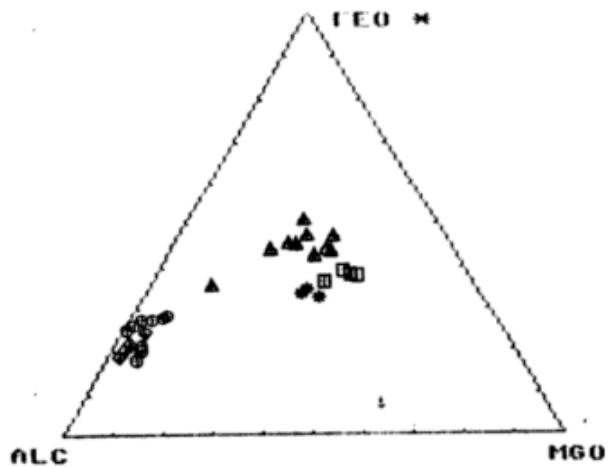


Figure 8: Alkali-FeO*-MgO diagram. Total Fe as FeO*. Symbols as in figure 2.

high distribution coefficients ($Ni\ K_D = 7-20$ and $Cr\ K_D = 10$) fraction both elements. The small variation of Co can be caused by a lesser remotion due to the precipitation of olivine.

The continuous diminution of the somewhat disperse values of Sr and Ba correspond with the long crystallization period of the plagioclases. V shows a decreasing linear trend, similar to Ti and Fe, all of them having probably crystallized in clinopyroxenes and titanomagnetite.

For K and UK groups, the analyses of a possible evolutionary behaviour cannot be done because of the pronounced compositional hiatus ($SiO_2 = 47-63\%$). Notwithstanding, due to the fact that the fractionation and differentiation processes produce an elevation of the Rb/Sr ratios, it is possible to establish the evolutive degree reached by the different species. The high Rb/Sr ratios of the latitic rocks (figure 11) show that they have suffered an accentuated differentiation process. The ultrapotassic rocks, on the other hand, have Rb/Sr ratios only somewhat higher than the basalts analyzed; this means that the differentiation phenomena have not significantly contributed to their generation.

GENERATION

The less evolved products of the Sierra de los Chacays Volcanic Complex -given their MgO, Ni and Co contents and Rb/Sr ratios- are N basalts, I basanites and UK ultrapotassic rocks.

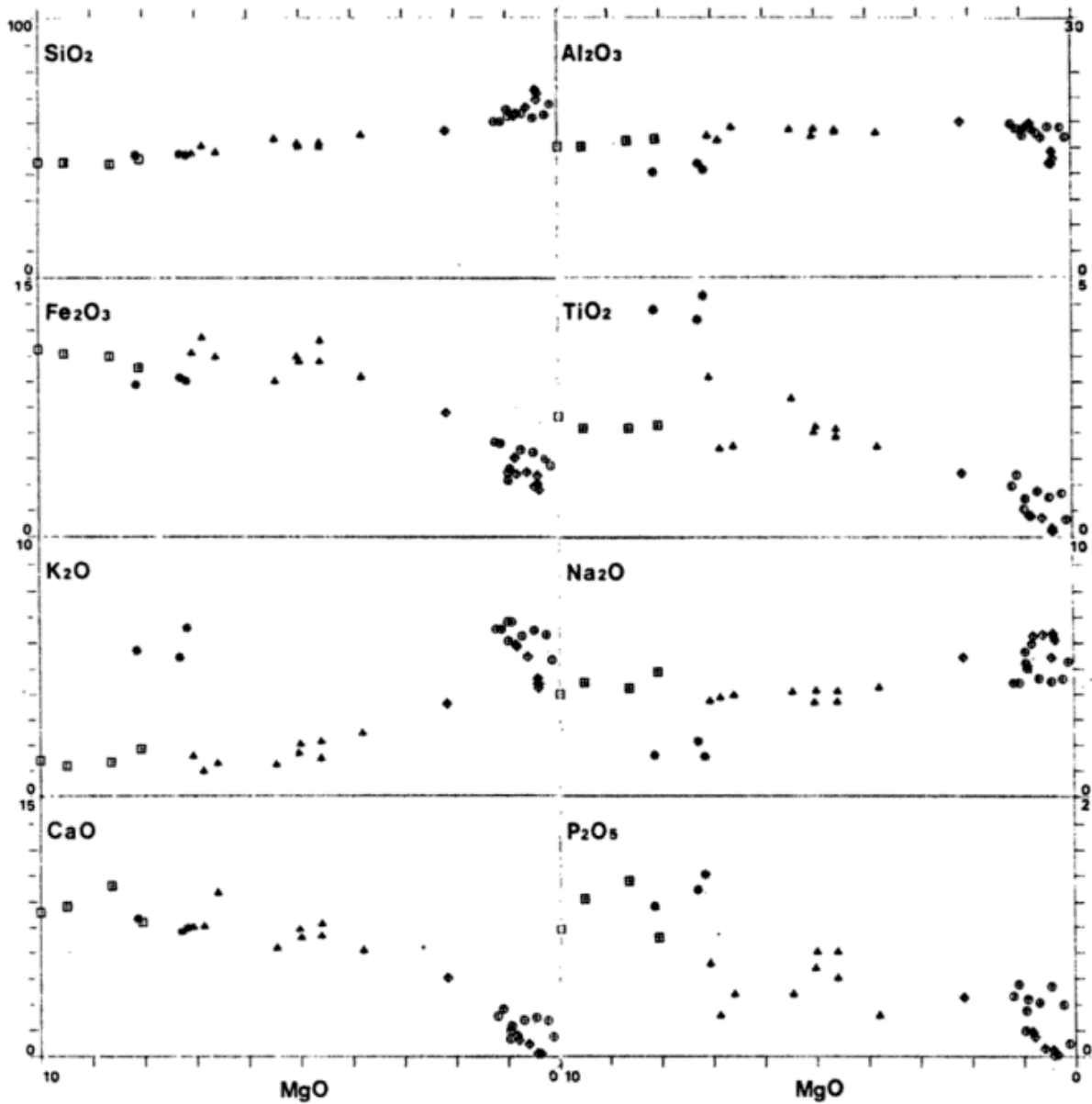


Figure 9: Major elements versus MgO variation diagrams. Symbols as in figure 2.

		MgO%	Ni ppm	Co ppm
I	basanites	8.06-10.0	200-158	49-40
N	basalts	6.84-7.06	228-153	59-53
UK	u.potash	7.15-8.13	219-132	68-47

These values let us suppose that all these rocks, starting from their primary liquids, have undergone a certain evolution by fractionation of mafic phases. The crystallization of a small percentage of olivine and clinopyroxene has caused a considerable diminution of the quantities of Ni and Cr, compatible elements that fractionate together with those minerals.

If we compare the abundance of transition metals (Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co and Ni normalized against chondrites) in scarcely fractionated basalts from ocean floors and islands and from continental outcrops (Langmuir *et al.*, 1977) with the average concentrations of I basanites, N basalts and UK ultrapotassics (also chondrites normalized, figure 12) we observe similar abundance relationships for all the elements, with the exception of Cr and Ni. These negative anomalies are attributed to the mafic phases fractionation.

TiO₂ shows different trends. In the diagram TiO₂/P₂O₅ (figure 13), we see strong TiO₂ en-

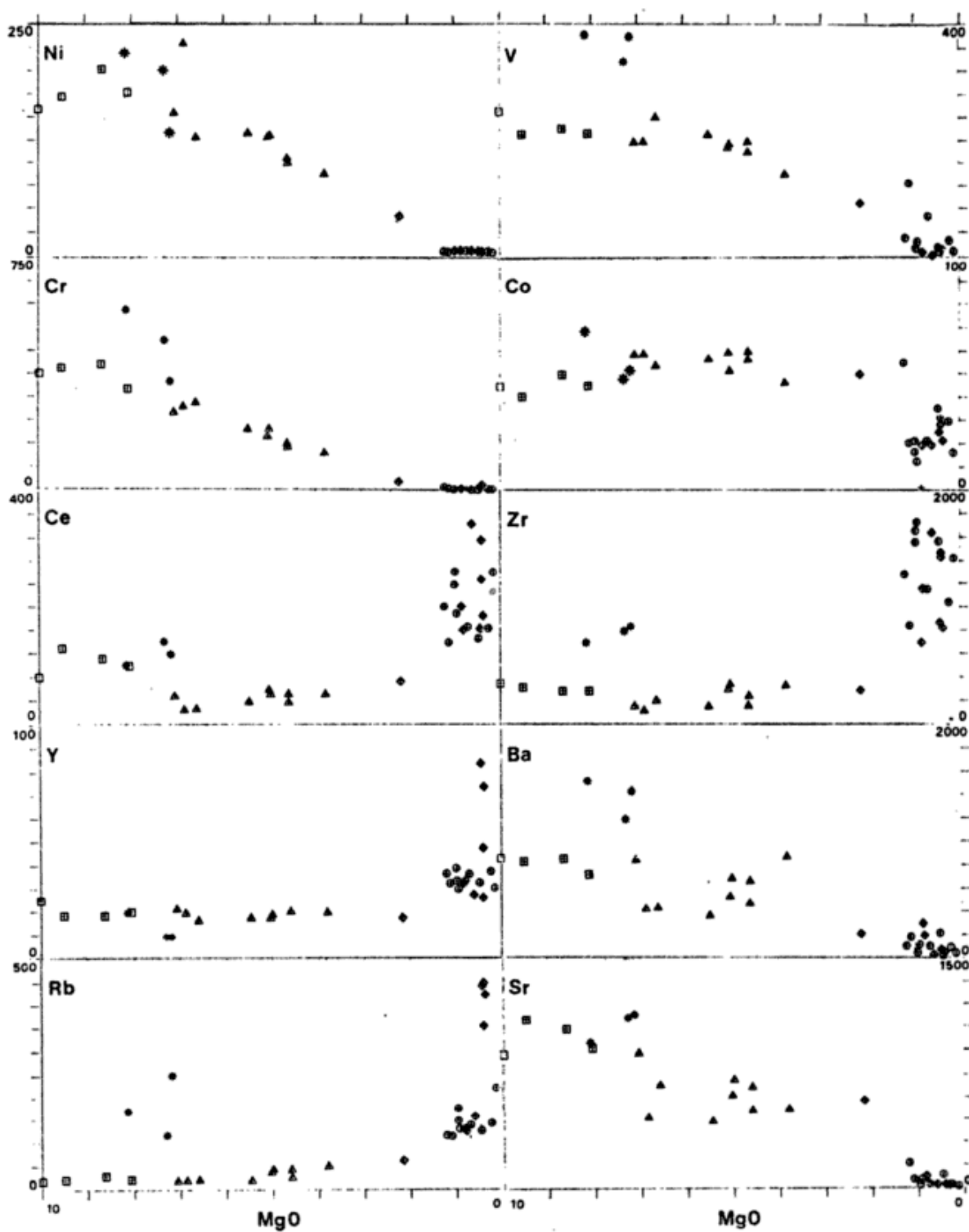


Figure 10: Trace elements versus MgO variation diagrams. Symbols as in figure 2.

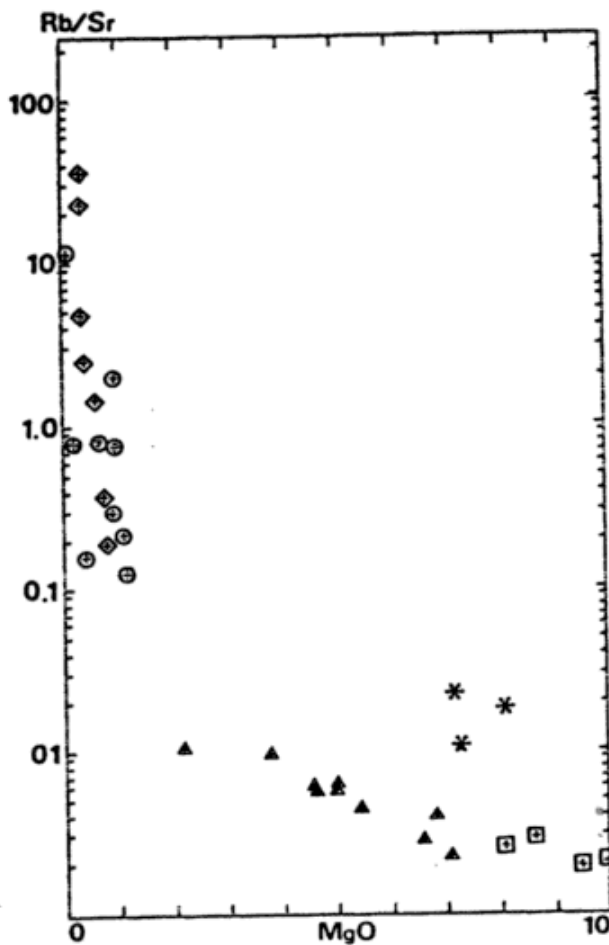


Figure 11: Rb/Sr ratios versus MgO variation diagram. Symbols as in figure 2.

richment in ultrapotassic rocks, which does not occur in basanites and basaltoids.

Even if the initial separation of a small percentage of olivine and clinopyroxene causes a perceptible diminution of Ni and Cr concentrations, the incompatible elements, on the contrary, do not significantly fractionate.

Plotted the P, K, Zr, Y, Sr, Rb and Ba versus Ce for the less evolved rocks of the Complex, it is possible to infer some of the conditions that controlled the melting (figure 14).

For P, Y and Sr we observe an acceptable covariation. If we were dealing with primary liquids, the ones originated by lower degrees of partial melting would be the generative liquids of the ultrapotassic and basanitic rocks.

K and Zr show two different trend lines, generated presumably by marked compositional differences in the source materials.

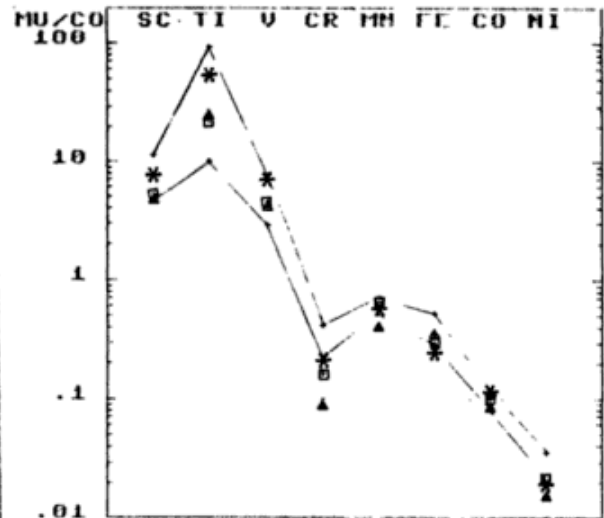


Figure 12: Distribution pattern of the transition metals normalized versus chondrites for the average ultrapotassic rocks (stars), basanites (squares) and basaltoids (triangles)

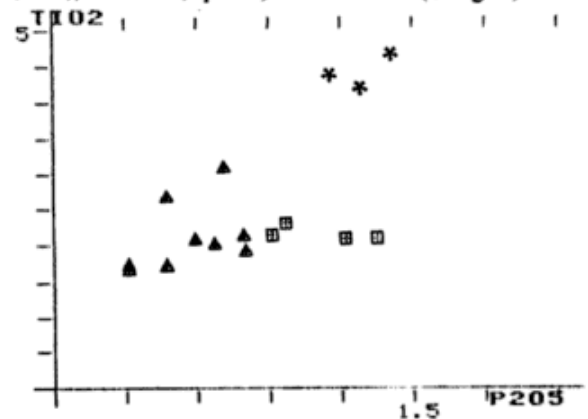


Figure 13: TiO₂ versus P₂O₅ variation diagram. Symbols as in figure 2.

Ba and Rb, trace elements related to potassium bearing mineral phases show a considerable dispersion with respect to the incompatible Ce. This suggests that such a mineral could have been present in the residue mantle.

In figure 15, the enrichment ratios against an hypothetical primordial mantle of the incompatible elements (Rb, Ba, Th, Nb, Ce, Sr, P, Zr and the somewhat less incompatible Ti and Y) of the Sierra de los Chacays less evolved rocks are shown.

In this same diagram, as reference terms, the CI/Co enrichment ratios (calculated for melts originated by 1 and 3 % partial melting of an hypothetical primordial mantle after the batch melting equation $CI/Co = 1/F + D - F \times D$, Shaw

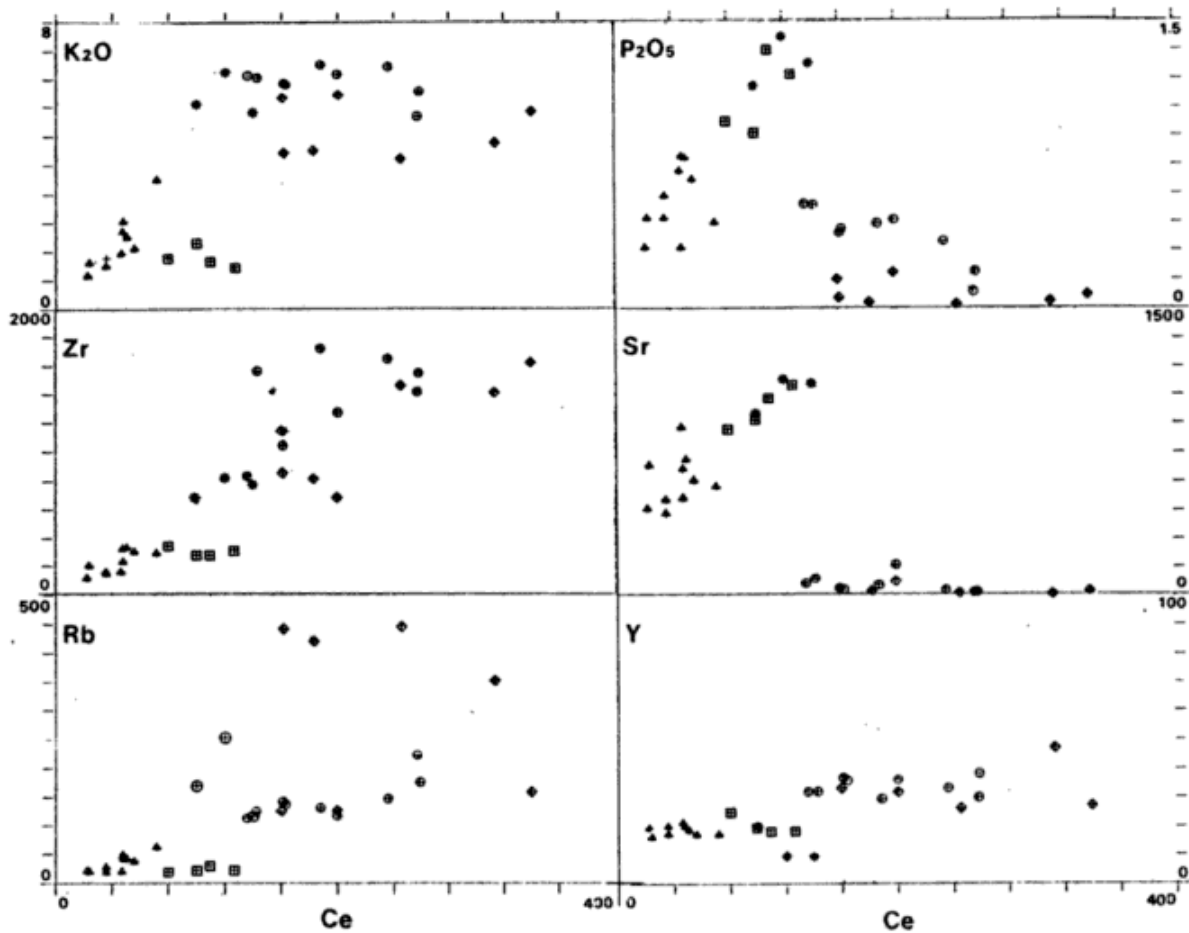


Figure 14: Incompatible elements versus Ce variation diagrams. Symbols as in figure 2.

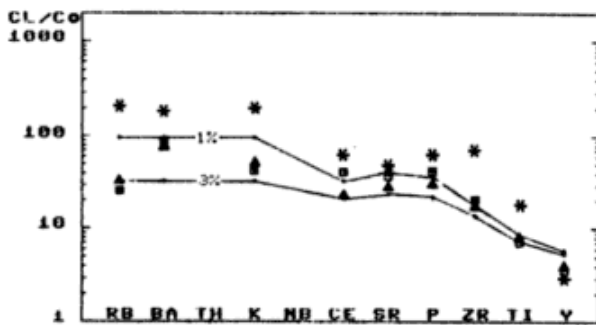


Figure 15: Distribution pattern of the enrichment ratios (sample/primordial mantle) of the incompatible elements disposed in order of decreasing incompatibility for average ultrapotassic rocks (stars), basanites (squares) and basaltoids (triangles).

1970, and partition coefficients min./melt taken from literature) are represented.

We observe that the enrichment relationships for N basaltoids and I basanites are comprised

within the 1 and 3 % partial melting representative curves.

The Al_2O_3/CaO versus MgO diagram (figure 16) shows low ratios both for basanites as for basaltoids and orendites. Values near to the 1.1 chondritic ratio are reached, according to Frey *et al.* (1978), only when little quantities of clinopyroxene and garnet are left and the residual mantle is composed principally by olivine and orthopyroxene. The ulterior increase of Al_2O_3/CaO ratio is due, initially, to the clinopyroxene fractionation and afterwards, to the crystallization of the other mineral phases.

ULTRAPOTASSIC MAGMAS

If for the sodic group rocks it is still possible to suppose a very low partial melting degree of a primordial mantle origin, for the ultrapotassic

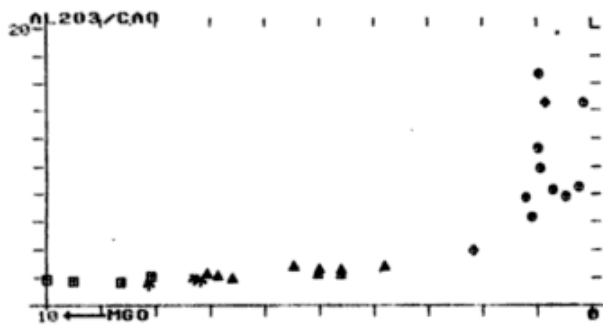


Figure 16: $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$ ratios versus MgO variation diagrams. Symbols as in figure 2.

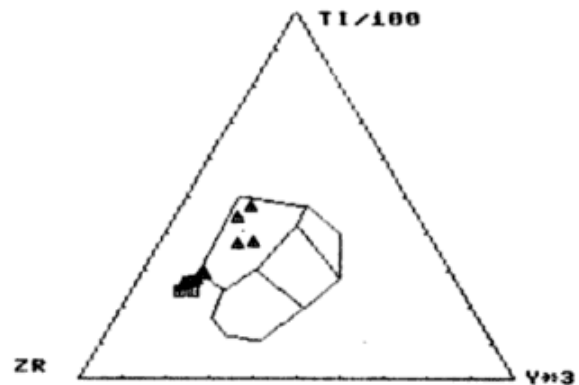


Figure 17: Geotectonic discrimination diagram Zr-Ti/100-Yx3, after Pearce & Cann (1973). Symbols as in figure 2.

rocks, the enrichment ratios of some of the incompatible elements cannot be physically explained by the even lower melting degrees.

Taking into account the small contents in K and other incompatible elements found in the granulitic and pyroxenitic xenoliths included, the contamination by cortical materials cannot explain the high enrichment ratios observed in these ultrapotassic rocks.

Due to the low differentiation grade inferred by the Rb: Sr/Mg ratio and to the high contents in Mg, Ni and Co, we can also discard differentiation as a possible enrichment mechanism.

We can therefore assume an heterogeneous mantle origin by metasomatic contribution of incompatible elements to the mantle's composition, previous or synchronous to the phenomena that originated the partial fusion. This metasomatic enrichment eliminates the necessity of extreme low melting degrees capable of producing high concentrations of incompatible elements (Gast, 1970), with the consequent physical difficulty to assemble and extract exiguous portions of melt (McKenzie, 1985).

The mantelic metasomatism processes by which certain parts of the mantle could have been enriched have been described by Bailey (1982). This mantle enrichment (by introduction of vapours and or silicate melts) frequently associated to intraplate rifting or subduction, is considered by some authors as prior to alkaline magmatism (Lloyd & Bailey, 1975; Menzies & Murthy, 1980; Wass & Rogers, 1980; Nelson *et al.*, 1986).

Appleton (1972) and afterwards Lloyd & Bailey (1975) and Sheraton & Cundari (1970) suggest that for ultrapotassic magma the major proportion of potassium and incompatible elements -such as Ba, Rb and Ti- must be in the mantle as accessories phases, phlogopite or amphibole. The high concentration of other incompatibles such as P, F, Sr, Th, U, LREE, can only be explained if phases such as apatite, perovskite, ilmenite or rutile are also present. Indeed, the high contents of potassium and the high K/Na ratios seem only possible if the principal source of potassium is phlogopite and, secondary, amphibole. In kaersutite $\text{K}_2\text{O} < 2\%$ and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 0.5$; while in phlogopite $\text{K}_2\text{O} = 8-10\%$ and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 10$ (Sheraton & Cundari, 1980; Van Kooten, 1980).

Numerous evidences exist that the vapour phase of an intraplate rift magmatism -lacking supplying water sources proper of a subduction zone- is rich in CO_2 and F (F from apatites and mantle micas) and poor in H_2O (Bailey, 1979; Harris, 1982).

The experimental system $\text{SiO}_4\text{AlK-MgO-SiO}_2$, emulating potassium enriched peridotites, has been essayed under different volatile pressure conditions (in absence of vapour, under CO_2 saturation and under CO_2 saturation in presence of H_2O ; Wendland & Egger, 1980a, b).

In all cases, with low partial melting degrees, potassic liquids were obtained. It was also found that the silica saturation grade of these liquids is strongly dependant on pressure.

In the presence of water and under CO_2 saturation, phlogopite is a subsolidus phase. The

phlogopitic peridotite incongruously melts, yielding reaction products that vary with the pressure.

Under moderate pressure (14Kb:42km), the phlo+ens+sa+vapour = fo+liquid reaction is produced yielding oversaturates in SiO₂ melts.

Under more pressure (14-17Kb:51km), olivine is no longer a reaction product and the liquids formed by a low partial melting degree are saturated in SiO₂.

Under higher pressures (26Kb:78Km), the enstatite field expands and the melts generated by a low melting degree are undersaturated in SiO₂ and bear normative leucite.

Lastly, under still higher pressures (26-30Kb:90km), the liquids are strongly undersaturated and kalsilite normative.

This experimental system permits to state the formative conditions of potassic magmas and relate, in only one genetic model, the different terms of the large spectrum of ultrapotassic rocks (orendites to kamafugites).

The oversaturated to slightly undersaturated orenditic magmas, such as those that originated the ultrapotassic rocks of Sierra de los Chacays, could be generated, then, by a reduced partial melting degree from a potassium enriched mantle at relatively shallow depths under high CO₂ partial pressure.

GEOTECTONIC SETTING

Alkaline sodic associations emplacements have been recognized in the interior of continental and oceanic plates, as well as in active continental margins outer zones.

Among the ultrapotassic rocks, continental outcrops such as Kimberley and New South Wales in Australia (Wade & Prider, 1940); Jaques *et al.*, 1984) or Uganda in Africa (Holmes, 1950; Ferguson & Cundari, 1975; Edgar & Arima, 1981; Thompson, 1985) are considered intraplate emplacements related to great rift or fault systems. The leucitic rocks from Tristan da Cunha island could represent oceanic environments (Baker *et al.*, 1964, in Gupta & Yagi, 1980). Lastly, the ultrapotassic outcrops near continental margins such as those in SE Spain (Fuster *et al.*, 1967; López-R. & Rodríguez-B, 1980; Venturelli *et al.*, 1984), Italy (Ninkovich

& Hays, 1972; Appleton, 1972; Barbieri, 1979; DiGirolamo *et al.*, 1979; Peccerillo & Manetti, 1985) and Indonesia (Whitford, 1975; Whitford *et al.*, 1979; Nicholls & Whitford, 1983), could be related to subduction phenomena.

In western USA, ultrapotassic outcrops found very far from the Pacific coast are considered related to a deep subduction plane (Edgar, 1980; Rowell & Edgar, 1983; Thompson *et al.*, 1984).

In the Sierra de los Chacays, 500 km off the Pacific coast, we must establish if: a) the outcrops are related to intraplate phenomena, or b) these rocks are consequence of the Benioff plane activity, far extended to the Atlantic, below a mantle wedge.

Few geotectonic chemical discriminants for ultrapotassic rocks have been proposed.

Thompson (1977, figure 7) gives TiO₂/MgO ratios for different ultrapotassic rocks provinces (Nyrangongo, Bufumbira, New S. Wales, Leucite Hill and Roccamonfina). After this diagram, we can infer that the rocks within continental plates might have higher contents of TiO₂ than those from continental margins.

Venturelli *et al.* (1984) indicate for potassic and ultrapotassic rocks related to mountain belts P₂O₅/TiO₂ ratios higher than 0.31 and for the same rocks in cratonic areas (Australia and Africa) ratios lower than 0.31.

Tentatively employing these criteria, both the high TiO₂ contents (4.17-4.64 %) and the P₂O₅/TiO₂ ratios (.260-.306) lead us to consider the Sierra de los Chacays ultrapotassic volcanics with those that outcrop in stable continental areas.

For the sodic-alkaline basalts, on the other hand, various geochemical discriminants have been established.

a) Ti-Zr-Y ratios (figure 17, after Pearce & Cann, 1973) for basaltoids and basanitic intrusives from Sierra de los Chacays plot in the intraplate basalts field.

b) In the Th:Yb/Ta:Yb and Ce:Yb/Ta:Yb diagrams (after Pearce, 1983) the values for the Sierra de los Chacays rocks plot in the intraplate basalts field.

c) In the Hf-Th-Ta triangular diagram (after Wood *et al.*, 1979) Chacays rocks also plot in the intraplate volcanics field.

Therefore, even if the analytical data used for these diagrams is still scarce and those of Th, Yb and Ta provisional (Corbella, in preparation), all the geochemical criteria employed seem to point to an intraplate emplacement.

CONCLUSIONS

The field observations and the analyses practised on rocks from the Sierra de los Chacays Volcanic Complex distinguish four lithological groups:

-N) saturated sodic volcanites ($K_2O/Na_2O < 1$) that range from basalts to trachytes and comenditic rhyolites.

-I) gabbro-basanitic alkaline intrusive bodies, more or less differentiated, that reach terms with abundant foids.

-K) latitic-potassic volcanics ($3 > K_2O/Na_2O > 1$) biotite bearing.

-UK) ultrapotassic volcanics with orrenditic affinities ($K_2O/Na_2O > 3$), big titanomagnesian mica phenocrysts and abundant leucite in the matrix.

The chemical analyses for major and trace elements show that I basanites, N basaltoids and UK rocks are the less evolved members of the Complex.

The abundance of normalized transitional metals versus chondrites shows an approximately equivalent composition as the scarcely fractionated basalts of other parts of the world. As we do not deal with primary liquids, Cr and Ni show slightly lower concentrations, indication of an early fractionation by olivine and pyroxene crystallization. In ultrapotassic rocks, we observe a particularly accentuated enrichment in titanium.

The incompatible elements enrichment versus a hypothetical primordial mantle ratio shows for basanites and basaltoids an acceptable correspondence with the calculated values for low melting degree (1-3%). The ultrapotassic rocks, instead, require lower melting degrees or better, a

source mantle metasomatized in potassium and other incompatible elements.

According to the experimental system SiO_2 -AlK-MgO-SiO₂, in the presence of H₂O and CO₂, the SiO₂ saturation or undersaturation degree of the primary melts depends on the pressure applied to the system. The orrenditic ultrapotassic liquids could so be produced from a potassium and incompatible elements enriched mantle at relatively moderate depths.

With regard to the tectonic setting, the basanitic and basaltoid rocks have compositions appropriate for continental intraplate outcrops. The Sierra de los Chacays ultrapotassic rocks could be grouped with those of stable continental areas.

ACKNOWLEDGEMENTS

The author thanks Prof. Antonio Arribas-Moreno, with whom he visited the Spanish ultrapotassic outcrops 20 years ago and Prof. Damiano Stanzione for the stimulating comments on the Italian potassic magmatism.

LIST OF REFERENCES

- APPLETON, J. D., 1972. *Petrogenesis of potassium-rich lavas from the Roccamonfina Volcano, Roman Region, Italy*. *J. Petrol.*, 13 (3): 425-456.
- BAYLEY, D. K., 1978. *Continental rifting and mantle degassing. Petrology and Geochemistry of continental rifts*. 1-13, D. Reidel Pub. Co. Dordrecht, Holanda.
- , 1982. *Mantle metasomatism-continuing chemical change within the earth*. *Nature*, 296: 525-530.
- BARBERI, F., (moderador), 1979. *Tavola rotonda: il magmatismo potassico nell'area tirrenica*. *Rendic. Soc. Ital. Miner. Petrol.*, 35 (1): 1-56.
- BARBIERI, M., P. DIGIROLAMO, E. LOCARDI, G. LOMBARDI & D. STANZIONE, 1979. *Petrology of the calc-alkaline volcanics of the Parete 2 well (Campania-Italy)*. *Period. Mineralogia*, 48: 53-74, Roma.
- CORBELLA, H., 1979. *Sierra de Apas, un caso de volcanismo peralcalino en el macizo norpatagónico, provincias de Chubut y Río Negro, Argentina*. IVº Congr. Latinoamer. Geol. Por of Spain, Trinidad & Tobago, 1-42.

- _____, 1982a. *Complejo volcánico alcalino Sierra Negra de Telsen, Patagonia extrandina, Argentina*. Vº Congr. Latinoamer. Geol., Buenos Aires, Actas II: 225-238.
- _____, 1982b. *Quimismo del complejo volcánico Sierra Negra de Telsen, Patagonia extrandina Norte, Argentina*. Asoc. Arg. Min. Petrol. Sedim., Rev., 13 (1-2): 29-38.
- _____, 1983. *Hallazgo de rocas leucíticas perpotásicas en la Sierra de los Chacays, Patagonia extrandina norte, provincia del Chubut*. Asoc. Arg. Min., Petrol., Sedim., Rev., 14 (3-4): 88-96.
- _____, 1984. *El vulcanismo de la altiplanicie del Somuncura*. IXº Congr. Geol. Arg., Relatorio, I (10): 267-300.
- _____, I. M. COHEN & M. GAMBA, 1987. *Sierra de los Chacays: acerca del quimismo de las tierras raras y otros elementos traza*. En preparación.
- DI GIROLAMO, P., 1978. *Geotectonic setting of miocene-quadernary volcanism in and around the eastern tyrrhenian sea border (Italy) as deduced from major element geochemistry*. Bull. Volc., 41 (3): 229-250.
- _____, M. R. GHIARA, G. ROLDANI & D. STANZIONE, 1979. *Caratteri geochimici delle vulcaniti quadernarie della Campania (calc-alkaline, shoshonitiche, leucitiche): osservazioni geotettoniche e genetiche*. Rendic. Soc. Ital. Miner. Petrol., 35 (1): 361-375.
- EDGAR, A. D., 1980. *Role of subduction in the genesis of leucite-bearing rocks: discussion*. Contr. Mineral. Petrol., 73: 429-431.
- _____, & M. ARIMA, 1981. *Geochemistry of three potassium-rich ultrabasic lavas from the west branch of the african rift: inferences on their genesis*. N. Jb. Miner., 12: 539-552.
- FERGUSON, A. K. & A. CUNDARI, 1975. *Petrological aspects and evolution of the leucite bearing lavas from Bufumbira, south-west Uganda*. Contr. Mineral. Petrol., 50: 25-46.
- FUSTER, J. M., P. GASTESI, J. SAGREDO & M. L. FERMOSE, 1967. *Las rocas lamproíticas del sureste de España*. Estudios Geológicos, 23: 35-69.
- GAST, P. A., 1968. *Trace elements fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types*. Geochim. Cosmochim., Acta, 32: 1057-1086.
- GUPTA, A. K. & K. YAGI, 1980. *Petrology and genesis of leucite-bearing rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 1-251.
- HARRIS, N. B., 1982. *The petrogenesis of alkaline intrusives from Arabia and NE Africa and their implication for withing plate magmatism*. Tectonophysics, 83 (3/4): 243-258.
- HOLMES, A., 1950. *Petrogenesis of katungite and its associates*. Am. Min., 35 (9/10): 772-792.
- JAQUES, A. L., J. D. LEWIS, C. B. SMITH, G. P. GREGORY, J. FERGUSON, B. W. CHIAPPEL & M. T. McCULLUCH, 1984. *The diamond-bearing ultrapotassic (lamproitic) rocks of the west Kimberley region, western Australia*. In Kimberlites and related rocks (J. Kompobst Ed.), I: 225-254, Elsevier, Amsterdam.
- _____, R. A. CREASER, J. FERGUSON & C. B. SMITH, 1985. *A review of the alkaline rocks of Australia*. Trans. Geol. Soc. S. Afr., 88 (2): 311-334.
- LANGMUIR, C. H., J. F. BENDER, A. E. BENCE & G. N. HANSON, 1977. *Petrogenesis of basalts from the Famous Area: Mid-Atlantic Ridge*. Earth Planet. Sc. Lett., 36: 133-156.
- LeMAITRE, R. W., G. BELLINI, M. J. LeBAS, R. SCHMID, A. STRECKEISEN, B. ZANETTIN, E. M. PICCIRILLO & E. JUSTIN - VISENTIN, 1982. *A proposal for a definite chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagrams*. IUGS Subcommision on the Systematics of Igneous Rocks, Circ. 36, Contr. 100, 1-24.
- LLOYD, F. E., & D. K. BAILEY, 1975. *Light element metasomatism of the continental mantle: the evidence and the consequences*. Phys. Chem. Earth., 9: 389-416.
- LOPEZ-RUIZ, J., & E. RODRIGUEZ-BADIOLA, 1980. *La región volcánica neógena del sureste de España*. Estudios geológicos, 36: 5-63.
- McKENZIE, D. E., 1985. *The extraction of magmas from the crust and mantle*. Earth Planet. Sc. Lett., 74: 81-91.
- _____, & B. W. CHIAPPEL, 1972. *Shoshonite and calc-alkaline lavas from the highlands of Papua, New Guinea*. Contr. Miner. Petrol., 35: 50-62.
- MENZIES, M. & V. R. MURTHY, 1980. *Mantle metasomatism as a precursor to the genesis of alkaline magmas-isotopic evidence*. Am. J. Sc., 280A: 622-638.
- MIDDLEMOST, E. A. K., 1975. *The basalt clan*. Earth Sc. Rev., 11: 337-364.
- NELSON, D. R., M. T. McCULLOCH & S. S. SUN, 1986. *The origins of ultrapotassic rocks as inferred from Sr, Nd and Pb isotopes*. Geochim. Cosmochim., Acta, 50: 231-245.
- NICHOLLS, I. A. & D. J. WHITFORD, 1983. *Potassium-rich volcanic rocks of the Muriah Complex, Java, Indonesia: products of multiple magma sources? J. Volc. Geother. Tes., 18 (1/4): 337-359.*
- NINKOVICH, D., & J. D. HAYS, 1972. *Mediterranean Island arcs and origin of high potash volcanoes*. Earth Planet. Sc. Lett., 16: 331-345.
- PEARCE, J. A. & J. R. CANN, 1973. *Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses*. Earth Planet. Sc. Lett., 19: 290-300.
- PEARCE, J. A., 1983. *Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries*. In Andesites (Thorpe, R. S. Ed.), 524-548, John Wiley & Sons, London.
- PECCERILLO, A. & S. R. TAYLOR, 1976. *Geochemistry of eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey*. Contr. Miner. Petrol., 58: 63-81.
- _____, & P. MANETTI, 1985. *The potassium alkaline volcanism of Central-Southern Italy: a review of the data relevant to petrogenesis and geodynamic significance*. Trans. Geol. Soc. S. Afr., 88 (2): 379-394.
- ROWELL, W. F. & A. D. EDGAR, 1983. *Cenozoic potassium-rich mafic volcanism in the western USA: its relationship to deep subduction*. J. Geol. 91 (3): 338-341.
- SAHAMA, G., 1974. *Potassium rich alkaline rocks*. In The Alkaline Rocks, (c. H. Sorensen Ed.), 95-109, John Wiley & Sons, London.
- SCHWARZER, R. R. & J. J. W. ROGERS, 1974. *A world-*

- wide comparison of alkali olivine basalts and their differentiation trends. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 23: 286-296.
- SHAW, D. M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43: 237-243.
- SHERATON, J. W. & A. CUNDARI, 1980. Leucitites from Gaussberg, Antarctica. *Contr. Mineral. Petrol.*, 71: 417-427.
- SORENSEN, H., 1974. *Glossary of alkaline and related rocks*. In *The Alkaline Rocks*, (Sorensen, Ed.), 558-577, John Wiley & Sons, London.
- _____, 1980. On the role of the volatile components in the evolution of alkaline igneous rocks. *Lithos* 13: 221-222.
- THOMPSON, R. N., 1977. Primary basalts and magma Genesis. *Contr. Mineral. Petrol.*, 60: 91-108.
- _____, 1985. Asthenospheric source of ugandan ultrapotassic magma?. *J. Geol.*, 93 (5): 603-608.
- _____, M. A MORRISON, G. L. HENDRY & S. J. PARRY, 1984. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A310: 549-590.
- van KOOTEN, G. K., 1980. *Mineralogy, Petrology and Geochemistry of an ultrapotassic basaltic suite, Central Sierra Nevada, California, U.S.A.* *J. Petrol.*, 21 (4): 651-684.
- VENTURELLI, G., S. CAPEDEI, G. DIBATTISTINI, A. CRAWFORD, L. N. KOGARKO & S. CELESTINI, 1984. The ultrapotassic rocks from southeastern Spain. *Lithos*, 17: 37-54.
- WADE, A. & T. PRIDER, 1940. The leucite bearing rocks of west Kimberley. *Quat. J. Geol. Soc. London*, 46 (1): 39-98.
- WALKER, G. W. & D. A. SWANSON, 1968. Laminar flowage in a pliocene soda rhyolite ash-flow tuff Lake and Harney Counties Oregon. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 600-B: 37-47.
- WASS, S. Y. & N. W. ROGERS, 1980. Mantle metasomatism-precursor to continental alkaline volcanism. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44: 1811-1823.
- WHITFORD, D. J., 1975. Strontium isotopic studies of the volcanic rocks of the Sunda arc, Indonesia, and their petrogenetic implications. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 393: 1287-1302.
- _____, I. A. NICHOLLS & S. R. TAYLOR, 1979. Spatial variations in the geochemistry of quaternary lavas across the Sunda arc in Java and Bali. *Contr. Mineral. Petrol.*, 70: 341-356.
- WOOD, D. A., J. L. JORON & M. TREUIL, 1979. A reappraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 45 (2): 326-336.
- ZANETTIN, B., 1984. Proposed new chemical classification of volcanic rocks. *Episodes*, 7 (4): 19-20.

HUGO CORBELLA

CONICET-CIRGEO

R. de Velasco 847

1414 Buenos Aires, Argentina

SIERRA DE QUEUPUNIYEU, NORTH EXTRANDEAN PATAGONIA, RIO NEGRO: THE CHEMISTRY OF THE ALKALINE VOLCANIC ROCKS

Hugo Corbella

RESUMEN

Se presentan y describen los resultados de 30 análisis químicos de elementos mayoritarios y trazas mediante FRX, de un grupo de rocas que incluyen nefelinitas, basanitas, basaltos alcalinos y diferenciaciones fonotefríticas y fonolíticas.

Se analiza su clasificación química y también se describen las relaciones entre los distintos elementos y su significación respecto a los fenómenos de enriquecimiento, fusión, diferenciación y a su emplazamiento geotectónico.

La composición química de las nefelinitas es empleada para predecir su posible asociación con carbonatitas.

ABSTRACT

The results of 30 chemical analyses of major elements and traces obtained by XRF on a group of rocks that include nephelinites, basanites, alkaline basalts and phonotephritic and phonolithic differentiates are presented and described.

Their chemical classification is analyzed. The relations between the different elements and their significance concerning enrichment phenomena, melting, differentiation and geotectonic setting are described.

The chemical composition of the nephelinites is employed to predict their possible association with carbonatites.

INTRODUCTION

Sierra de Quecupuniyeu, a linear volcanic range 70 km long in NNW direction, rises in the North Central Extrandean Patagonia (40° South lat.), 500 km from the Pacific Ocean (figure 1).

It is formed by numerous necks, dikes, lava flows and pyroclastic horizons of scarce development. The volcanites pierce or rest, principally, on Supracretacic-Paleocene marine sedimentites of the Roca Formation and on Eotriassic acid porphyrites of the Los Menucos Formation.

The linear nature of this range is coincident with the direction of a set of subparallel structures that frames the greater part of these outcrops (Rosenman, 1975).

The lithology has been described by Corbella, 1973, 1975, 1982, 1984; Gelos & Labudia, 1981; Labudia *et al.*, 1986.

Three rock groups are distinguished: a) the most abundant, composed by basanites and alkaline olivinic basalts; b) an other composed by olivinic nephelinites with few outcrops and c) the last composed by differentiated rocks -phonotephrites to phonolites- that outcrop in only three small bodies (Corbella, 1984).

Granulitic xenoliths (opx + cpx + plCa + il + spFe) with scapolite are considered as proceeding from the lower crust, while the kaersutite and augite megacrysts found at pyroclastic levels are considered high pressure crystallization products.

Absolute age determination by K/Ar give 19 and 21 ± 1 million years, indicate a Lower Miocene setting (Corbella, 1982).

Thirty chemical analyses of major and trace elements (Zr, Y, Rb, Sr, Ni, Co, Cr, V, Ba, Ce) done by the author by XRF spectrometry are presented here and commented upon.

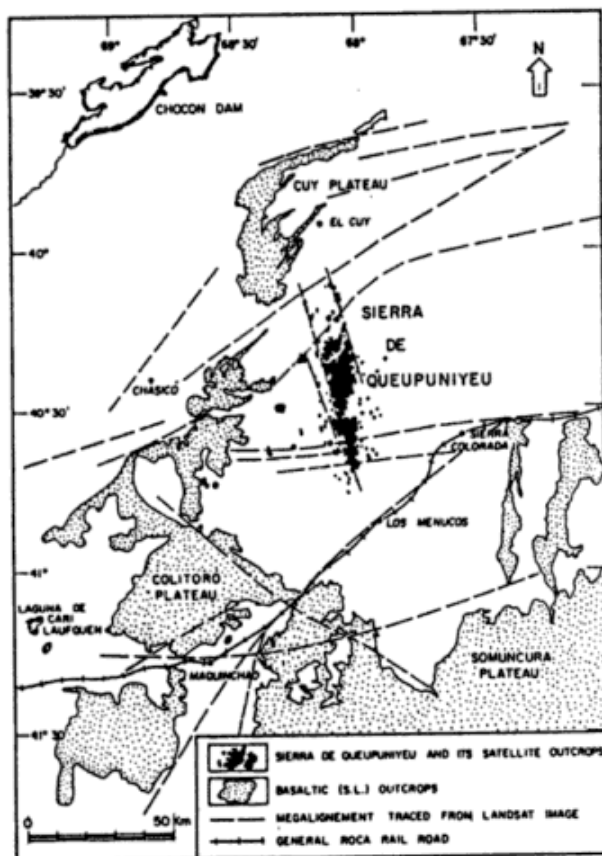


Figure 1: Northern Patagonia Cenozoic volcanic outcrops showing the location of Sierra de Quecupuniyeu.

ANALYSES

Major oxides as well as trace elements were analyzed by the author with a manual XRF spectrometer Philips 1410/20 employing pressed powder discs, correcting the matrix effect for each element. Compositional water (H_2O^+) was determined by fusion with WO_4Na_2 in LAQUIGE laboratory.

The major elements of twelve of these samples were also analyzed by wet method. The results so obtained had good correspondance with those had by XRF.

Ferrous and ferric oxides that figure in table I were calculated from total Fe_2O_3 from the XRF analyses according to the standardized ratios of Le Maitre (1976).

CHEMISTRY VARIATION

The results of the analyses, the magnesium number ($Mg\#^* = 100 Mg/Mg+Fe^{++}$) after a variable Fe_2O_3/FeO ratio (Le Maitre 1976) and the $Mg\#^{**}$ assuming a constant ferric/ferrous ratio

(Fe_2O_3/FeO total = 0.20), the solidification index ($S.I. = 100 \times MgO/MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O$), the normative colour index (C.I.) and the C.I.P.W. norms, are stated in table I.

The C.I.P.W. norms show, for the analyzed rocks, decreasing contents of olivine and nepheline. The nephelinites have up to 30 % Ne, the basanites (Ne 5 %) and the olivinic basalts have lesser contents. In the nephelinites we also observe the presence of larnite (Cs) indicating a calcium excess, of leucite where all the potassium is normatively lodged, and of a considerable amount of apatite, a product of the high phosphorus contents of these rocks.

In the AFM diagram (figure 2), the Sierra de Quecupuniyeu rocks display a low Fe (total) enrichment curve, characteristic of the alkaline rocks.

This alkaline suite is of essentially sodic nature (figure 3) and the alkalis/silica ratios variation among the different species is pronounced.

In the diagram total alkalis/silica (Le Maitre *et al.*, 1982; Zanettin, 1984) (figure 4) the medium and high alkaline nature of most of the analyzed rocks is shown. The varieties plot in the foidites (group b), basanites, alkaline basalts and hawaiites (group a), benmoreites, phonotephrites and phonolites (group c) fields.

In figure 5, the behaviour of the major elements against MgO is shown.

In these diagrams, the dispersion of the composition representative dots is in part due to the multiple eruptive centres type of volcanic activity and also to the porphyritic nature (phenocrysts up to 45 %) of the analyzed rocks.

In the sense of the MgO decrease, a progressive increase in SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O and K_2O and a decrease of total Fe_2O_3 , CaO and P_2O_5 is observed. TiO_2 describes a slight curve with a maximum for basalts and a minimum for phonolites. A large compositional hiatus between rocks of basaltic habit and more evolved rocks is also observed.

In figure 6, the abundance of trace elements versus MgO are plotted. As can be expected in a process where mafic phases fractionate, the Ni, Cr and Co concentrations have positive correlation, increasing towards lower MgO values; Ce and Zr show a considerable dispersion with respect to MgO.

SAMPLE	120	594	427	562	585	577	554	462	475	124	546	531	130	558	524	538	559	626	465	558	456	127	552	478	562	441	442	133	684	681	N.º	661	662			
S102	39.23	37.51	48.95	37.39	36.42	36.30	43.43	44.14	43.32	43.35	43.24	43.69	45.11	45.37	42.92	43.14	43.05	44.43	42.37	44.72	43.36	44.31	43.76	48.69	55.92	56.54	37.07	34.90	37.64	37.70	40.81	44.69	42.90			
Al2O3	11.46	11.41	11.75	10.99	12.39	11.85	13.01	15.74	15.24	14.86	15.08	15.09	15.89	16.00	15.54	15.92	15.48	16.27	15.16	16.67	15.33	17.66	15.98	18.45	20.31	20.32	20.40	11.56	10.78	11.91	11.61	11.45				
Fe2O3T	12.74	13.63	12.78	13.37	12.98	12.50	11.78	12.08	11.92	12.42	12.53	12.02	11.33	12.17	12.09	12.02	12.63	12.29	12.96	13.87	12.64	15.98	18.48	4.76	3.79	4.03	3.51	3.57	12.59	10.78	11.94					
Fe2O3	3.28	4.86	7.11	6.87	6.63	6.42	7.52	7.31	7.53	7.82	7.79	7.42	6.26	6.28	6.29	6.41	6.91	7.85	8.23	7.18	7.67	7.78	7.73	6.01	7.48	1.23	2.29	2.40	1.30	1.31	---	---	2.15	2.39		
MnO	1.41	12.81	13.09	12.59	11.81	12.87	9.68	8.98	8.82	6.59	6.86	6.69	6.38	6.24	6.41	7.98	6.78	7.42	7.73	6.14	6.51	6.37	6.03	4.04	1.58	1.41	1.06	1.49	0.37	0.35	15.06	6.04	6.77			
CaO	12.35	14.23	12.45	12.15	11.98	11.18	10.81	11.38	11.00	11.36	11.21	10.20	11.73	10.31	10.36	12.37	9.66	10.18	10.46	7.81	3.88	3.63	2.95	3.55	2.46	2.41	13.29	14.37	13.46							
MgO	3.97	3.42	3.96	3.89	4.03	4.37	3.67	3.86	3.66	3.81	4.21	3.59	4.11	3.54	3.64	3.65	4.68	3.46	3.88	4.38	3.66	4.38	3.63	5.68	4.48	4.39	3.42	5.49	4.41	0.83	1.04					
K2O	2.95	2.62	2.44	2.84	2.86	2.81	2.13	2.88	2.82	1.77	2.79	2.17	2.85	2.34	2.81	2.96	2.85	1.49	1.85	0.66	0.53	1.14	2.67	1.78	0.94	0.67	0.76	0.97	0.59	0.39	4.05	0.62	0.35			
TiO2	0.89	1.20	0.84	1.49	1.55	1.25	0.48	0.48	0.49	0.39	0.46	0.42	0.64	0.46	0.47	0.46	1.08	0.39	0.45	0.58	0.68	0.53	0.47	0.19	0.13	1.15	0.22	0.11	0.11	0.10	0.62	0.11				
P2O5	0.19	0.20	0.19	0.21	0.22	0.22	0.17	0.17	0.17	0.16	0.17	0.18	0.18	0.17	0.18	0.17	0.18	0.17	0.18	0.17	0.18	0.17	0.19	0.18	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16		
MgO*	1.56	1.19	1.35	1.23	1.23	1.14	1.79	2.83	1.13	1.59	1.78	1.08	1.35	1.09	1.25	1.56	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21		
Ni	76.49	75.28	75.03	75.00	73.43	72.84	69.44	68.25	67.96	67.74	67.93	65.89	65.34	64.43	63.94	63.74	63.63	63.64	63.64	63.64	63.64	63.64	63.64	63.64	63.64	63.64	63.64	63.64	63.64	63.64	63.64	63.64	63.64	63.64	63.64	
Na	73.45	72.40	71.86	71.86	67.81	67.81	65.86	65.48	65.36	65.36	65.36	65.36	65.36	65.36	65.36	65.36	65.36	65.36	65.36	65.36	65.36	65.36	65.36	65.36	65.36	65.36	65.36	65.36	65.36	65.36	65.36	65.36	65.36	65.36	65.36	
K	47.76	43.44	44.05	43.37	35.63	39.08	48.04	37.85	36.78	37.46	36.04	38.19	36.37	38.41	39.85	33.58	28.44	33.34	32.63	37.78	27.37	29.15	26.88	21.01	9.39	7.38	6.09	18.02	3.25	3.11						
Zr	205	287	148	412	454	367	96	219	200	126	152	92	148	328	111	221	367	131	62	198	277	118	136	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---		
V	21	24	16	30	29	27	14	16	13	16	13	16	18	19	22	14	9	19	20	16	18	18	18	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
Rb	22	24	19	47	52	33	30	20	47	20	28	18	18	34	34	36	37	28	10	36	52	47	28	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
Sr	989	1269	1068	1694	1312	1487	744	948	886	741	887	779	785	1156	732	883	1372	796	766	888	1083	1049	939	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
Cu	71	54	52	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Hf	319	269	299	243	164	217	158	113	83	136	116	98	126	181	89	74	87	64	68	36	35	42	23	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
Co	71	77	88	37	88	73	111	53	45	92	37	58	58	58	58	58	58	58	58	58	58	58	58	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Ce	76	189	74	137	233	194	24	59	107	477	919	830	418	951	652	731	1049	943	953	825	1168	967	742	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
Ba	918	1288	562	356	268	411	648	377	374	541	336	507	346	248	112	195	258	161	58	111	58	111	68	369	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
U	289	383	297	291	278	294	349	329	337	304	357	360	314	427	365	378	367	368	474	338	333	329	320	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	

Table I

Fe2O3 and FeO normalized after LeMaitre (1976).
 Ni# = Ni number computed with variable FeO/FeO ratios after LeMaitre (1976).
 Ni#*** = Ni number computed with standardized Fe2O3/FeO = 20.

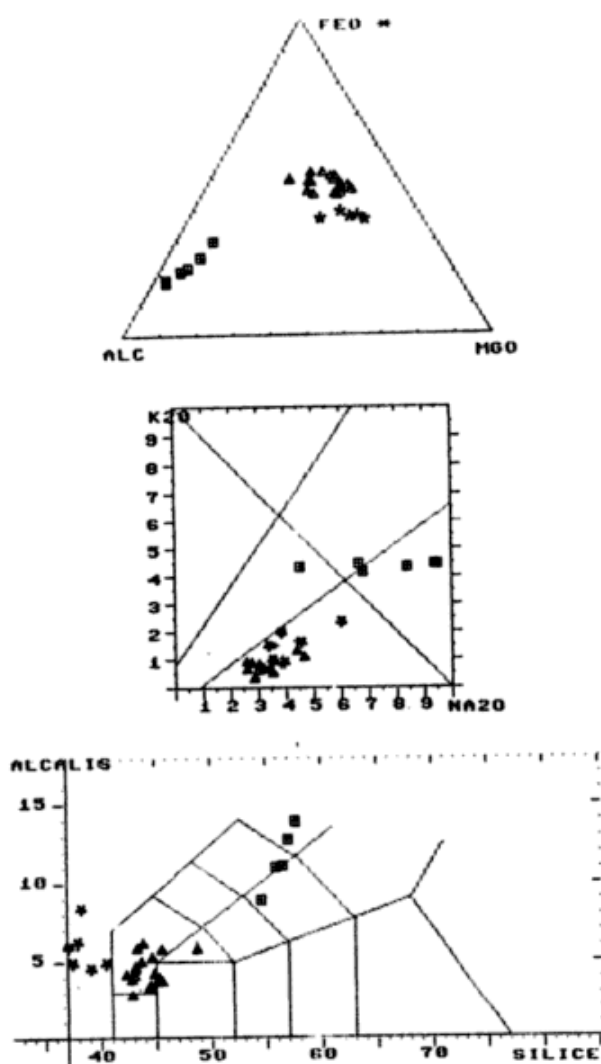


Figure 2: Alkali-FeO*-MgO diagram of the Sierra de Quecupuniyeu analyzed rocks. Total Fe as FeO*. Symbols: stars = olivine nephelinites; circles = basanites; M# = > 67; triangles = basanites and alkali olivine basalts; squares = differentiated rocks. Figure 3: K₂O versus Na₂O variation diagram, after Middlemost (1975). Figure 4: Alkali versus silica classificatory diagram of Sierra de Quecupuniyeu analyzed rocks, after Le Maitre *et al.* (1982).

MAGMATIC GENERATION

Primary liquids

It can be supposed that lavas of marked basicity were in equilibrium with mantle olivines and have ascended rapidly, thus inhibiting the fractionation effects.

Various criteria are used to establish the character of the primary melt: high solidification indexes and Mg number, high contents of com-

patible trace elements, olivine Mg/Fe ratios, abundance of mantle peridotitic xenoliths and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr isotopic ratios lower than 0.704.

The Ni concentration of the melts depends on the modal composition of the involved mantle peridotites, the Ni content of those minerals and the Ni global distribution coefficient sol./liq. for the residual solidus and melt.

Some authors have calculated the Ni content in mantle peridotites in 2000-2300 ppm and have estimated as reasonable 300-400 ppm for an alkaline basalt in equilibrium with the former (Sun & Hanson, 1975b), or 90-670 ppm Ni and 27-80 ppm Co for 1-20 % partial melt of mantle herzolites (Frey, Green & Roy, 1978).

On the other hand, the separation of 5 % olivine and 5 % clinopyroxene from the primary basalt would reduce approximately 50 % the Ni content of the original concentration (Sun & Hanson *op. cit.*).

In the Sierra de Quecupuniyeu lavas the Mg#* varies in nephelinites from 72.8 to 76.7, while in basanites and basalts from 68.7 to 58.1. The Ni contents in nephelinites varies between 319 and 165 ppm and in basanites and basalts between 150 and 23 ppm. All the lavas have ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr isotopic ratios lower than 0.704, indicating exiguous cortical contamination (Corbella & Barbieri, in preparation).

The forsteritic molecule contents of the olivine phenocrysts (of presumably early crystallization) in nephelinites and basanites is never higher than 87. This composition compared with the typical mantle olivines is slightly richer in Fe (Fo 87-95; Ringwood, 1975). It can be inferred that the olivine crystallization occurred from slightly evolved liquids. The peridotitic xenoliths are not common.

Taking this into account, none of the materials here analyzed represents an intact product of the primary mantle melt. In all the cases, the liquids have suffered a beginning of mafic phases fractionation.

Partial melting

To consider the partial melting associated phenomena, we will try to minimize the effects caused by the crystal fractionation, considering only those rocks with Mg# 67, [Ni] 100 ppm and

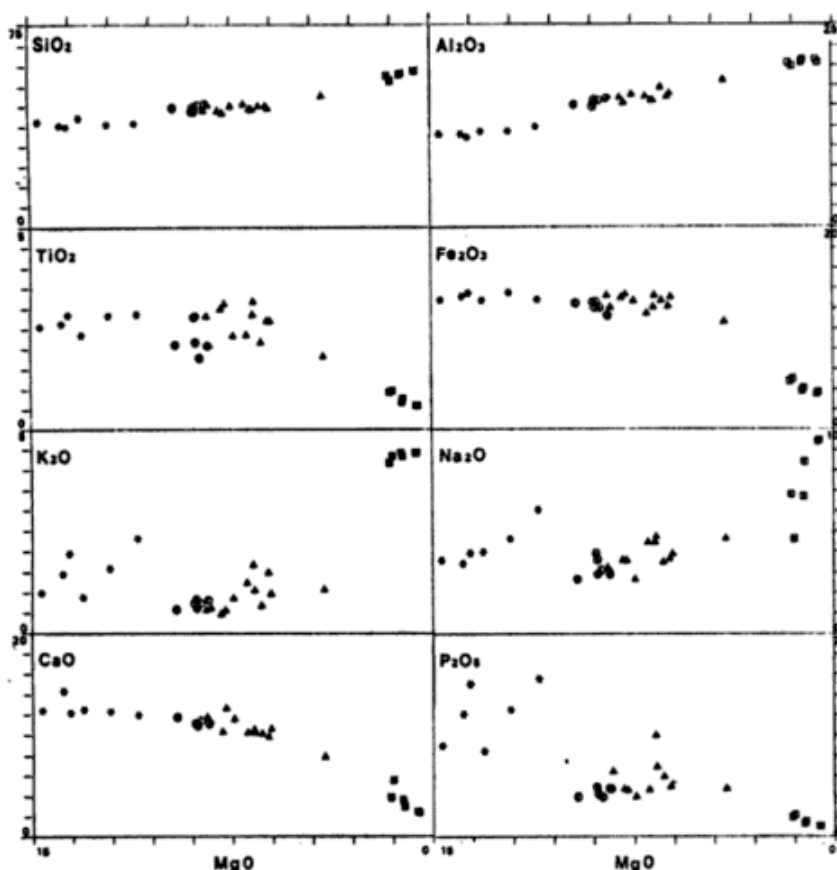


Figure 5: Major elements versus MgO variation diagrams. Symbols as in figure 2.

[Co] 30 ppm. These will be considered henceforward as approximations to a primary melt composition (magmas in equilibrium with a primary mantle ol+opx+cpx bearing).

In a partial melting process, the incompatible elements concentrations are inversely proportional to the melting degree.

Cerium among the analyzed incompatible elements, seems to behave as a useful indicator of the melting degree required to generate the different species (figures 7 and 9). Therefore, the elements variation in function of Ce can illustrate the compositional changes occurred during the melting interval.

Major elements

In figure 7 diagrams, CaO and Na₂O decrease systematically when a highly incompatible element decreases, while silica correlates inversely. This correlation implies that, as the melting degree diminishes, the melt gets less silicic and more calcic and sodic.

In peridotites (without plagioclases), clinopyroxene is the principal CaO and Na₂O bearer. Therefore the CaO and Na₂O enrichment in liquids produced by low melting degree comes from clinopyroxene.

In the refractory residue, orthopyroxene proportionally increases as the clinopyroxene incongruously melts.

The small SiO₂ content in these melts requires the preferential contribution of olivine and, if existing, of garnet.

The increase of the Al₂O₃/CaO ratio during the magmatic generation process is an indication of the way in which, by preferential fusion, the mantle gets poorer in clinopyroxene and eventually in garnet, decreasing therefore their participation in the melts.

For the Sierra de Quecupuniyeu rocks the diagram Al₂O₃/CaO ratio against MgO (figure 8a) shows a variation curve where four segments can be distinguished. The lower ratios segment 0.8-1.04 corresponds to nephelinites; between 1.26-1.43 to basanites Mg# 67; evolved basan-

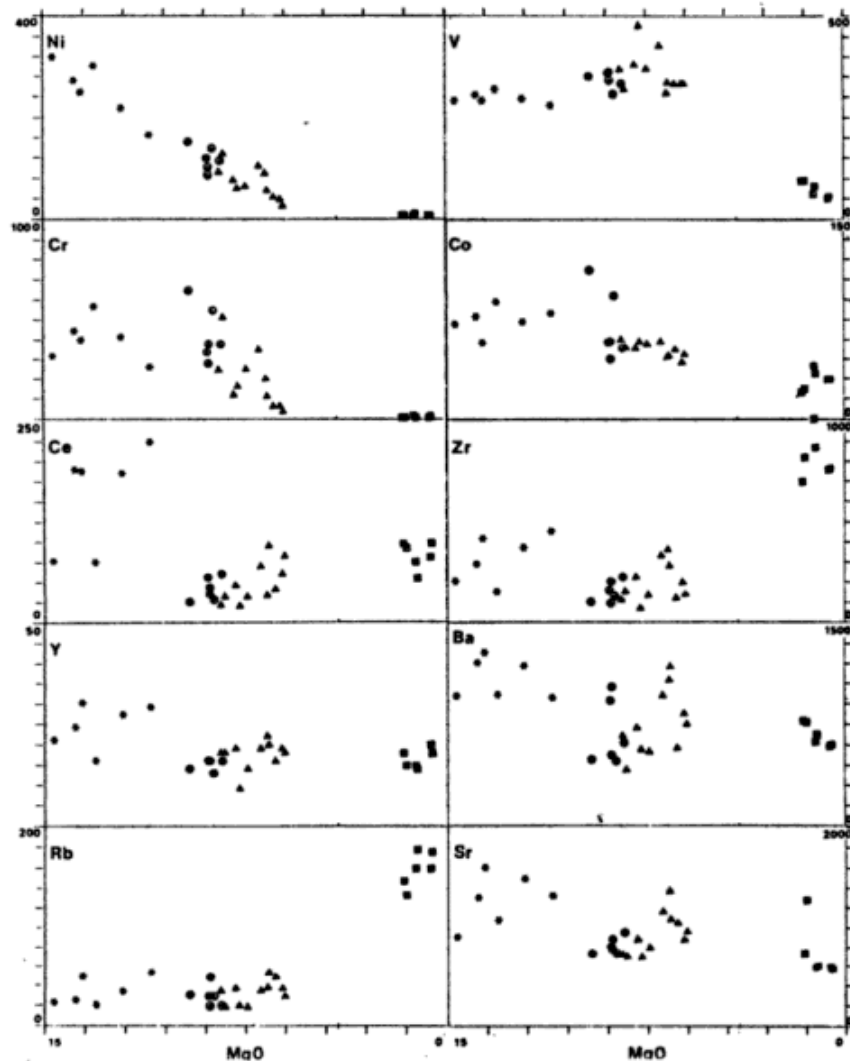


Figure 6: Trace elements versus MgO variation diagrams. Symbols as in figure 2.

ites and basalts reach 2.32 ratios; while the more differentiated rocks ratios vary between 5.21-8.46.

The values of the first and second segments are near to those of the chondritic ratio 1.1, which is only reached when small quantities of clinopyroxene and garnet are left and the residual mantle consists principally of olivine and orthopyroxene (Frey, Green & Roy, 1978).

The posterior Al_2O_3/CaO ratio increase in the evolved basanites-basalts segment of the curve is consistent with the significant role played by clinopyroxene fractionation in the differentiation of these rocks. Later still, the crystallization

of other mineral phases provoked the strong increase observed.

In the diagram CaO/MgO ratios versus MgO (figure 8b) nephelinites and basanites have approximately constant values. In CaO-MgO rich rocks, this may indicate partial melting under P-T conditions in which dolomite can be a solidus phase of the source peridotite (Brey, 1978).

The greater contents of normative larnite (Cs) and olivine and slight diminution of the diopside suggest that the Sierra de Queupuniyeu nephelinites were generated in a zone with high CO_2 partial pressure or by low degrees of partial melt or by both factors simultaneously.

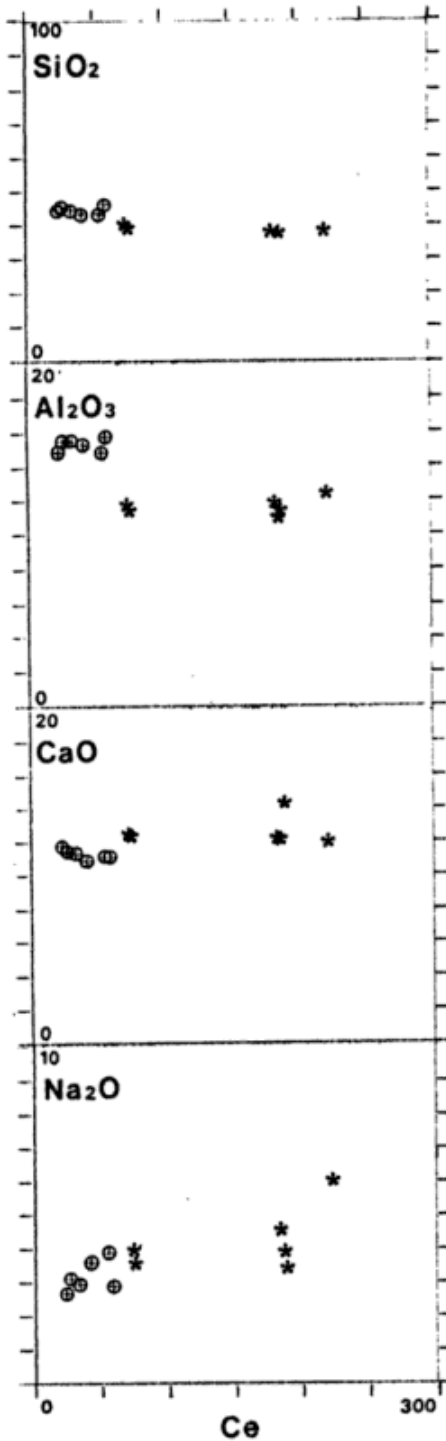


Figure 7: SiO_2 , Al_2O_3 , CaO and Na_2O versus Ce variation diagrams for olivine nephelinites and more basic basanites. Symbols as in figure 2.

Incompatible elements

The Ce and P_2O_5 contents in basaltic rocks has been employed to estimate the amount of partial melt of a peridotitic mantle (Sun & Hanson, 1975 a, b). If there are no phosphates in the

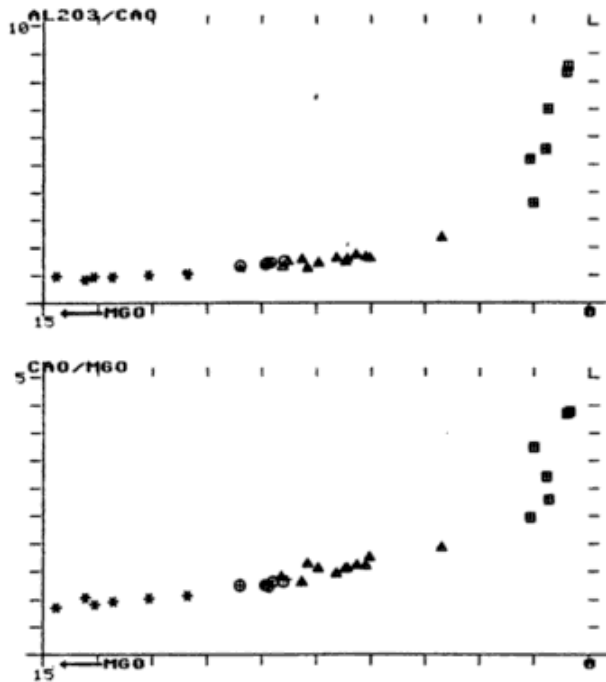


Figure 8: a) Variation diagram of $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$ ratios versus MgO . b) Variation diagram of CaO/MgO ratios versus MgO . Symbols as in figure 2.

residue, P_2O_5 and Ce can be covariant, because their concentrations will be inversely proportional to the extent of partial melting as a result of dilution.

For this to occur, the source mantle must be relatively homogeneous, there must be no apatite in the residue and the numeric value of the F melt fraction must be higher than the residue's global partition coefficient.

If there is apatite in the residue, the P_2O_5 concentration in the melt will be independent of F , and apatite will control the Ce concentration in the melt. In this case $[\text{Ce}]$ in the melt would be inversely proportional to the melting degree (to lesser F more apatite rests in the residue and thus lesser Ce enters the melt) and to the abundance of apatite.

In figure 9a, for the Sierra de Quecupuniyeu nephelinites and basanites the P_2O_5 and Ce concentrations are approximately covariant (correl. coeff. = 0.967), the $\text{P}_2\text{O}_5/\text{Ce}$ ratios are near 75, this value is coincident with the one found by Sun & Hanson (*op. cit.*) and also indicative of the source mantle $\text{P}_2\text{O}_5/\text{Ce}$ ratio.

In the figures 9 a, b we can appraise that nephelinites are a result of a lower degree of partial melting than basanites.

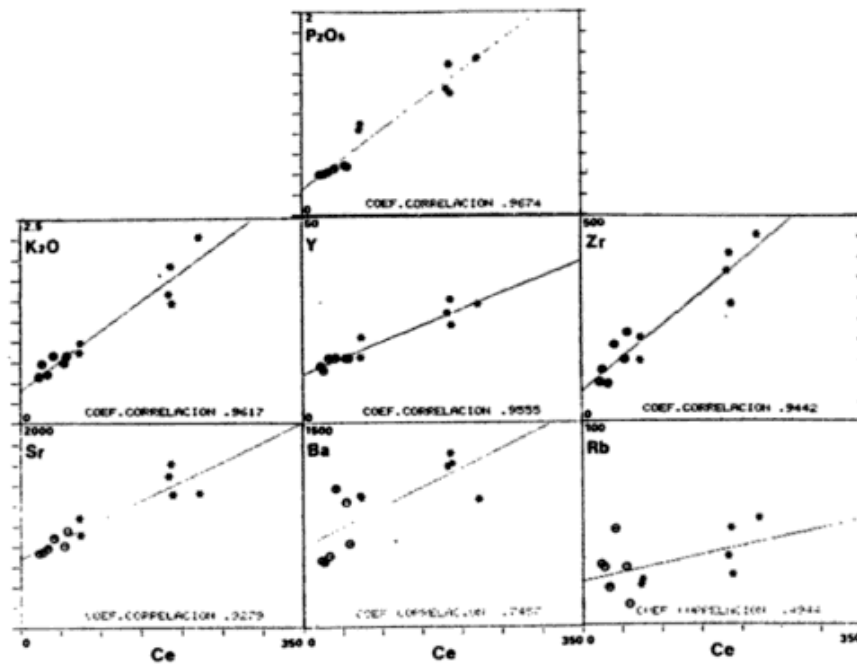


Figure 9: Incompatible elements versus Ce variation diagrams. In each case the regression line by least squares and corresponding coefficient of correlation are illustrated. Symbols as in figure 2.

The K_2O/Ce ratios are shown in figure 9b. Given the covariance displayed in this and in the former diagram, we can suppose that in the source mantle of basanites and nephelinites, neither phosphorus nor potassium bearing minerals did exist, nor were they residual minerals at the moment of the melt separation. Nevertheless, the dispersion of Ba and Rb (figures 9 f, g) suggest that some residual phase with high distribution coefficient present in the mantle (amphibole or phlogopite) could have controlled the abundance of these elements in the melt.

Consistent with the higher P_2O_5 and K_2O contents, olivine nephelinites are richer in other incompatible trace-elements than basanites. So Zr, Sr and Y show acceptable positive correlation with Ce (correl. coeff = 0.96 to 0.93) (figures 9 c, d, e).

In figure 9 diagrams, as was foreseen for relationships between elements of different incompatibility degrees during a partial melting process, in none of the cases the regression line is collinear with the origin.

In figure 10, incompatible elements (Rb, Ba, K, Ce, Sr, P, Zr, Ti and Y in order of decreasing incompatibility) concentrations of olivine nephelinites and basanites from Sierra de Que-

puniyeu normalized versus primordial mantle abundances are shown.

As reference in the same diagram, concentrations ratios normalized in the same manner have been represented for melts originated by different partial melting percents ($F = 0.01, 0.03, 0.05, 0.10$). For this computation batch melting equation (Shaw, 1970) was used, considering a residual mantle modal composition: ol = 55 %, opx = 25 %, cpx = 15 % and ga = 5 %; a melt composition: ol = 5 %, opx = 5 %, cpx = 90 % and distribution coefficients sol./liq. taken from the literature.

The basanites concentrations with respect to an average primordial mantle for most of the elements plot between 1 to 3 percent partial melt representative curves, while nephelinites plot even higher Cl/Co enrichment ratios.

Transition metals

In figure 11 the transition metals (Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, all compatibles save Ti) abundances in volcanites with greater Mg# and [Ni] -to minimize the differentiation effects- from Sierra de Quecupuniyeu, normalized versus chondrites are compared with the average com-

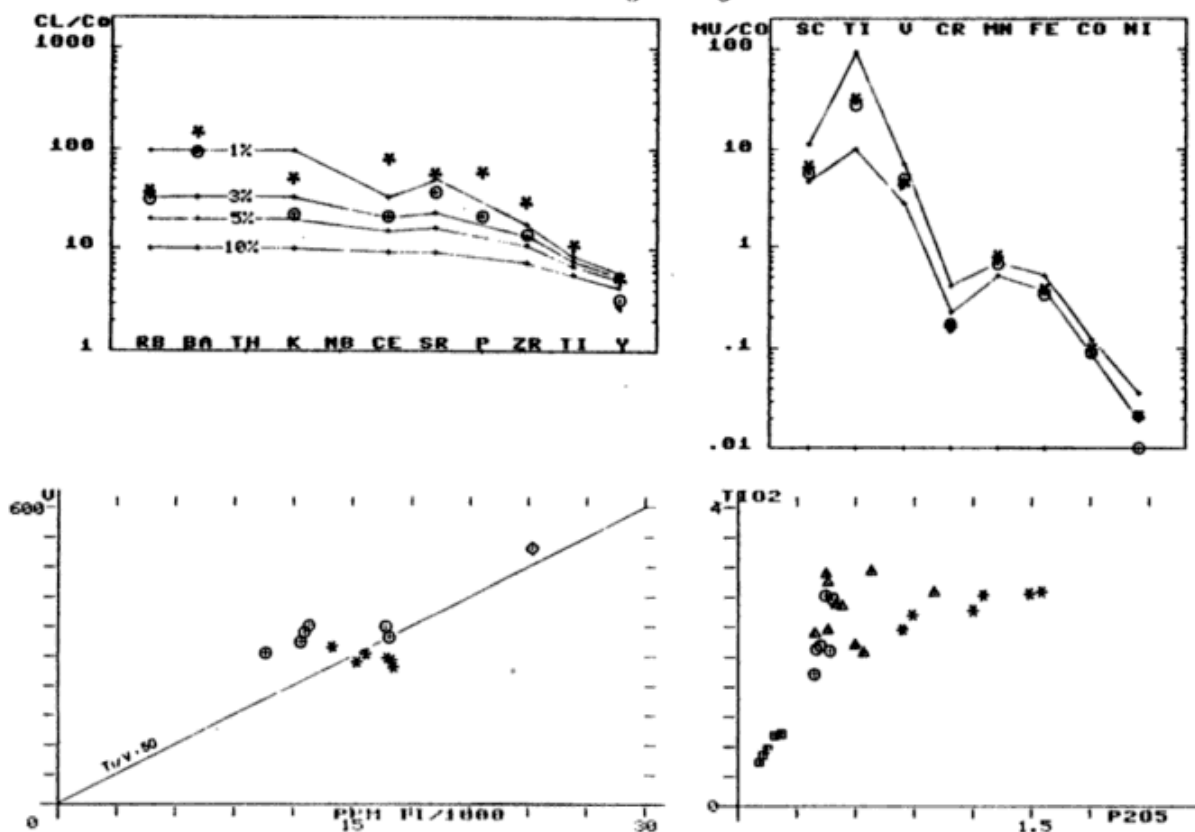


Figure 10: Distribution pattern of the enrichment ratios (sample/primordial mantle) of the incompatible elements, disposed in order of decreasing incompatibility for the average olivine nephelinites (stars) and basanites Mg# > 67 (circles). The lines represent the composition of the melts generated by 1, 3, 5 and 10 % of mantle partial melting. **Figure 11:** Distribution pattern of the transition metals normalized versus chondrites for the average olivine nephelinites (stars) and basanites Mg# > 67 (circles). The two lines frame the field of the average abundances of scarcely fractionated basalts, after Langmuir *et al.* (1977). **Figure 12:** V versus Ti variation diagram. The straight line shows the Ti/V = 50 ratio. Symbols: diamonds = kaersutite megacrysts. **Figure 13:** TiO₂ versus P₂O₅ variation diagram. Other symbols as in figure 2.

position of scarcely fractionated basalts from ocean bottoms and islands and continental outcrops (Langmuir *et al.*, 1977).

We observe that nephelinites, as well as basanites from Sierra de Quecupuniyeu, have similar values to the above mentioned averages.

The fact that such an ample variety of scarcely fractionated basalts has such a similar transition metals abundance suggests a homogeneous distribution of these elements throughout all the upper mantle and a systematic fractionation phenomena with respect to the chondritic composition.

The only exception is the lower Cr and Ni contents in the more basic basanites. This deficiency is imputable to the beginning of mafic phases fractionation suffered by basanites. As Ni and Cr are highly compatible elements in olivine and clinopyroxenes, when these last fractionate they impoverish the melt in both elements.

The transition metals Ti/V ratio has been considered particularly significative of each volcanic series. Starting from the chondritic ratio Ti/V = 8.37, some authors have indicated characteristic ratios for near primary basalts of series proceeding from different geotectonic domains.

It was found that the lowest ratios correspond to arc island basalts, intermediate ratios to medium ocean ridges and ocean islands and high ratios to continental alkaline basalts (Langmuir *et al.*, 1977; Wass, 1980).

In a partial melting process the Ti/V ratio is function to the oxygen fugacity conditions and to the melting degree (Shervais, 1982).

The V distribution coefficient min./melt, specially for magnetite, pyroxenes and amphiboles, strongly varies according to the oxygen fugacity. For the peridotitic refractory minerals it is possible to estimate the global distribution

coefficient: $DV = 0.15$ to $fO_2 = 10$ and $DV = 1.15$ to $fO_2 = 10$. For Ti can be assumed a global distribution coefficient approximately constant: $DTi = 0.15$. Thus, for an equivalent Ti availability under low fO_2 conditions little V incorporates to the melt producing high Ti/V ratios; under high fO_2 conditions, instead, more V incorporates to the melt producing the decrease of the Ti/V ratios.

In figure 12, Ti/V ratios for nephelinites, basanites and kaersutite megacrysts from the Sierra de Quepuniyeu are shown. The Ti/V ratios enclose: nephelinites 49.3-61.7, basanites 35-50.2 and kaersutite 47. All these values are slightly inferior to those reported for most continental alkaline basalts. In any case, they suggest derivation from low melting degrees and/or generation under low fO_2 conditions, this may be a consequence of the high CO_2 activity.

The kaersutite megacrysts, with Ti and V absolute contents much higher than those of the analyzed rock, maintain Ti/V ratios equivalent to those of the most mafic rocks of this suite.

The low Ti/V ratios verified for these rocks can also be related to the particular behaviour of Ti, fact observable when Ti abundances are plotted against an incompatible element.

In diagram TiO_2/P_2O_5 (figure 13) two different evolutive curves are shown: one represents the linear covariance relationship of both oxides for basanites and basalts and the other, principally described by nephelinites, shows a very slight modification of the TiO_2 content with respect to the P_2O_5 variation.

In this last curve, it is evident that Ti was not an incompatible element. Ti concentration in the liquid was probably controlled by a mantle residual mineral with a relatively high D value respect to the F melting degree, such as e.g. ilmenite or titanohumite. Exhaustion or inexistence of this residual phase during the partial melting process, or a greater melting degree during the generation, could have been responsible for the TiO_2 different behaviour.

Copper is a chalcophile element which is not incorporated in silicate structures and therefore can be considered as an incompatible element. If no phase controlled the melt Cu contents this should show an inverse correlation between the Cu concentration and the partial melting degree.

In these nephelinites and basanites, the Cu contents varies between 54 and 93 ppm, nevertheless the Cu distribution does not keep any correlation with the Ce variation. After Sun & Hanson (1975b) and Clague & Frey (1982), the absence of correlation suggests that a sulfide phase or a sulfide melt was left in the residue after partial melting.

Kaersutite

Kaersutite megacrysts have been reported in many undersaturated lavas. Potash and water-rich kaersutite megacrysts have been considered as: a) a K_2O rich accessory phase of the source mantle region; b) pegmatitic veins fragments (composed by kaersutite, apatite and mica) that metasomatize the mantle; c) a basanites and alkaline basalts crystallization product, occurred under hydrous conditions and large pressure range (from those of the upper mantle-lower crust up to those of the magmatic vent).

Considering this last hypothesis, kaersutite fractionation would produce MgO , TiO_2 , and K/Rb diminution, concentrating instead Rb, Sr, Ba LREE and Zr.

The Sierra de Quepuniyeu kaersutite megacrysts have strong red pleochroism. This variety is known as oxikaersutite, which has high Fe^{3+}/Fe^{2+} ratios.

In kaersutite, Fe_2O_3/FeO initial ratios are controlled by the crystallization chemical environment. Notwithstanding that the Fe in most of the crystals found in scoria deposits is oxidized to Fe^{3+} by dissociation of OH (Aoki, 1970). Therefore, the present Fe^{3+}/Fe^{2+} ratios of Quepuniyeu kaersutites -scarce water bearers- is independent from the fO_2 existing during its crystallization.

The low contents of constitutional water ($H_2O^* = 0.20$) of these minerals with respect to other amphiboles could be, in part, a consequence of the high $CO_2 \gg H_2O$ ratios in the volatile phase.

The remarkable megacryst idiomorphism could be caused by free crystallization within a liquid; but the supposition that they could be dispersed crystals from pegmatitic veins of cumulates cannot be rejected.

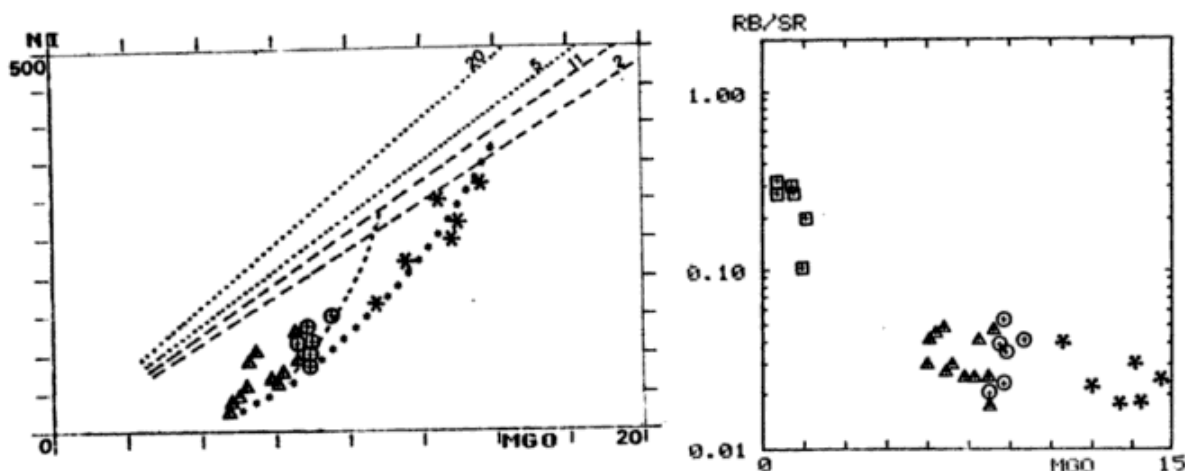


Figure 14: Ni versus MgO variation diagram. The dotted lines indicate the Ni/MgO ratios for 5 and 20 % partial melting, after the Hart & Davis (1978) model. Broken lines indicate 2 and 11 % partial melting, after the Clague and Frey (1982) model. The curves show the Ni/MgO ratios obtained by olivine fractionation from different initial [MgO]. Curve in broken lines after Clague and Frey (1982); curve in small stars after Mertes & Schmincke (1985). **Figure 15:** Rb/Sr ratios versus MgO variation diagram. Symbols as in figure 2.

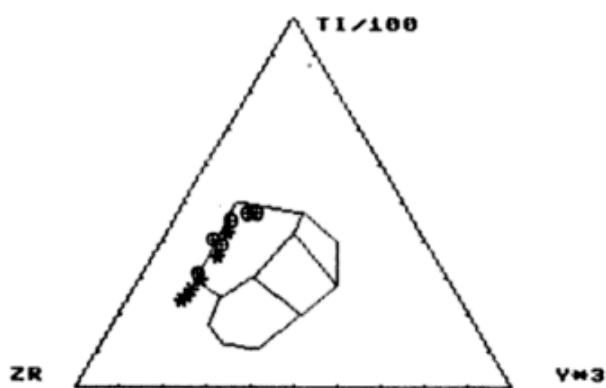


Figure 16: Geotectonic discrimination diagram Zr-Ti/100-Yx3, after Pearce & Cann (1973). Symbols as in figure 2.

The analogy of the major elements composition with respect to nephelinites and basanites, and the Ti/V ratios and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic ratios very near and intermediate to nephelinites and basanites (Corbella and Barbieri in preparation) allow to suppose crystallization conditions near to those of the lava formation.

CRYSTAL FRACTIONATION

In the preceding chapter the rocks with higher Mg# and [Ni, Co] were tentatively considered as near representative of the mantle primary melts. These scarcely fractionated rocks can now be considered, together with all the

others, as a series differentiated by crystal fractionation.

In the next paragraph we expose the evolution of the relative variation of major and trace elements abundances during this process dominated by crystallization and fractionation of mafic phases.

In figure 14, the Ni variation versus MgO is shown. In this diagram, the values found for the Sierra de Quecupuniyeu rocks, together with the indicative curves of the primary melts Ni/MgO ratios calculated for different melting degrees (after the models of Hart & Davis, 1978 and Clague & Frey, 1982) and the differentiation curves calculated by fractionation of different olivine percents from primary liquids with 12.5 and 16 % MgO contents, have been displayed.

The nephelinites show a considerable correlation degree, plotting along the differentiation curve calculated by olivine fractionation. In the samples with higher MgO contents, the Ni/MgO ratios are equivalent to those indicated by the lowest melting degree line; while, in the more differentiated species the olivine fractionation is estimated around 15 %.

Basanites, on the other hand, show a certain dispersion and would seem to plot along a different curve. This last, starting from Ni/Mg ratios proper to higher melting degrees, reaches progressively more evolved terms and could have

fractionated olivine independently from the first.

In the Al_2O_3/CaO versus MgO diagram (figure 8a) we observe (as shown before) an inverse correlation. The increase of the Al_2O_3/CaO ratio with the decrease of MgO implies that clinopyroxene fractions together with olivine; but, due to the possible participation of apatite in the decrease of Ca, it is difficult to estimate from this diagram the pyroxene/olivine precipitation ratio.

The total Fe (as Fe_2O_3) / MgO diagram (figure 5) shows that for nephelinites as well as for basanites and basalts there is a strong decrease of MgO without an accentuated diminution of FeO . Due to the fact that olivine and clinopyroxenes have high Mg/Fe ratios, the remove of these minerals should enrich in FeO the residual magma. This effect could have been attenuated by the magnetite fractionation.

The precipitation of plagioclase produces a concomitant decrease of the Sr and Ba contents. Nevertheless, the Sr/CaO ratio versus CaO values increase with the progress of crystallization because the joint precipitation of clinopyroxene and plagioclase provokes a strong calcium subtraction.

Lastly, in figure 15, the Rb/Sr ratio versus MgO is shown. In the diagram we see a gradual increase of the Rb/Sr ratio from nephelinitic to phonolitic terms. Taking into account that the differentiated sodic-alkaline rocks -e.g. trachytes- usually have very high Rb/Sr ratios and that these high Rb/Sr ratios are characteristic of prolonged fractionation, we must remark the moderate values reached by the most evolved terms of the Sierra de Queupuniyeu.

CHEMISTRY AND GEOTECTONIC SETTING

The Sierra de Queupuniyeu mafic alkaline rocks outcrop 500 km off the Pacific coast active border, set on a basement not involved in the Andean orogenesis folding phenomena and are related to a large cortical fractures system (Corbella, 1973, 1975, 1984). Now, they can be plotted to evaluate the geotectonic character in function of the chemical composition.

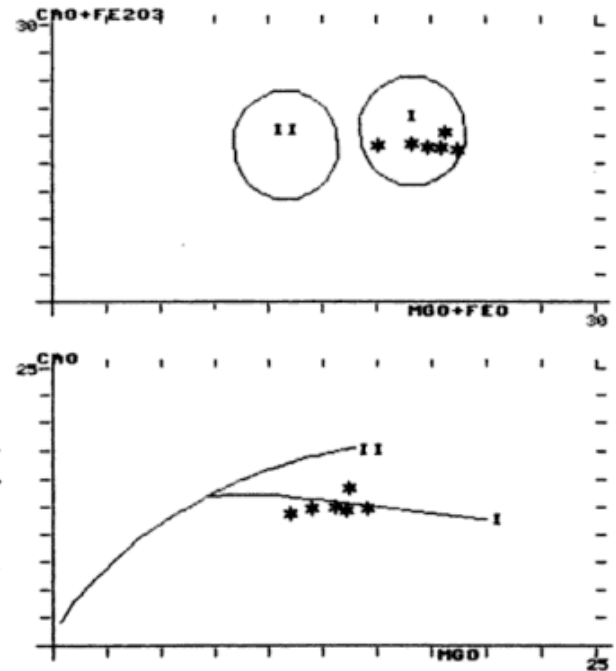


Figure 17: a) $CaO+Fe_2O_3$ versus $MgO+FeO$ and b) CaO versus MgO diagrams for discrimination of (I) olivine-rich nephelinites and (II) olivine-poor nephelinites, after Le Bas (1978a). Stars = olivine nephelinites from Sierra de Queupuniyeu.

In the geotectonic discrimination diagrams [Ti/Zr ratio after Pearce *et al.* (1981) and $Ti-Zr-Y$ ratios after Pearce & Cann (1973) (figure 16)] the Sierra de Queupuniyeu nephelinites and basanites plot unequivocally in the intraplate continental basalts field. In this graph some nephelinites also display mediocre titanium contents and abundant zirconium.

NEPHELINITE-CARBONATITE ASSOCIATION

The carbonatites are magmatic rocks, principally composed by carbonates, usually associated with nephelinites (or ijolites) set in tectonically stable regions and related to rift zones.

The nature and stability of carbonates under mantle normal conditions have been experimentally studied. For a CO_2 high pressure and with a fO_2 sufficiently high to stabilize the free carbon in temperatures over the solidus, the CO_2 dissolves in the interstitial melt as CO_3 . Instead, under the solidus and with pressures superior to the ones of the carbonation reactions ($Fo+CO_2 = Ens+Mag$; $Fo+Di+2CO_2 = Dol+Ens$; $2Ens+Dol = Di+Mag$) CO_2 integrates a carbonate. The na-

ture of this latter is P and T dependent, the dolomite being stable in lesser depth conditions than the magnesite (Kushiro *et al.*, 1975; Brey *et al.*, 1983).

For carbonatites, three possible generation mechanisms have been proposed (Le Bas, 1977). 1) as a low temperature (<800°C) fractional crystallization residue of an ijolite magma residue, 2) as a primary concentration of carbonate rich interstitial droplets within the mantle at ~1200°C with or without associated kimberlitic magmas, 3) as a high temperature (>800°C) liquid immiscibility split between ijolitic and carbonatitic melts.

Of these three mechanisms, the third frequently corresponds to the carbonatites associated with ijolites and nephelinites.

Immiscibility phenomena between undersaturated silicic melts and dolomitic carbonatites long ago proposed, have been confirmed by experimental essays. The $\text{Si}_3\text{O}_8\text{AlNa-CO}_3\text{Na}_2\text{-CO}_2$ and $\text{Si}_3\text{O}_8\text{Al}_2\text{Na-Si}_2\text{O}_8\text{Al}_2\text{Ca-CO}_3\text{Na}_2\text{-H}_2\text{O}$ systems essayed by Koster van Groos & Willie (1968, 1973) and Koster van Groos (1975) show the existence of three fluid phases: two immiscible liquids and one vapour.

These three phases are easily correlated with nephelinitic melts, carbonatitic melts and coexisting $\text{CO}_2\text{+H}_2\text{O}$ vapour bearing Na_2O and SiO_2 comparable to fenitizing fluids. The model used for these experiments is particularly interesting because it satisfies the nephelinite-carbonatite-fenitization fluids association repeatedly observed in nature.

Nephelinites rich and poor in olivine were initially recognized and individualized by Wood (1968, in Bailey 1974) in Africa. The experimental works of Tilley and Thompson (1972) confirm that distinction. Differences of 100°C in the liquidus temperature separate olivine-rich nephelinites associated with abundant basalts (Hawaii 1250-1300°C) from others poor in olivine and with scarce associated basalts (SW Uganda-Zaire 1100-1150°C).

On the other hand, Green (1973) demonstrated that for any chosen pressure and degree of partial melting with high water contents and therefore lower temperatures, the magmas are poorer in olivine.

Stating the fact that different $\text{CO}_2/\text{CO}_2\text{+H}_2\text{O}$ ratios can increase the clinopyroxene stability and decrease that of olivine, Le Bas (1977, 1978a, b) distinguished: olivine-rich (I) and olivine-poor (II) nephelinites, associating them respectively and antithetically with alkaline basalts and with carbonatites.

Nephelinites of group I are rich in olivine phenocrysts accompanied by small quantity of clinopyroxene (usually titaniferous augite). The $\text{Mg}\times 100/\text{Mg}^+\text{Fe}^{++}$ ratio is relatively high (74), while the $\text{K}\times 100/\text{K}+\text{Na}$ ratio is low (18). The outcrops are usually rare lava flows associated with extensive lava fields. The proportion of pyroclastites is low and the peridotite xenoliths are frequent.

Nephelinites of group II, instead, are principally melanephelinites, poor in olivine and rich in pyroxene (with high Al/Ti ratio). The $\text{Mg}\times 100/\text{Mg}^+\text{Fe}^{++}$ is relatively low (71) and $\text{K}\times 100/\text{K}+\text{Na}$ is relatively high (24). They frequently outcrop as lava flows forming part of strato volcanoes and mantle xenoliths are rare.

The Sierra de Queupuniyeu nephelinites are larnite normative, comparatively richer in potassium, with $\text{K}\times 100/\text{K}+\text{Na} = 20\text{-}35$ ratios and with no great contents of mantle xenoliths. Nevertheless, this same nephelinites have $\text{Mg}\# = 72.8$ to 76.7 and the representative composition values plot in the $\text{CaO}+\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}+\text{FeO}$ and CaO/MgO diagrams (figures 17 a, b) within the olivine-rich nephelinites field.

These data, coincident with the important presence of olivine phenocrysts petrographically observed, induce to discard for these rocks (after Le Bas criteria) a possible association with carbonatites.

CONCLUSIONS

The chemical analyses for major and trace elements of thirty rocks from the volcanic Complex of Sierra de Queupuniyeu prove the existence of a sodic alkaline series. The series is composed by species with alkalis/silica ratios that in a TAS diagram plot in the fields corresponding to nephelinites, basanites, basalts, hawaiites, benmoreites, phonotefrites and phonolites.

The terms nearer to the primary melts (those with higher Mg# and Ni and Cr contents) have been employed to consider the phenomena associated with the magmatic generation stage.

Among the incompatible elements analyzed, Ce shows a remarkable positive correlation with respect to P, K, Y and Zr.

If we admit that, as a result of dilution, the incompatible elements concentration is inversely proportional to the degree of partial melting, Ce seems to behave as a useful indicator. Its concentration varies in inverse relation to the degree of partial melting suffered by the source peridotites. According to this, we can sustain that nephelinites result from lower melting degrees than basanites.

The scarce correlation shown by the Rb and Ba concentrations versus Ce let us suppose the existence of a potassium bearing residual phase in the mantle.

Plotted, the incompatible elements concentrations of nephelinites and basanites and the calculated concentrations after batch melting model (normalized versus the abundances in a primordial mantle), we observe that the basanites concentration ratios plot for most incompatible elements within the 1 and 3 % partial melting representative curves. Nephelinites show even higher Cl/Co enrichment ratios, suggesting a prior source mantle enrichment.

The transition metals contents normalized versus chondrites show, for the less evolved rocks of Sierra de Queupuniyeu, equivalent compositions to those of scarcely fractionated basalts of other parts of the crust.

The Ti/V ratios for nephelinites as well as for basanites and kaersutite megacrysts are near to 50. This value (slightly inferior to those mentioned for other continental basalts) could be affected by the fO₂ of the system (that regulates the partition coefficient of V) as well as by the particular behaviour of Ti, plainly shown in the TiO₂/P₂O₅ diagram.

Analyzed all the integrant species of the Complex as a differentiated series, the compatible elements Ni, Cr and Co show a close correlation with MgO, as can be expected in a system where mafic phases fractionate.

The Al₂O₃/CaO ratios versus MgO show, on the other hand, an inverse correlation caused by

the fractionation of clinopyroxene and olivine. The FeO*/MgO ratios suggest that together with olivine and clinopyroxene, magnetite could also have crystallized.

The geotectonic discrimination diagrams Ti/Zr and Ti/Zr/Y let us observe that the representative values of the less evolved rocks from Sierra de Queupuniyeu plot unequivocally within the field of continental intraplate basalts.

The CaO+Fe₂O₃/MgO+FeO ratios indicate that the Sierra de Queupuniyeu nephelinites belong to the olivine-rich group. These nephelinites associate preferentially with alkaline basalts (not with carbonatites as do the olivine-poor nephelinites).

LIST OF REFERENCES

- AOKI, K. I., 1970. *Petrology of kaersutite-bearing ultramafic and mafic inclusions in Iki Island, Japan*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 25: 270-283.
- BAILLEY, D. K., 1974. *Nephelinites and Ijolites*. In: *The Alkaline Rocks* (H. Sorensen Ed.). John Wiley & Sons, 53-66, London.
- , 1978. *Continental rifting and mantle degassing*. In: *Petrology and Geochemistry of Continental Rifts 1-13*. (E. R. Neumann & I. B. Ramberg, Eds.). D. Reidel Pub. Com. Dordrecht, Holland.
- BREY, G., 1978. *Origin of olivine melilitites—Chemical and experimental constraints*. *J. Volc. Geot. Res.*, 3: 61-88.
- , W. R. BRICE, D. J. ELLIS, D. H. GREEN, K. L. HARRIS & I. D. RYABCHIKOV, 1983. *Pyroxene-carbonate reactions in the upper mantle*. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 62: 63-74.
- BOETTCHER, A. L., B. O. MYSEN & P. J. MODRESKI, 1975. *Melting in the mantle: Phase relationships in natural and synthetic peridotite-H₂O and peridotite-H₂O-CO₂-C-H-O-S with application to kimberlite*. *Phys. Chem. Earth*, 9: 855-867.
- BURNHAM, C. W., 1979. *The importance of volatile constituents*. In: *The Evolution of Igneous Rocks: Fiftieth Anniversary Perspectives* (H. S. Yoder, Ed.). Princeton Univ. Press, 439-482, Princeton.
- CLAGUE, D. A. & F. A. FREY, 1982. *Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu volcanics, Oahu: implications for the oceanic mantle below Hawaii*. *J. Petrol.*, 23 (3): 447-504.
- CORBELLA, H., 1973. *Basaltos nefelínicos asociados al graben del Cerro Piche, Macizo Norpatagónico, provincia de Río Negro, Argentina*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXIX (2): 209-218.
- , 1975. *Hallazgo de un complejo alcalino vinculado a megarrazas de fracturas corticales en la Sierra de Queupuniyeu, Macizo Norpatagónico, provincia de Río Negro, Argentina*. II^o Congr. Iberoamer. Geol. Econ., Buenos Aires, Actas, IV: 45-68.

- _____, 1982. *Naturaleza del Complejo alcalino de la Sierra de Queupuniyeu, Patagonia extrandina norte, Argentina*. Vº Congr. Latinoamer. Geol., Buenos Aires, Actas, II: 197-212.
- _____, 1984. *El vulcanismo de la altiplanicie del Somuncura*. IXº Congr. Geol. Arg., S. C. Bariloche, Re-latorio, I (10): 267-300.
- _____ & M. BARBIERI, 1987. *Sierra de Queupuniyeu: Quimismo isotópico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$* . En preparación.
- EGGLER, D. II., 1975. *CO₂ as a volatile component of the mantle: the system Mg₂SiO₄-SiO₂-H₂O-CO₂*. Phys. Chem. Earth, 9: 869-881.
- _____, 1978. *The effect of CO₂ upon partial melting of peridotite in the system Na₂O-CaO-Al₂O₃-MgO-SiO₂-CO₂ to 35 Kb with an analysis of melting in a peridotite-H₂O-CO₂ system*. Am. J. Sc., 278 (3): 305-343.
- _____ & M. ROSENHAUER, 1978. *Carbon dioxide in silicate melts. II Solubility of CO₂ and H₂O in CaMgSi₂O₆ (diopside) liquids and vapors at pressures to 40Kb*. Am. J. Sc., 278: 64-94.
- FREY, F. A., D. II. GREEN & S. D. ROY, 1978. *Integrated models of Basalt Petrogenesis: A Study of Quartz Tholeiites to Olivine Melilitites from South Eastern Australia Utilizing Geochemical and Experimental Petrological Data*. J. Petrol., 19 (3): 463-513.
- GELOS, E. & C. LABUDIA, 1981. *Estudio de los basaltos con anfóboles y rocas asociadas de la sierra de Queupuniyeu, provincia de Río Negro, Argentina*. VIIº Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 921-933.
- GREEN, D. II., 1973a. *Conditions of melting of basanite magma from garnet peridotite*. Earth Planet. Sc. Let., 17: 456-465.
- GREEN, D. II., 1973b. *Contrasted melting relations in a pyrolite upper mantle under mid-oceanic ridge, stable crust and island arc environment*. Tectonophysics, 17: 285-297.
- HART, S. R. & K. E. DAVIS, 1978. *Nickel partitioning between olivine and silicate melt*. Earth Planet. Sc. Let., 40: 203-219.
- KOSTER van GROOS, A. F. & P. J. WILJIE, 1968. *Liquid immiscibility in the join NaAlSi₃O₈-Na₂CO₃-H₂O and its bearing on the genesis of carbonatites*. Am. J. Sc., 266: 932-967.
- _____ & P. J. WILJIE, 1973. *Liquid immiscibility in the join NaAlSi₃O₈-CaAl₂Si₂O₈-Na₂CO₃-H₂O*. Am. J. Sc., 273: 465-487.
- _____, 1975. *The effect of high CO₂ pressures on alkalic rocks and its bearing on the formation of alkalic ultrabasic rocks and the associated carbonatites*. Am. J. Sc., 275: 163-185.
- KUSHIRO, I., 1972. *Effect of water on the composition of magmas formed at high pressures*. J. Petrol., 13: 311-334.
- _____, II. SATAKE & S. AKIMOTO, 1975. *Carbonate-silicate reactions at high pressures and possible presence of dolomite and magnesite in the upper mantle*. Earth Planet. Sc. Let., 28: 116-120.
- LABUDIA, C. II., E. A. BJERG, A. LOSADA & R. TORRENTE, 1986. *Las lavas pahoehoe de la sierra de Quepuniyeu*. Asoc. Arg. Min. Petrol. Sed., Rev., 17: 23-26.
- LANGMUIR, C. II., J. F. BENDER, A. E. BENCE & G. N. HANSON, 1977. *Petrogenesis of basalts from the Famous Area: Mid-Atlantic Ridge*. Earth Planet. Sc. Let., 36: 133-156.
- LE BAS, M. J., 1977. *Carbonatite-nephelinite volcanism*. Wiley & Sons, 1-347, London.
- _____, 1978a. *Nephelinite volcanism and plate interiors*. Bull. Volc. 41 (4): 459-462.
- _____, 1978b. *Are olivine-poor nephelinites a primary melt product from the mantle?* Bull. Volc. 41 (4): 463-465.
- LE MAITRE, R. W., 1976. *Some problems of the Projection of Chemical Data into Mineralogical Classifications*. Contr. Mineral. Petrol., 56: 181-189.
- _____, G. BELLINI, M. J. LE BAS, R. SCHMID, A. STRECKEISEN, B. ZANETTIN, E. M. PECIRILLO & E. JUSTIN-VISENTIN, 1982. *A proposal for a definite chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagrams*. IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Circular 36, Contribution 100, 1-24.
- MAC GREGOR, I. D., 1969. *The system MgO-SiO₂-TiO₂ and its bearing on the distribution of TiO₂ in basalts*. Am. J. Sc., 267A: 342-363.
- MERTES, II. & II. U. SCHMINCKE, 1985. *Mafic lavas of the Quaternary W. Eifel Volcanic Field*. Contr. Mineral. Petrol., 89 (4): 330-345.
- MIDDLEMOST, E. A. K., 1975. *The Basalt Clan*. Earth Sc. Rev., 11: 337-364.
- MYSEN, B. O. & A. L. BOETCHER, 1975. *Melting of a hydrous mantle: II. Geochemistry of crystals and liquids formed by anatexis of mantle peridotites at high pressures and high temperatures as a function of controlled activities of water, hydrogen, and carbon dioxide*. J. Petrol., 16: 549-593.
- _____, D. II. EGGLER, M. G. SEITZ & J. R. HOLLIFLOWAY, 1976. *Carbon dioxide in silicate melts and crystals. I. Solubility measurements*. Am. J. Sc., 276: 475-479.
- PEARCE, J. A., T. ALABASTER, A. W. SHELDON & M. P. SEARLE, 1981. *The Oman ophiolite as a cretaceous arc-basin complex: evidence and implications*. Phil. Trans. Royal Soc., A300: 299-317.
- _____ & J. R. CANN, 1973. *Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses*. Earth Planet. Sc. Let., 19: 290-300.
- RINGWOOD, A. E., 1975. *Composition and Petrology of the Earth's Mantle*. McGraw Hill, 1-618, New York.
- ROSENMAN, A., 1975. *Estudio geológico de imágenes provistas por el satélite ERTS*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXX (2): 151-160.
- SHAW, D. M., 1970. *Trace element fractionation during anatexis*. Geochim. Cosmochim., Acta, 43: 237-243.
- SCHNEIDER, M. E. & D. II. EGGLER, 1984. *Composition of fluids in equilibrium with peridotite: implications for alkaline magmatism-metasomatism*. In: Kimberlites and related rocks (J. Kornprobst, Ed.), 383-394, Elsevier, Amsterdam.
- SHERVAIS, J. W., 1982. *Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas*. Earth Planet. Sc. Let., 59 (1): 101-118.
- SORENSEN, II., 1980. *On the role of volatile components in*

H. Corbella

- the evolution of alkaline igneous rocks.* Lithos, 13: 221-222.
- SUN, S. S. & G. N. HANSON, 1975a. *Evolution of the mantle: geochemical evidence from alkali basalt.* Geology, 3: 297-302.
- _____ & _____, 1975b. *Origin of Ross Island basanitoids and limitation upon the heterogeneity of mantle sources for alkali basalts and nephelinites.* Contr. Mineral. Petrol., 52 (2): 77-106.
- TILLEY, C. E. & R. N. THOMPSON, 1972. *Melting relations of some ultra-alkali volcanics.* Geol. J., 8: 65-70.
- WASS, S. Y., 1980. *Geochemistry and origin of xenolith-bearing and related alkali basaltic rocks from the southern highlands, New South Wales, Australia.* Am. J. Sc., 280A: 639-666.
- WOOD, D. A., J. L. JORON & M. TREUIL, 1979. *A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings.* Earth Planet. Sc. Lett., 45: 326-336.
- ZANETTIN, B., 1984. *Proposed new chemical classification of volcanic rocks.* Episodes, 7 (4): 19-20.

HUGO CORBELLA

CONICET-CIRGEO
R. de Velasco 847
1414 Buenos Aires
Argentina

POST-GLACIAL HYDROCLASTIC AND PYROCLASTIC DEPOSITS IN THE LANIN NATIONAL PARK. NORTH-PATAGONIAN CORDILLERA, NEUQUEN.

Hugo Corbella and María S. Alonso

RESUMEN

En la Cordillera Norpatagónica, en el distrito lacustre del Parque Nacional Lanín, fueron hallados algunos afloramientos cuyo emplazamiento, morfología, estructura y composición litológica son propios de los depósitos acumulados por actividad freatomagmática.

Se describen los afloramientos de los conos La Angostura y el Arenal y el depósito piroclástico del volcán Huanquihue.

ABSTRACT

In the North-Patagonian Cordillera, in the lake district of Lanín National Park, some outcrops were found whose emplacement, morphology, structure and lithologic composition are those of deposits accumulated by phreatomagmatic activity.

The outcrops of the La Angostura and El Arenal cones and the pyroclastic deposits of the Huanquihue volcano are here described.

INTRODUCTION

In this paper information is presented on postglacial volcanoclastic outcrops in Volcan Lanín area, near Paimún and Epulafquen Lakes. These occurrences are located in the southern sector of the National Park. They are La Angostura cone and Huanquihue and Arenal mounts.

The purpose pursued is to show some interesting examples of phreatomagmatic occurrences poorly known through the local literature and in the cases of La Angostura cone and Arenal Mt., volcanic occurrences not mentioned before. In all cases, it was our purpose to try to relate the type of the volcanic edifice and its products to the hydrogeologic regime existing at the time when the eruption took place.

LOCAL GEOLOGY

The area where these occurrences appear presents a morphology of valleys deeply cut by pleistocene glaciers. Nowadays, an important lacustrine district is emplaced (figure 1).

General geologic features were described by Turner (1973) and González-Díaz & Nullo (1980).

The basement of the region is composed by rocks belonging to Huechulafquen Formation, an igneous-metamorphic complex widely outcropping along the western margin of the Paimún Lake.

Volcanics of Aucapan Formation, homologated to the Andesitic Series, occur as thick andesitic lava flows and its associated pyroclastics.

Overlying these rocks, two groups of volcanics related to the Lanín volcano eruptive centre have been recognized. The distinction between both groups is still being studied, but we can say in advance, that this distinction is founded on their respective morphologies and the different degrees of denudation of the deposits.

The older flows are those corresponding to the Arroyo del Salto (El Salto creek) and they conform an impressive cliff along the northern margin of the Paimún Lake. These ones have

been affected by the glaciation, whereas the youngest ones only show slight modifications due to mass-wasting triggered by the presence of alpine glaciers and to the thick ice casket capping the Lanín Volcano. The sequence is completed by glacial and fluvio-glacial deposits and by modern fluvial materials.

Thermal occurrences have been reported in the western end of the Epulafquen Lake, near the Argentine-Chile border, and there are some historic reports of volcanic activity in the Huanquihue Volcano. These are the two youngest records of magmatic activity in the region.

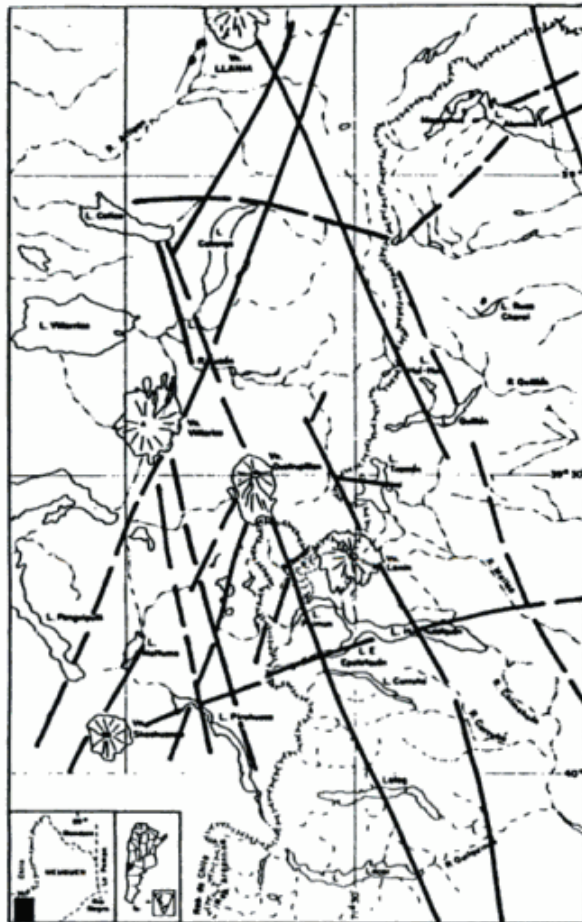


Figure 1: Lanín National Park hydroclastic and pyroclastic deposits in the North-Patagonian Cordillera

HYDROCLASTIC VOLCANIC STRUCTURES IN LANIN NATIONAL PARK AREA

La Angostura Cone

This deposit is the best preserved of all the occurrences known in the area. It rises some 50

m above the Epulafquen Lake level, causing the morphologic feature known as La Angostura ("The Narrowing"). There it stands breaking up the original straight line of the glacial lake coast. Associated deposits were found widespread throughout an elongated area, with a major axis SW-NE 1.5-2 km long (figure 2).

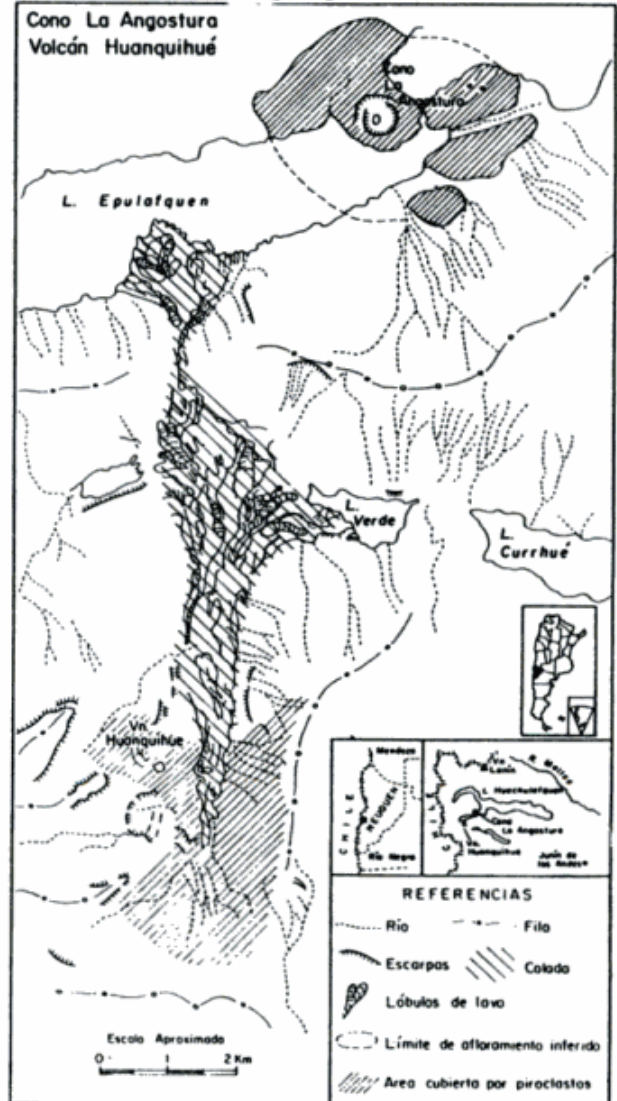


Figure 2: Outcropping deposits of La Angostura cone and Huanquihue Volcano.

North and northeastwards, where the basement abruptly rises over the lake, some beds of weathered tuff were found up to 90-100 m above actual lake level. On the other side of the lake, similar horizons were found up to 100 m above the water level. From 30 m upwards they are frankly pedogenically modified lacking, in most cases, recognizable structures.

These materials, to reach from the emission centre the most distant places in which they were

found, had to overpass at least two notable topographic barriers constituted by the basement ridge of Mt. Los Angeles.

After Ollier (1967), Boundy & Camus (1970), Fisher & Waters (1970), Heiken (1971) and Lorenz (1984), the evidences observed allow us to consider the constructional form of La Angostura Cone as a tuff ring.

Firstly, the crater shows a low height/diameter ratio (50:500m).

The emplacement along the lake coast is a common feature for this type of forms.

It shows two rims. The inner slopes are steep, dipping up to 30°, and agglomeratic layers 1 m thick were found dipping inwards. At the top of the rim, there are some thin beds (10 cm thick), dipping outwards, similar to the ones mentioned above, though bearing a lesser amount of fragments 3-5 cm ø.

Both in the cone or near it, structures were difficult to observe because of the lack of outcrops. It is only at the base, where the lake has carved a small cliff, that the layers can be seen. In these cases their disposition is always tangential to the cone (normal to the transport direction of the sediments).

Observed bed structures are mainly planar and occasionally wavy, some of mesoscopic scale ($\lambda = 5$ cm).

Deposits consist of fine-grained hyaloclasts (up to 1 mm ø) and scoriaceous basaltic lapilli (10-20 mm ø) associated to small amounts of fragmented and angular crustaloclasts and 5-10% granitic lithoclasts (s.l.) up to 30-50 cm ø. Sorting is usually poor, though occasionally thin levels can show a marked uniformity in grain size. So, e. g., some small lenticular beds, almost depleted of fines with well-sorted clasts of approximately 10 mm ø, have been observed.

All the rocks studied under microscope are from the cone itself. Their most outstanding feature is the composition, mainly hyaline. They consist of juvenile clasts of microvesicular sideromelane with scarce microlites, subordinate clasts of tachylite with a higher degree of vesiculation and abundant microlites, fragmented phenocrysts and sideromelane strongly particulated. Sorting is very poor, except in the very fine-grained alternating levels where cross beddings and wavy structures have been recognized, en-

hanced by the fact that planes between laminae are outlined by a dark material.

Among scoreaceous a slight coarsening upwards is observed. Scoreaceous clasts are moderately rounded and some of them appear to be coated by a fine-grained film of agglutinated material; these are the so-called armoured lapilli.

The presence of finely vesiculated vitric material suggests that the explosion must have occurred at shallow depth. Interaction between magma and water should have taken place at a depth small enough to allow nucleating and dilatation of gases exsolved by the magmatic liquid. Vesicles of juvenile clasts are subrounded and many of them show clayey material coating their walls.

Within the fine-grained levels another sort of vesicularity is observed affecting the whole matrix. This supports the idea of an active fluidisation phase present at the time of transport and deposition of the material.

In thin sections, it was also possible to detect the presence of little amounts of non juvenile fragments, mainly consisting of basement coarse-grained clasts and granitic fragments.

The Arenal Volcano

The second occurrence of explosive volcanism recorded in the area is the Arenal Mt. or volcano. It is located at the western end of the basement foothills south of Lanín volcano, where Berbecho and Negro Mts. are the most conspicuous elevations (figure 3).

Deposits considered to be related to this cone have been recognized as far as 3 km east and southeastwards. An important outcrop was found along the Paimún north coast, northeastwards the Paimún district ranger's house.

Nowadays, the Arenal Vn. is quite far from the lacustrine basin or even from any minor affluent of the drainage net. We can reasonably suppose that the hydrologic conditions at the time of eruption were quite different.

Towards the west, the Arenal deposits are interrupted in the Blanco River valley, now filled by a big lava flow descending from Lanín Volcano. No pyroclastic materials were found over the flow, which lead us to consider it younger than the Arenal Vn. Before being filled

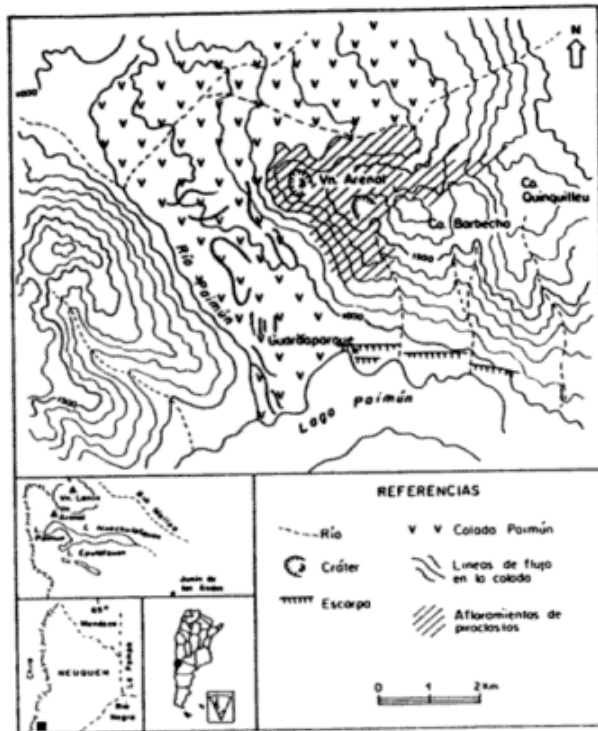


Figure 3: Outcropping deposits of El Arenal Volcano.

by lava, the river valley might have been a branch of the Paimún Lake, which could result in a suitable proximity of the Arenal Vn. to the lacustrine basin, so supporting its pyroclastic nature interpreted through the deposits.

The cone itself presents a non-typical profile and has a very low height/diameter ratio. Widespread outcrops with gentle topography were observed. Eolian erosion has grain-sorted the surficial horizon which seems to be formed by coarse ashes and lapilli.

The exposures are scarce and they are not easy to reach. Rough beds up to 1 m thick were observed, whereas the total thickness of the deposits in the vicinity of the cone can be estimated at least in 20 or 30 metres. Observed dippings are variable though they are always slight, probably due to their adaptation to previous topography. Structures are mainly of planar type.

Rocks are relatively massive and show fine-grained hyaloclasts, more or less pumice basaltic lapilli, ranging from 2 to 20 mm ϕ and granitic clasts reaching diameters up to 30 cm or longer.

In thin section, the highly massive and vitric character of these rocks is observed. Particles are clearly clastic showing an extreme degree of

fragmentation. No other structures are observed at microscopic scale.

Microvesiculation of juvenile fragments, though still observable, is not so noticeable as in the La Angostura cone. There are also accidental clasts mainly of oxidated volcanics with recrystallized matrix and microlites of plagioclase and mafics (ol,px). Monomineral phenocrysts of these same mafics are observed, as well as plagioclases in strong disequilibrium with the surrounding glass. There are also some country rock clasts with very coarse-grained textures and fragments of granitic minerals.

The explosion level seems to be here deeper than in the case of La Angostura cone, as shown by lesser vesiculation of juvenile clasts and a more conspicuous presence of basement fragments.

STROMBOLIAN VOLCANO STRUCTURE

Huanquihue Volcano

Different to the previously mentioned, this occurrence can be considered as originated by predominantly strombolian fall-type deposits (figure 2).

It is a pyroclastic cone, asymmetric, with steep slopes, which lies against rocks belonging to Aserret Formation. It consists of well-sorted, slightly vesicular black lapilli, ranging from 20 to 40 mm in diameter.

Within the crater rim, consolidated beds probably due to sintering phenomena and evidences of fumarolic activities with red, green and brownish colorations, were seen.

Three units were found associated to the cone: L, P and F.

L) Lavic

Regionally well known as "El Escorial", it is a basaltic aa-type lava flow (Risso, 1977) showing open feeding channels and a remarkable degree of preservation.

Morphology is almost untouched and the implantation of soil and plants is still at a very early stage, which in such a humid zone is a clear evidence of the youth of the occurrence. Even in the distal portion of the flow, just as it enters the

Epulafquen lake, the rocks keep their fresh and rough aspect.

It is a basaltic rock, of microporphyritic texture, with 20 % oriented phenocrysts and interstitial groundmass. Phenocrysts are of calcic-andesine type, with strongly resorbed outer zones and fresh centres. There are also small olivine crystals, showing the same phenomena. Plagioclase, olivine and pyroxenes were found within the groundmass, beside brownish glass and alteration products, as well as skeletal and other with square section opaque minerals.

This lava flow is interlayered between deposits originated in explosive events. Relationships with the other bodies were clearly observed in some sections cut by the small creek running along the eastern side of the lava flow.

P) Pyroclastic

Deposits related to this unit cover the great glacial cirque surrounding the volcano to the South, towards Portezuelo de Auquilco. They consist of two units, 80-100 cm thick:

-The lower unit, orange-brownish, strongly weathered, consists of highly vesiculated lapilli, up to 20-30 mm in diameter, alternating with the finer-grained pumice levels (2-3 mm ϕ).

-The upper unit shows material very similar to the one found in the cone itself. It is black, very well sorted and highly vesicular.

-The thickness of both units is very uniform. They coat the slopes according to their steepness nearly reaching the summits with no significant changes in thickness.

F) Fluvial

This impressive subhorizontal unit -due to erosion, reworking and deposition of the volcanic materials- 10 to 15 m thick, now cut by the creek running along the east side of the flow, is composed by lapilli and ashes. Structures are mainly plain parallel, but some current-indicator features such as wavy and cross bedding, paleochannels and clayey intercalations were also found.

CONCLUSIONS

Three volcanic edifices, morphologically non dependant on the Lanín Volcano, were

recognized in the Lanín National Park, near Paimún and Epulafquen lakes.

The three of them are conic forms. Two of them, Arenal and La Angostura Mts. have height/diameter ratios and morphologies that allow their classification as tuff rings (within the continuous succession ranging from maars to scoria-cones). On the other hand, the Huanquihue cone is mainly formed by lapilli of pyroclastic fall origin.

La Angostura cone and Arenal Vn., are or presumably were located near water tables.

The deposits of these two cones are formed by hyaloclastic materials with strong predominance of: a) microvacuolar sideromelane fragments with scarce microlites, sometimes minutely particulated, b) tachylite clasts with abundant microlites and c) clasts or minor fragments of granites from the basement, never reaching amounts over 10 per cent.

Structures are plane bedding from thin to rough type, with little wavy alternances observed (the scarcity probably due to the tangential angle of the outcrops).

Due to the fact that all the preceding features fit within a phreatomagmatic explosion model, it can be concluded that La Angostura and the Arenal have been built by explosive events originated in the interaction of magma and water. The depth at which this interaction took place seems to have been different for both edifices, as shown by the different amounts of basement materials and degree of vesiculation of hyaloclasts.

In all cases, the edifices are very young. No ice-modelled features were found, thus supporting a postglacial (Holocene or Recent) age for them.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors thank the Authorities of the National Parks Administration for both the au-

thorization to perform this study and the access to their cartographic documentation.

To Lic. G. Ambrosini and Lic. P. Sola for their helpful collaboration during the first part of the field-work and to Dr. E. Malagnino for his help in the aerophotographic interpretation work, especially in areas with complex glacial and lahatic features.

To A. González for the drawing of pictures and to R. Asta for the preparation of thin sections.

LIST OF REFERENCES

- ARAÑA-SAAVEDRA, V. & R. ORTIZ-RAMIS, 1984. *Volcanología*. Cons. Sup. Invest. Cient., 1-510, Madrid.
- BAUDRY, D. & G. CAMUS, 1970. *Les maars de la Chaîne des Puys (formations volcaniques du Massif Central Français)*. Bull. Soc. Geol. Fr., (7), 12 (2): 185-189, Paris.
- FISHER, R. V. & A. C. WATERS, 1969. *Bed Forms in Base-Surge Deposits: Lunar Implications*. Science, 165 (3900): 1349-1352, Washington D.C.
- _____ & _____, 1970. *Base surge bed forms in maar volcanoes*. Am. J. Sc., 268 (2): 157-180, Connecticut.
- _____ & H. V. SCHMINCKE, 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, 1-472, Amsterdam.
- GONZALEZ-DIAZ, E. F. & F. E. NULLO, 1980. *Cordillera Neuquina*. IIº Simp. Geol. Reg. Arg. II: 1099-1147. Acad. Nac. Cienc., Córdoba.
- HEIKEN, G. H., 1971. *Tuff rings: examples from the Fort Rock-Christmas Lake Valley Basin, south-central Oregon*. J. Geophys. Res., 76 (23): 5615-5626, Washington.
- _____, 1972. *Morphology and Petrography of Volcanic Ashes*. Geol. Soc. Am. Bull., 83: 1961-1988, Boulder.
- LORENZ, V., 1970. *Some aspects of the eruption mechanism of the Big Hole Maar, Central Oregon*. Geol. Soc. Am. Bull., 81 (6): 1823-1830, Boulder.
- LORENZ, V., 1973. *On the formation of maars*. Bull. Volc., 37 (2): 183-204.
- _____, 1984. *Explosive volcanism of the West Eifel Volcanic Field/Germany*. In: *Kimberlites and related rocks* (Ed. J. Komprobst). I: 299-307, Elsevier, Amsterdam.
- _____, 1985. *Maars and diatremes of phreatomagmatic origin: a review*. Trans. Geol. Soc. S. Afr., 88: 459-470, Transval.
- MAZZONI, M., 1986. *Procesos y depósitos piroclásticos*. Asoc. Geol. Arg., Ser. B, Didac. Compl., 14: 1-115, Buenos Aires.
- MOORE, J. G., 1967. *Base Surge in Recent Volcanic Eruptions*. Bull. Volc. 30 (2): 337-363.
- MULLER, G. & G. VEYL, 1956. *The bird of Nilahue, a new maar type volcano at Riñinahue, Chile*. XXº Congr. Geol. Intern. Mexico Sec., I (2): 375-396.
- OLLIER, C. D., 1967. *Maars. Their characteristics, varieties and definition*. Bull. Volc., 31: 45-73.
- RISSO, C., 1977. *El Escorial de Epulafquen*. Univ. Bs. As., Fac. Cs. Ex. y Nat., Trab. Fin. Lic., (inéd.), Buenos Aires.
- RITTMANN, A., 1963. *Les volcans et leur activité*. Masson & Cie, 1-461, Paris.
- TURNER, J. C. M., 1973. *Descripción geológica de la Hoja 37a-b, Junín de los Andes (provincia del Neuquén)*. Serv. Geol. Nac., Bol., 145, Buenos Aires.
- WATERS, A. C. & R. V. FISHER, 1971. *Base Surges and Their Deposits: Capelinhos and Taal Volcanoes*. J. Geophys. Res., 76 (23): 5596-5613, Washington.

HUGO CORBELLA
MARIA SUSANA ALONSO

CONICET - CIRGEO
R. de Velasco 847
1414 Buenos Aires
Argentina

SIERRA DE LOS CHACAYS, EXTRANDEAN PATAGONIA, CHUBUT, ARGENTINA: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ISOTOPIC RATIOS OF THE ALKALINE ROCKS AND AGE OF THE POTASSIC VOLCANICS OF Mt. PLAN-LUAN

Hugo Corbella and Mario Barbieri

RESUMEN

Se describen las distintas asociaciones litológicas aflorantes en la Sierra de los Chacays y se presentan 23 análisis isotópicos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Para las rocas básicas fueron halladas relaciones relativamente bajas. Rocas más diferenciadas, potásicas y ultrapotásicas, muestran valores más elevados, que alcanzan un máximo de 0.7063.

Pseudoisocronas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: Rb/Sr trazadas mediante el empleo de todos los valores obtenidos sugieren que las inhomogeneidades en el manto pueden haber sido provocada en dos distintos momentos: uno en un estadio relativamente temprano, probablemente precámbrico; y otro, más reciente que afectó un volumen restringido.

Cinco análisis de rocas potásicas del Cerro Plan-Luan, indican una relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70623$ y una edad de 19.3 ± 3 millones de años.

ABSTRACT

The different lithological associations of the Sierra de los Chacays are described and 23 isotopic analyses of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ are presented.

Relatively low initial ratios were found for the basic rocks. The more differentiated potassic and ultrapotassic rocks show higher values that reach a maximum of 0.7063.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: Rb/Sr pseudoisochrons drawn from all the values obtained suggest that the inhomogeneities in the mantle could have been provoked at two moments: during a quite early age, probably Precambrian, and in a more restricted volumetric scale more recently.

Five analyses of the potassic rocks of Mt. Plan-Luan indicate an initial ratio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70623$ and an age of 19.3 ± 3 million years.

INTRODUCTION

Sierra de los Chacays, 100 km long NE-SW, rises in North Central Extrandean Patagonia, 500 km from the Pacific Ocean. In this range of an essentially eruptive nature, the volcanics lie over continental sediments of the Chubut Group and Paleocene marine sediments of the Salamanca Formation.

The eruptive rocks include:

1) A volcanism of sodic alkaline nature constituted by an accumulation of trachytes and peralkaline trachytes, hawaiites and basalts of apparently the same nature as the magmatism already described in the neighbouring ranges of Apas, Telsen and Somuncura (Corbella 1979, 1982, 1984).

2) Numerous hypabyssal intrusions (dikes, sills, annular bodies and necks) of more or less differentiated gabbro alkaline composition, that intrude and, in some

cases, metamorphose the sediments of the Salamanca Formation.

3) Latitic volcanic effusions of potassic composition ($3 \text{ K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 1) that culminate in the volcanic cone Mt. Plan-Luan (1650 m above sea level) and small volcano pyroclastic bodies and dikes of ultrapotassic leucitic composition ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 3) and orenditic affinity.

These units are, in turn, covered by basalts whose effusive centres are visible towards the South.

ANALYSES

The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of twenty-three samples of total rocks from Sierra de los Chacays were obtained at the Geochemistry Institute of the Earth Sciences Department, University of Rome.

The XRF analyses for major elements and traces were done at CIRGEO (Research Centre for Geological Resources, Buenos Aires).

In table I, the results of the isotopic analyses and the concentrations of K, Rb and Sr are stated.

Rb/K RATIO

Rubidium is a trace element capable of replacing potassium in mica, leucite and potash feldspar, and less easily in amphiboles. In a differentiation phenomenon the rubidium tends to be enriched together with potassium.

In a logarithmic diagram Rb versus K, the samples with similar ratios are placed along lines at 45° . Trends which form horizontal dispersions are attributed to secondary alteration processes. Thus, particularly high or low ratios belong, without exception, to samples with signs of alteration (Barbieri *et al.*, 1968). Within these alteration phenomena the replacement of leucite by analcime (analcimization) produces an increase in the amount of rubidium, causing a dispersion to the right in the diagram.

The rubidium versus potassium ratio represented in logarithmic scale (figure 1) enables us to observe different ratios for all

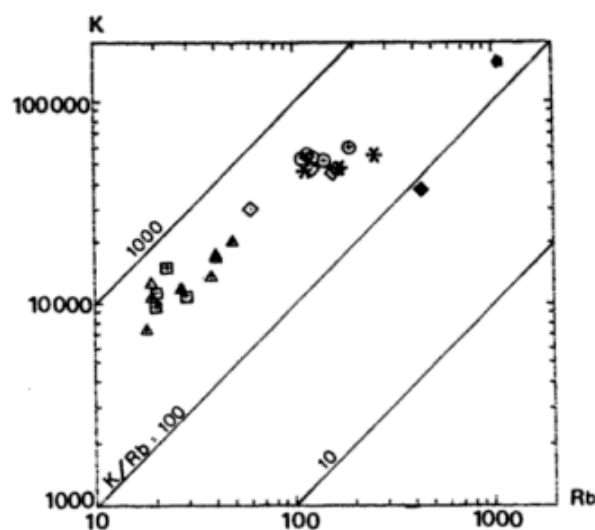


Figure 1: Logarithmic diagram showing K versus Rb for the Sierra de los Chacays rocks.

Symbols: squares = intrusive basanites; triangles = basaltoids; stars = orendites; circles = latites; diamonds = trachytes; black diamonds = peralkaline trachytes and comendites.

the analyzed values. The rocks with larger contents of rubidium belong to four different lithological species. They are sodic-potassic trachytic rocks, potassic latites, leucitic rocks and peralkaline comendites. Their horizontal alignment is attributed to a process of secondary substitution of leucite by analcime. The high Rb/K ratio observed in the comendite shown in the extreme right of figure 1, is probably due to a late phenomenon of alkaline metasomatism (sodic alkalization with aegerinization and silicification).

The behaviour of Rb with respect to the K/Rb ratio of all the rocks of Sierra de los Chacays analyzed may be seen in figure 2. The increase of rubidium is greater towards the lower K/Rb ratio. The peralkaline rocks are placed at the extreme of the differentiation alignment, while the ultrapotassic rocks occupy an intermediate position, almost coincident with the potassic latites.

Rb/Sr RATIO

In the presence of plagioclase, strontium replaces calcium and also replaces potas-

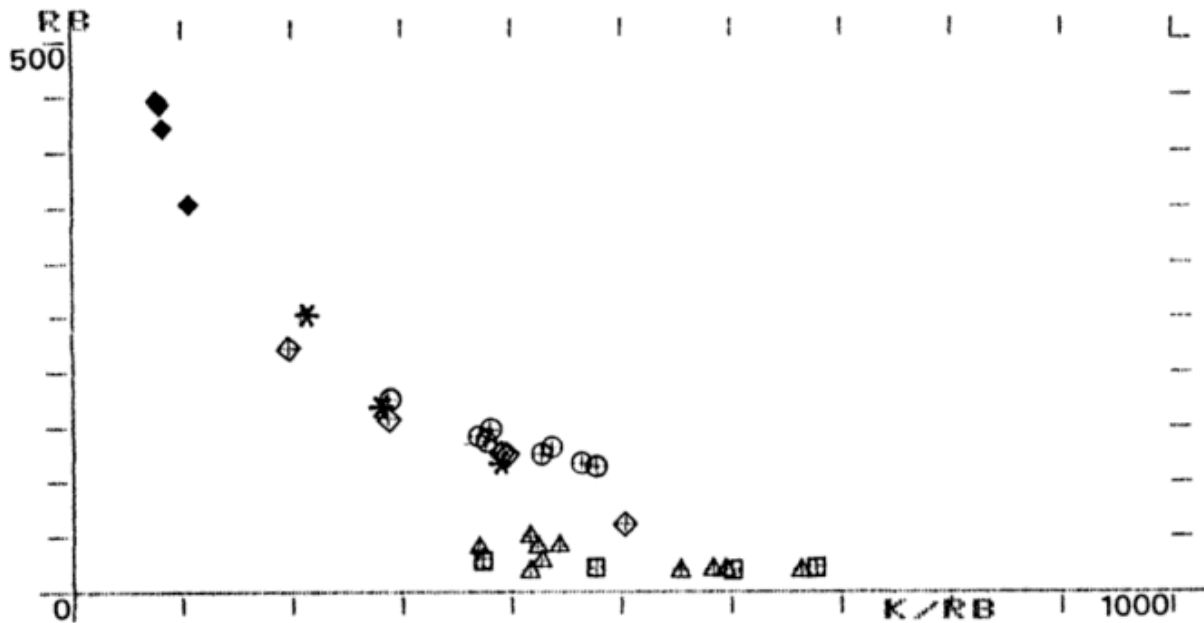


Figure 2: Logarithmic diagram showing Rb versus K/Rb ratios. Symbols as in figure 1.

sium in the potash feldspars (not in micas). In this way, during a differentiation process, the Sr decreases its concentration as a consequence of feldspar fractionation. Fractionation and differentiation generally cause a rise of the Rb/Sr ratio (Rock, 1976).

In the logarithmic diagram of figure 3, the Rb/Sr ratio varies among the Sierra de los Chacays lithological Complex over more than four orders of magnitude. The mafic lavas show a progressive increase in Rb with little variation in Sr. On the other hand, the silicic lavas are characterized by an increase of Rb accompanied by a progressive decrease of the Sr.

The sodic-potassic trachytes as well as the potassic latites are aligned along the same trend line. The peralkaline rocks are displaced towards higher values of Rb.

In figure 4 are depicted the Rb/Sr ratios versus MgO as fractionation index of all the samples analyzed. In this graph, the trachytic rocks show high Rb/Sr ratios, evidence of having undergone a long differentiation process. The basanites and the basalts, at the other extreme, show the lowest values of Rb/Sr.

The ultrapotassic rocks of the Sierra de los Chacays present Rb/Sr ratios only slightly superior to those of the basalts and

hawaiites analyzed. Owing to their high content of MgO (7%), Ni (130 ppm), Co (47 ppm) and low Rb/Sr ratio, it can be inferred that differentiation and fractionation have scarcely contributed in the derivation of these ultrapotassic rocks.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ISOTOPIC RATIOS

As can be seen in table I the basanites, among the analyzed samples, have the lowest $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (0.70336-0.70485), with values generally accepted for rocks coming from the upper mantle. Basaltic, hawaiitic and mugearitic volcanics show somewhat higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (0.7042-0.7048). The rocks of ultrapotassic composition show, as expected, high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (0.7058-0.7063). These values are comparable to the ones analyzed in ultrapotassic rocks of the African Western Rift, Leucite Hill and Navajo Province in the U.S.A. (Gupta & Yagi, 1980).

The differentiated sodic rocks display high values (0.70433-0.70578) as do the potassic latites that reach equivalent values (0.7062-0.70661).

The granulitic xenoliths (opx + cpx + pl + sp), presumably arising from the lower crust, do not present much

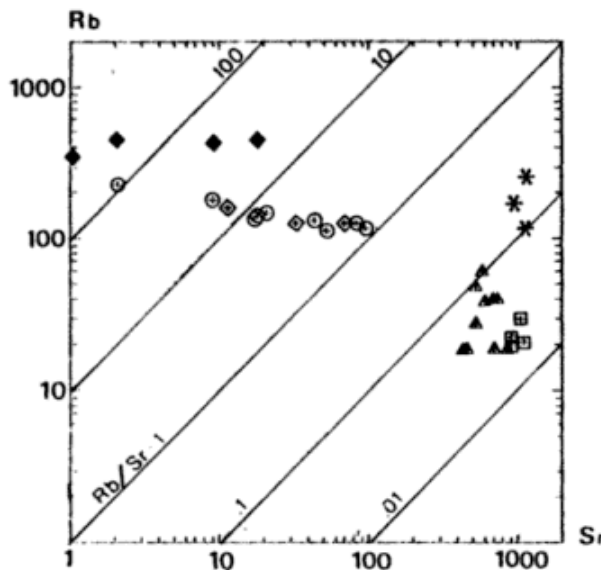


Figure 3: Logarithmic diagram showing Rb versus Sr. Symbols as in figure 1.

higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic values (0.7062-0.7063).

In figure 5 the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios versus Rb/Sr have been drawn in a semilogarithmic graph. The Rb/Sr ratio, taken as an evolutive index allow us to observe two trend lines clearly discernible. One is an ascending diagonal that contains basanites, basaltoids and ultrapotassics; the second, in nearly horizontal disposition, comprises ultrapotassics (?), latites, trachytes and more differentiated rocks.

Confronted by this diagram, as the differentiation phenomena do not produce changes in the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio, it is evident that these alkaline rocks are not produced by simple differentiation of basaltic magmas of oceanic type (Powell & Bell, 1974). Higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios can be due to contamination with radiogenic Sr of cortical rocks or to provenance from mantle zones with more elevated Rb/Sr ratios than the ones usually admitted for a non modified primordial mantle.

Contamination phenomena have been directly observed in the outcrops. Gneisses xenoliths and big feldspar crystals, presumably taken from the higher part of the magmatic duct, were found in basanites and basalts. This fact could partially explain

more elevated $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio values for these rocks.

On the other hand, the lavas and the ultrapotassic pyroclastites are bearers of a considerable proportion of granulitic xenoliths with pyroxenitic bands (opx + cpx) (Corbella, 1983). The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic ratios found in these xenoliths are equivalent to those of the ultrapotassic rocks and besides, their potassium concentrations are very low. For both these reasons these materials do not conform, in this case, to any mixture equation that can explain the high isotopic ratio and the ultrapotassic character.

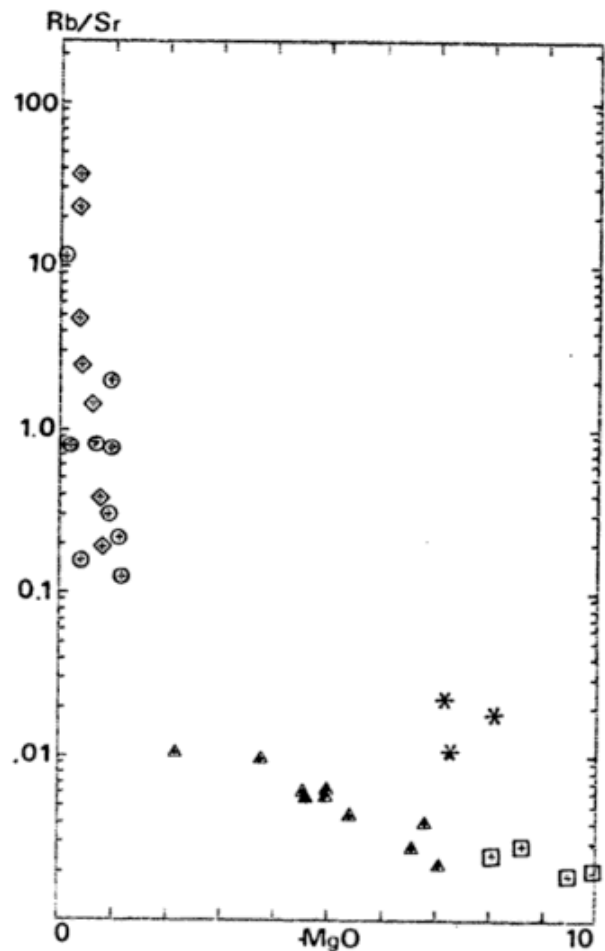


Figure 4: Semilogarithmic diagram showing Rb/Sr plotted against MgO. Rb, Sr and MgO values after Corbella 1987. Symbols as in figure 1.

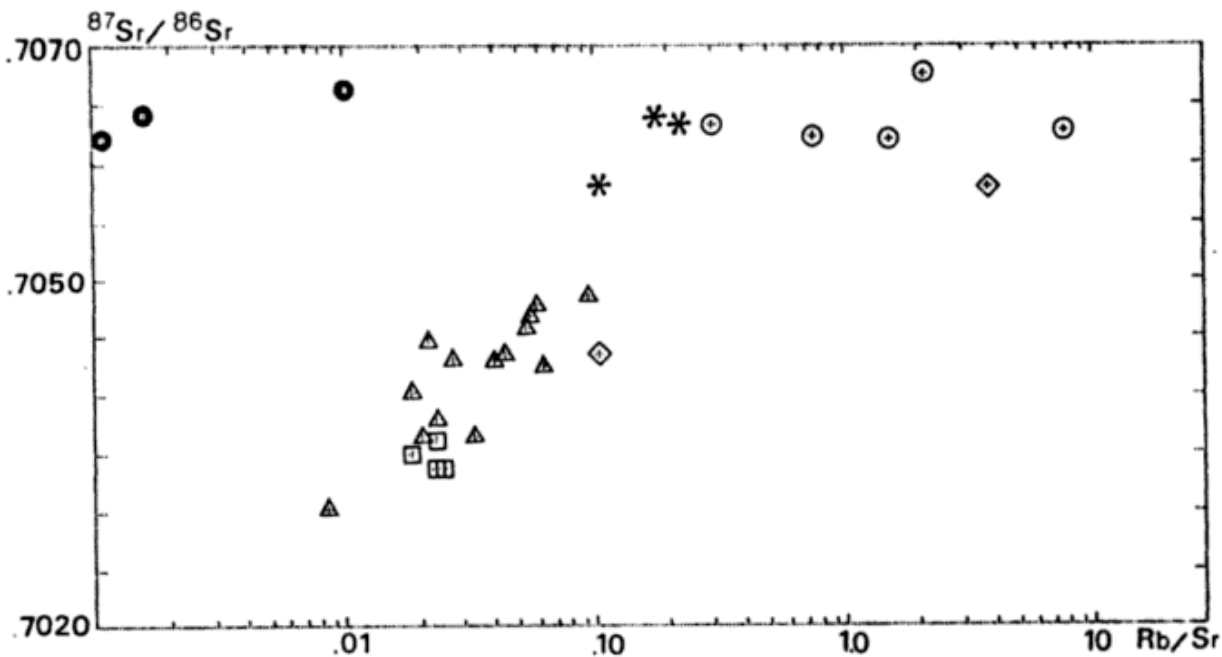


Figure 5: Semilogarithmic variation diagram of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus Rb/Sr ratios. Symbols as in figure 1; black circles = granulitic and pyroxenitic xenoliths in orendites; crosses = gabbros after Corbella & Barbieri, in preparation.

Metasomatism phenomena of the melts source mantle could have provoked the enrichment in incompatible elements (Bailey, 1982). Ultrapotassic rocks are at present considered as partial melting products of a strongly metasomatized mantle, enriched in potassium and other incompatible elements (Edgar *et al.*, 1976; Edgar & Arima, 1981; Roger *et al.*, 1982; Holm & Munksgaard, 1982; Arima & Edgar, 1983).

During the mantle's partial melting phenomena, the differences in the partition coefficient of the Rb and the Sr can cause the small melted fraction to be enriched in the Rb/Sr ratio, while, for the same cause, significant volumes of the mantle are impoverished in Rb/Sr (Hedge, 1978).

The volume of these melts is probably small and perhaps they cannot be ejected to the surface as lavas, but can concentrate and form volumes of mantle enriched in incompatible elements. Metasomatized mantle will produce magmas with higher Rb/Sr ratios and, if sufficient time has passed, will also have higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios.

The two trend lines observed in figure 5 can be tentatively considered as approximate average pseudoisochron lines. The first suggests that the inhomogeneities

of the mantle could have been produced during a quite early age, according to these first values presented, Precambrian. The horizontal line indicates that a new enrichment in Rb/Sr, probably in a more restricted volumetric scale, also occurred more recently.

THE AGE OF THE VOLCANISM

The volcanism of the Somuncura plateau according to $^{35}\text{K}/\text{Ar}$ isotopic determinations displays a period of activity between 11 and 43 million years, with a maximum activity between 33 and 25 million years (Upper Oligocene) for the basaltoids and the more differentiated rocks taken separately (Corbella, 1984).

Specifically for the Sierra de los Chacays we have five determinations whose details and references are summarized in table II. They give an account of basaltic and differentiated rocks of the sodic association effusions with ages between 37 and 25 million years.

Using the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios analyzed in this paper and thanks to the large spectrum of Rb/Sr ratios found, it was possible to date the potassic volcanics deposited over the sodic sequence.

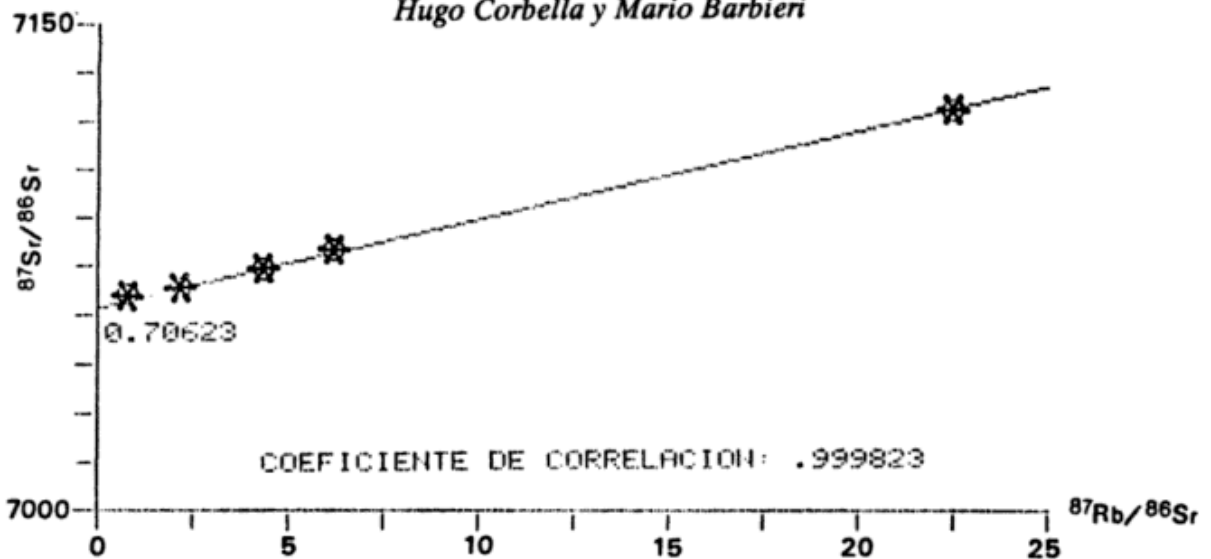


Figure 6: Diagram of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ isotopic ratios, measured in the potassic latites from Mt. Plan-Luan.

A regression line ($r = 0.9998$) drawn with the results of five analyses of potassic latites taken from Mt. Plan-Luan (figure 6) shows an initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio = 0.70623; this points to an age of 19.3 ± 3 million years corresponding to Lower Miocene.

CONCLUSIONS

The determination of the abundance of Rb and Sr and the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic ratios of twenty-three rocks from the Volcanic Complex Sierra de los Chacays let us observe the existence of species with different chemical and isotopic compositions.

The basanites show very low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (0.70336-0.70361); basalts, hawaiites and mugearites somewhat higher ratios (0.70429-0.70477); while the ultrapotassic rocks show much higher ratios (0.70582-0.70638). Among the more evolved rocks, the trachytes display high values (0.70433-0.70578) as do those of the potassic latites (0.70619-0.70675).

If the magmatic differentiation phenomena do not generate modifications of the isotopic ratios, and if we agree that materials that originated our less evolved rocks (mantle peridotites) have $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios between .703 and .705, we have to admit that other phenomena must have operated to reach the high ratios observed.

Two mechanisms, at least, are capable of provoking this enrichment: a) contamina-

tion by cortical materials rich in ^{87}Sr ; b) metasomatism of the source mantle.

The contents of potassium and other incompatible elements and the isotopic ratios of the numerous granulitic and pyroxenitic xenoliths that contaminate the ultrapotassic rocks, cannot explain the elevation of the isotopic ratios of these ultrapotassics by a mechanism of mixture.

If the former hypothesis is discarded, we can think of metasomatism phenomena of the source mantle with addition of K and Rb. The melts of this metasomatized mantle will have higher Rb/Sr ratios and, if sufficient time has passed, will also present higher isotopic ratios.

In the diagram $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios versus Rb/Sr we observe two alignments. One, an ascending diagonal that comprises basanites, basaltoids and ultrapotassics and the other, a nearly horizontal line where the more evolved rocks are disposed. Both lines can be considered as approximate average isochron lines. The first suggests that the mantle's inhomogeneities were introduced during the Precambrian. The horizontal line indicates that a new Rb/Sr enrichment could have occurred more recently.

A regression line drawn with five $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ determinations of latites shows an initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio = 0.70623. This indicates an age of 19.3 ± 3 million years (Lower Miocene) for the lavas of the conspicuous volcanic cone Mt. Plan-Luan, still scarcely carved by erosion.

Asociación Geológica Argentina

Table I

CH#	K (1)	Rb ppm	Sr ppm	K/Rb	Rb/Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr measured	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr initial(2)
Basanites								
270	1.15	019	0869	575	0.0219	0.06610	0.70338 ± 2	0.70336
256	1.09	029	1026	376	0.0283	0.13852	0.70366 ± 2	0.70361
252	0.95	020	1094	451	0.0183	0.05221	0.70351 ± 2	0.70349
456	1.50	022	0910	652	0.0242	0.07121	0.70339 ± 2	0.70337
Basalts to mugearites								
589	0.76	018	453	422	0.0397	0.11478	0.70433 ± 2	0.70429
422	1.67	039	709	418	0.0550	0.15863	0.70471 ± 2	0.70466
598	1.73	039	664	433	0.0587	0.16807	0.70483 ± 2	0.70477
581	1.15	027	504	427	0.0536	0.15148	0.70462 ± 2	0.70429
530	1.00	018	429	476	0.0420	0.12484	0.70439 ± 2	0.70435
167	2.00	048	511	416	0.0939			
459	1.26	019	878	663	0.0216			
209	1.05	018	676	553	0.0266			
356	1.37	037	602	370	0.0615			
Benmoreites to trachytes								
134	2.98	059	570	505	0.1035	0.29982	0.70444 ± 2	0.70433
215	4.86	123	033	395	3.7272	10.96595	0.70952 ± 3	0.70578
274	4.52	157	011	281	4.2727			
601	4.92	126	068	327	1.8529			
Peralkaline trachytes and comendites								
419	3.63	422	009	086	46.8888	647.0348	0.74045 ± 3	
276	3.46	447	002	077	223.5000			
424	3.60	441	018	082	24.5000			
610	3.83	351	001	109	351.0000			
K-latites								
121	5.34	125	082	427	1.5244	4.41313	0.70739 ± 2	0.70619
131	5.35	112	052	478	2.1538	6.23541	0.70793 ± 2	0.70675
163	5.19	140	018	371	7.7777	22.51675	0.71240 ± 3	0.70625.
364	5.39	116	152	465	0.7632	2.20935	0.70681 ± 2	0.70621
257	6.05	192	639	315	0.3000	0.86986	0.70654 ± 1	0.70631
136	5.14	136	017	378	8.0000			
466	5.61	128	043	438	2.9767			
467	5.59	147	020	380	7.3500			
146	5.00	174	009	287	19.3333			
247	4.42	222	002	200	111.0000			
Ultrapotassic rocks								
124	4.50	115	1108	391	0.1038	0.30047	0.70590 ± 2	0.70582
265	5.44	251	1120	217	0.2225	0.64419	0.70647 ± 2	0.70630
266	4.71	167	945	282	0.1767	0.51161	0.70652 ± 6	0.70638
Granulitic and pyroxenitic xenoliths								
296	0.20	001	909	2000	0.0016	0.00479	0.70642 ± 3	
267	0.13	001	604	1300	0.0011	0.00319	0.70620 ± 2	
309	0.03	001	040	300	0.0250	0.07238	0.70661 ± 2	

(1) ppm potassium/10000

(2) Initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr computed for volcanics other than potassic and ultrapotassic with an average age T = 30 M.Y. after Ar/K data (table II).

Table II

Lithology	site	age*	citation
eruptive	Co. de Piedra, E of Co. Cayuqueo, South of Gan-Gan to Telsen road.	25 ± 5	Linares (1977) Nakayama (oral com.)
basandesite	3km to the SW of Casa Rosa, SE of El Chacay.	25 ± 2	Linares (1981)
basalt	Near Ea. Teghin Puig (at present, Ea. Viuda Gomez de Pius).	27 ± 1	Linares (1977) Nakayama (oral com.)
eruptive	South of Gan-Gan to Telsen road, near Ea. Abdala (ex Quiroga) (at present Ea. Mallín Grande?).	28 ± 5	Linares (1977)
trachyte	Extreme North of the Sierra de los Chacays.	37 ± 2	Linares (1981)

* age in millions years before present.

LIST OF REFERENCES

- ARIMA, M. & A. D. EDGAR, 1983. *High pressure experimental studies on a Kamafugitic and their bearing on the genesis of some Potassium-rich magmas of the west branch of the African Rift*. J. Petrol., 24: 166-187, London.
- BAILEY, D. K., 1982. *Mantle metasomatism-continuing chemical change within the Earth*. Nature 296 (5857): 525-530, London.
- BARBIERI, M., M. FORNASERI & A. PENTA, 1986. *Rubidio e Potasio nelle vulcaniti dei Colli Albani, di Vico e del Cimino*. Period. Mineral., 37 (1): 243-298.
- CORBELLA, H., 1979. *Sierra de Apas, un caso de volcanismo peralcalino en el macizo norpatagónico, provincias de Chubut y Río Negro, Argentina*. IV° Congr. Latinoamer. Geol., Port of Spain, Trinidad & Tobago, 1-42.
- _____, 1982a. *Complejo volcánico alcalino Sierra Negra de Telsen, Patagonia extrandina, Argentina*. V° Congr. Latinoamer. Geol., Actas, II: 225-238, Buenos Aires.
- _____, 1982b. *Quimismo del complejo volcánico alcalino sierra negra de Telsen, Patagonia extrandina Norte, Argentina*. Asoc. Arg. Min. Petrol. Sedim., Rev., 13 (1-2): 29-38, Buenos Aires.
- _____, 1983. *Hallazgo de rocas leucíticas perpotásicas en la Sierra de los Chacays, Patagonia extrandina norte, provincia de Chubut*. Asoc. Arg. Min. Petr. Sed., Rev., 14 (3-4): 88-96, Buenos Aires.
- _____, 1984. *El vulcanismo de la Altiplanicie del Somuncura*. IX° Congr. Geol. Arg., Relat., I (10): 267-300, Buenos Aires.
- _____, 1988. *Sierra de los Chacays, Extrandean Patagonia, Chubut, Argentina: about the chemistry of the alkaline Complex and its potassic and ultrapotassic rocks*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XLIII (3-4), Buenos Aires.
- EDGAR, A. D., D. H. GREEN & W. O. HIBBERSON, 1976. *Experimental petrology of highly potassic magma*. J. Petrol., 17: 339-356, London.
- EDGAR, A. D. & M. ARIMA, 1981. *Geochemistry of three potassium-rich ultrabasic lavas from the west branch of the african rift: inferences of their genesis*. N. Jb. Miner. Mh., 12: 539-552.
- GUPTA, A. K. & K. YAGI, 1980. *Petrology and Genesis of Leucite-Bearing Rocks*. Springer Verlag, 1-252, Berlin.
- HEDGE, C. E., 1978. *Strontium isotopes in basalts from the Pacific ocean basin*. Earth Planet. Sc. Lett., 38 (1): 88-94, Amsterdam.
- HOLM, P. M. & N. C. MUNKSGAARD, 1982. *Evidence of mantle metasomatism: an oxygen and strontium isotope study of the Vulsinian district*. Earth Planet. Sc. Lett., 60: 376-388, Amsterdam.
- LINARES, E., 1977. *Catálogo de edades radimétricas determinadas para la República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Publ. Esp., B (4): 1-38, Buenos Aires.
- _____, 1981. *Catálogo de edades radimétricas determinadas para la República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Publ. Esp., B (10): 1-63, Buenos Aires.
- POWELL, J. L. & K. BELL, 1974. *Isotopic composition of strontium in alkalic rocks*. In *The Alkaline Rocks*. (H. Sorensen, Ed.): 412-421, John Wiley & Sons, London.
- ROCK, N. M., 1976. *The comparative Sr isotopic composition of alkaline rocks*. Contr. Min. Petrol., 56: 205-228, Amsterdam.
- ROGER, N. W., S. W. BACHINSKY, P. ANDERSON & S. I. PARRY, 1982. *Origin of Potash-rich lamprophyres: trace elements data from Arizona minettes*. Earth Planet. Sc. Lett., 57: 305-312, Amsterdam.

HUGO CORBELLA
CONICET-CIRGEO

MARIO BARBIERI
Universita di Roma "La Sapienza"

VOLCANITAS ALCALINAS DE LA FORMACION PUNCOVISCANA EN EL AREA CERRO ALTO DE MINAS, DEPARTAMENTO DE TILCARA, JUJUY

Waldo Chayle y Beatriz Coira

RESUMEN

Se describen mantos de volcánitas de significativa importancia intercaladas rítmicamente con metawackes y metapelitas de la Formación Puncoviscana (Precámbrico superior-Cámbrico inferior). Sobre bases petrográficas y químicas (elementos mayoritarios) han sido reconocidos basaltos alcalinos, rocas básicas fóidicas del grupo de las basanitas y lacitas.

El carácter alcalino de esta asociación volcánica, de tipo potásico-sódico medio, sugiere su posible vinculación a ambientes, ya sea de fondos oceánicos, islas oceánicas o a rifting en márgenes continentales.

ABSTRACT

Conspicuous lava flows rhythmically interlayered with metawackes and metapelites of Puncoviscana Formation (Late Precambrian-Early Cambrian) are described. On petrographic and chemical (major elements) bases, alkaline basalts, basanites and lacites have been recognized. The alkaline character of these associations, of midly potassic and sodic type, suggest a possible setting in ocean floor or oceanic islands environments or their connection to rifting in continental margins.

INTRODUCCION

Es motivo de este trabajo, dar a conocer la presencia de niveles volcánicos intercalados en secuencias psamítico-pelíticas asignables a la Formación Puncoviscana (Precámbrico superior-Cámbrico inferior).

El área de estudio pertenece al ambiente de Cordillera Oriental, se halla ubicada en las nacientes de la quebrada de Queta Cara (23°25' lat S. y 65°26' long. O), afluente occidental del Río Grande, aproximadamente en el paralelo de la localidad de Huacalera.

Hasta el momento existía una única mención de magmatismo asociado a la sedimentación de la Formación Puncoviscana, en el sector de Coraya (Departamento de Humahuaca), adonde Turner y Salfity (1977), describieron diques de rocas básicas a los que asignaron al Precámbrico, con reservas. Posteriormente Toselli y Aceñolaza (1984) reconocieron, en dicho sector, cuerpos tabulares de

basaltos olivínicos y en menor proporción piroxénicos interestratificados con pelitas de la Formación Puncoviscana s.l.; a los que consideraron representantes de un evento eruptivo desarrollado simultáneamente con la sedimentación de dicha Formación. Probablemente esas rocas sean correlacionables con las del presente trabajo.

Con el objeto de analizar detalladamente la participación magmática, dentro de la secuencia leptometamórfica asignable a la Formación Puncoviscana en el área, se realizó un perfil transversal a la estructura a lo largo de la lomada de rumbo noreste-suroeste que se extiende al noroeste de la quebrada del Muñal, a partir de su desembocadura en la quebrada de Queta Cara.

GEOLOGIA DEL AREA

Las rocas más antiguas del área corresponden a un conjunto de wackes y pelitas de

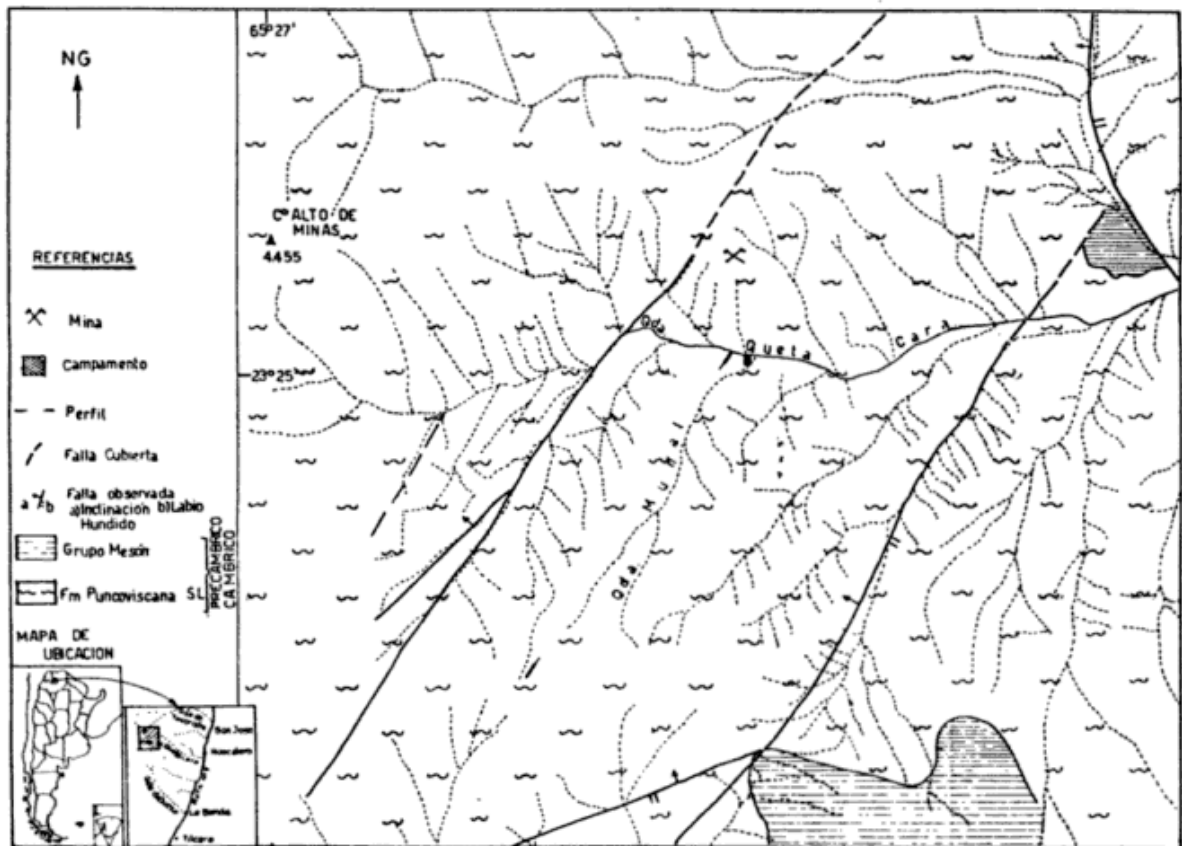


Figura 1: Geología del área. Alto de Minas

tonalidades verdosas oscuras, grisáceas a negras, alternantes con mantos de volcanitas asignables a la Formación Puncoviscana. Son cubiertas en discordancia por un conjunto de cuarcitas y areniscas cuarzosas rosadas, blanquecinas a moradas conteniendo *skolithus*, pertenecientes al Grupo Mesón (Cámbrico) (figura 1).

Depósitos aluviales, coluviales y cluviales cuartáricos completan el cuadro estratigráfico del área.

Fracturación inversa de rumbo noreste-suroeste y nornoroeste-sursureste controla estructuralmente la zona.

La Formación Puncoviscana aflorante, está caracterizada por su bajo grado metamórfico. Representa una secuencia turbidítica, como ya ha sido descrito para otros sectores, por Oмарini y Baldi (1984) y Durand y Spalletti (1986). Las litologías dominantes, wackes y pelitas, son comparables con las descritas por Durand y Spalletti (*op. cit.*) en la zona de Corralito, como la base de la secuencia que infrayace a las dia-

mictitas y ortoconglomerados de la Formación Corralito.

En la sección de estudio, quebrada de Muñal, se suceden bancos de metawackes psamíticas-limolíticas, lajosos a laminadas, de 10 a 15 cm de espesor, alternantes con niveles de metapelitas de espesor equivalente, los que en la sección media a superior se intercalan en totales de hasta 2 m.

Las tonalidades del conjunto varían entre gris oscuro a negro y morado a pardo-rojizo. Dentro de esta sucesión se intercalan frecuentes niveles de volcanitas predominantemente básicas con escasos representantes mesosilíceos.

VOLCANITAS DE LA QUEBRADA DEL MUÑAL

Constituyen finos mantos (0,30-1,00 m de espesor) de lavas basálticas usualmente melanocráticas, así como niveles de rocas básicas foidíferas (basanitas) y mantos de lacitas alternantes rítmicamente con leptosedimentitas.

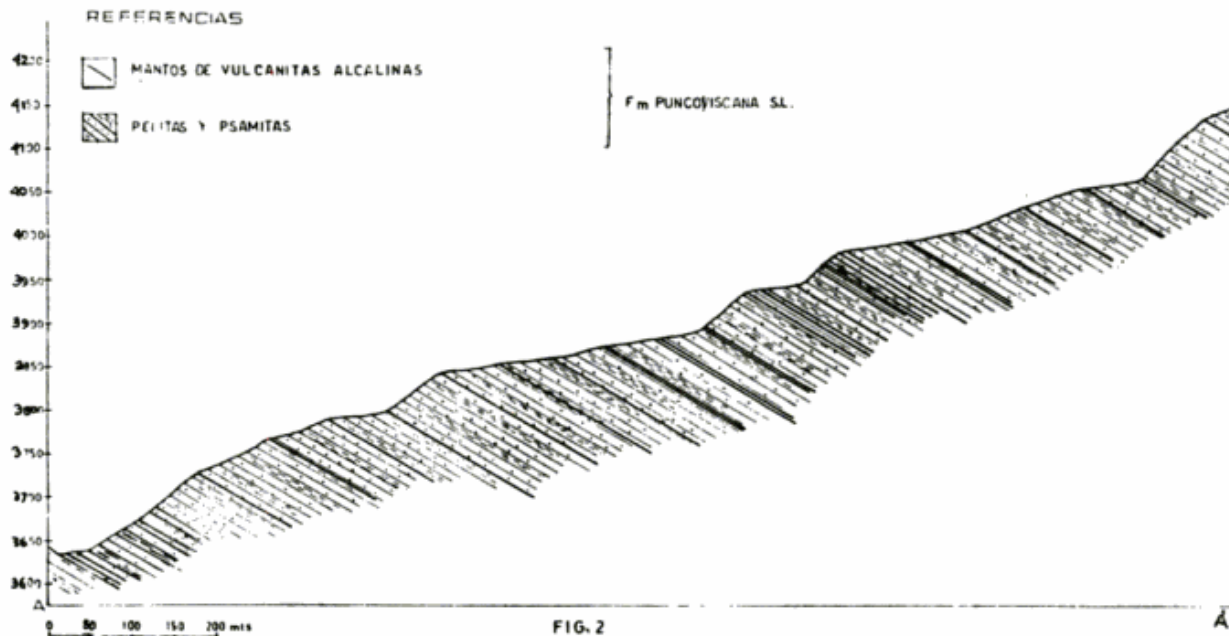


Figura 2: Perfil geológico nordeste-suroeste del área de estudio.

En la base del perfil las volcanitas se presentan separadas por paquetes de leptosedimentos con 35 a 70 m de potencia. En la sección media a superior aumenta la presencia de los niveles lávicos, los que se intercalan cada 1,5 a 10 m, con cierta ritmicidad (figura 2).

Los niveles básicos a ligeramente ultrabásicos, se presentan con escasas potencias, excepcionalmente alcanzan 3 m. Son gris verdosos a grises negruzcos, presentan texturas porfíricas finas en la que los fenocristales (2-10 % y excepcionalmente 25 % del total) se distribuyen en una pasta de grano fino a afanítica, seriados en tamaño hacia ésta y de contornos parcialmente desdibujados por la alteración y remarcados por minerales opacos. Son generalmente vesiculares, especialmente hacia el techo de los flujos. Las vesículas subovales, de contornos algo irregulares (2 mm-1cm de diámetro), blanquecinas están constituidas por agregados de carbonatos, albita y analcima.

Algunos niveles suelen tener carácter bre-

choso, en ellos los clastos son de naturaleza semejante a la mesostasis que los contiene.

Predominan dentro de este grupo, los basaltos melanocráticos y basanitas, caracterizados por la participación de plagioclasa (An 52-56) e índices de color modales que oscilan entre 50-75.

Los basaltos melanocráticos presentan fenocristales de augita subcálcica ($2V = 50^\circ - 60^\circ (+) Z^{\wedge}C = 34^\circ - 40^\circ$) zonal, olivina intensamente sustituida por carbonato, talco, bowlingita y labradorita. Sus pastas carentes de olivina, están integradas por prismas subhedrales de augita subcálcica, tablillas de plagioclasa reemplazadas por clorita y/o carbonatos-minerales opacos, prismas de hornblenda y biotita pardo-verdosa. Intersticialmente suelen presentar albita (2-10%) límpida a la que se asocian abundantes agujas de apatita. Sus amígdalas se encuentran rellenas con albita, calcita-albita y/o sodalita.

Basaltos con afinidades alcalinas tienen menor representación. Son pobremente por-

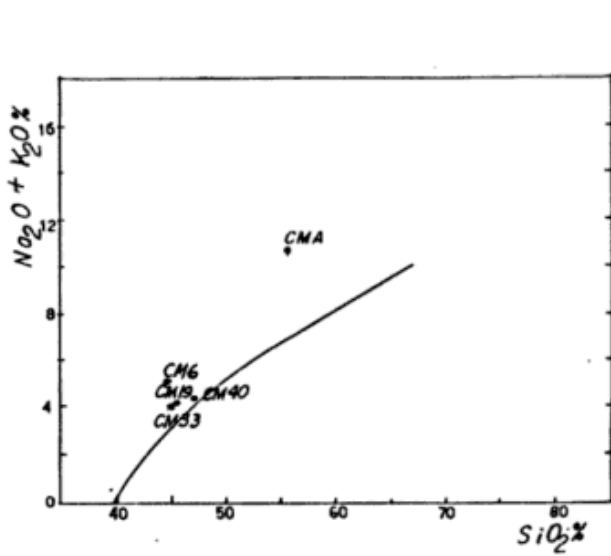


Figura 4: Distinción campo alcalino/subalcalino segun Irvine y Baragar (1970)

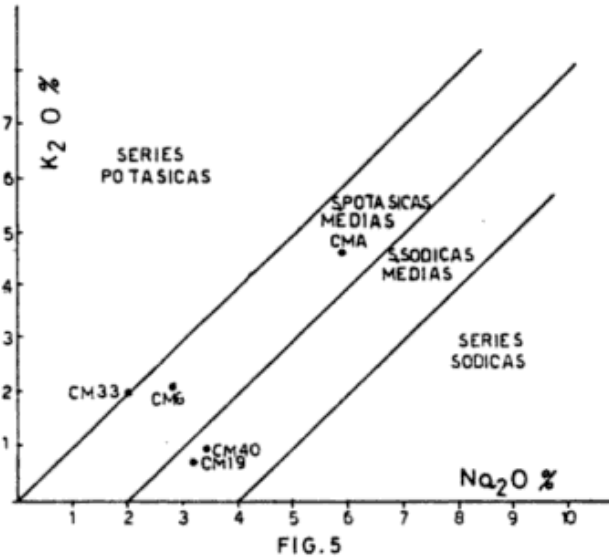


Figura 5: Diagrama discriminatorio series potásicas-sódicas

Cuadro I

	CM 40 Basalto melano- crático	CM 19 Basalto	CM 6 Basanita	CM 33 Basanita	CM ALTO Lacita
SiO ₂	48,12	45,65	44,49	44,82	56,43
TiO ₂	1,57	2,65	3,17	2,93	1,23
Al ₂ O ₃	16,80	13,86	11,23	12,30	20,36
FeO	11,74	11,79	10,48	10,97	6,04
MnO	0,20	0,24	0,19	0,17	0,10
MgO	6,66	9,60	11,39	11,96	1,99
CaO	10,45	12,12	14,09	12,85	3,33
Na ₂ O	3,45	3,23	2,87	1,95	5,84
K ₂ O	0,95	0,78	2,01	2,05	4,68
Cr ₂ O ₃	0,06	0,10	0,08	0,01	0,0

Análisis realizados en vidrios obtenidos a partir de polvo de las muestras mediante microsonda electrónica JEOL 733 de la Universidad de Cornell.

de ellos basaltos alcalinos, rocas básicas foidicas del grupo de las basanitas y lacitas, como puede apreciarse a través del diagrama discriminatorio TAS (Le Maitre 1984) (figura 3). Ellas muestran afinidades alcalinas a través de sus características petrográficas, así como por la presencia de nefelina y leucita normativa en las basanitas y nefelina en los basaltos y lacitas.

Las relaciones Na₂O + K₂O versus SiO₂ de las volcanitas más representativas de la secuencia, denotan su clara ubicación en el campo de las suites alcalinas (figura 4). Ellas ocupan, considerando sus relaciones K₂O/Na₂O, una

posición intermedia entre las series potásicas y sódicas (figura 5). En base a las características petrográficas y químicas (elementos mayoritarios) expuestas, pueden ser asignadas a ambientes ya sea de fondos oceánicos, islas oceánicas, o vinculadas a procesos de rifting en márgenes continentales. Por otra parte, las secuencias turbidíticas, a las que se vinculan indicarían una evolución asociada a talud continental.

A fin de precisar modelos evolutivos para el Ciclo Pampeano, se hace necesario intensificar la investigación de secuencias correlacionables,

contando para tal fin con el apoyo de análisis geoquímicos de elementos traza y determinaciones isotópicas en el caso de las volcanitas, así como con estudios de facies sedimentarias, análisis de paleocorrientes y estudios bioestratigráficos, los que en su conjunto servirán de fundamento a reconstrucciones paleogeográficas y geotectónicas para esa época.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- DURAND, F. R. y L. SPALLETI, 1986. *Las facies turbidíticas del Precámbrico superior-Cámbrico inferior en la zona de Corralito, provincia de Salta*. Iº Reun. Arg. Sediment., 6-10-86: 113-115, Res. exp., La Plata.
- IRVINE, T. N. y W. R. A. BARAGAR, 1971. *The guide to the chemical classification of common volcanic rocks*. Canadian Jour. Earths Sc., 8: 532.
- LE MAITRE, R. W., 1984. *A proposal by the IUGS Subcommission on the sistematics of igneous rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram*. Australian Journ. of Earth Sc., 31: 243-255.
- OMARINI, R. y B. A. BALDIS, 1984. *Sedimentología y mecanismos deposicionales de la Formación Puncoviscana (Grupo Lerma) Precámbrico-Cámbrico del noroeste argentino*. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, I: 384-398.
- TOSELLI, A. J. y F. G. ACEÑOLAZA, 1984. *Presencia de eruptivas basálticas en afloramientos de la Formación Puncoviscana en Coraya, departamento Humahuaca, Jujuy*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXIX (1-2): 158-159, Buenos Aires.
- TURNER, J. C. M. y J. SALFITTY, 1977. *Perfil geológico Humahuaca-Pueblo Abra Laite (Jujuy), República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXI (2): 111-121, Buenos Aires.

WALDO CHAYLE

Universidad Nacional de Jujuy

BEATRIZ COIRA

Universidad Nacional de Jujuy

CONICET

APPLICATIONS OF THE LANDSAT THEMATIC MAPPER TO PROBLEMS OF ANDEAN VOLCANOLOGY: THE SEPTEMBER 16th ERUPTION OF LASCAR VOLCANO, NORTH CHILE

P. W. Francis and D. A. Rothery

RESUMEN

Una anomalía térmica pronunciada fue detectada sobre el Volcán Lascar, norte de Chile, sobre imágenes en dos bandas espectrales del Landsat TM. tomadas en marzo de 1985 y julio de 1985. Una erupción que tuvo lugar en el Volcán Lascar el 16 de septiembre de 1986 puso nuestra atención sobre el volcán.

Imágenes posterupción mostraron mayores cambios en las anomalías térmicas, que fueron debilitadas y divididas en diferentes cursos. Investigaciones de campo confirman que el poder de la erupción explosiva, tuvo lugar el 16 de septiembre, produciendo una columna de cenizas de 15 km y fue detectada en imágenes del GOES, 2 horas después de la erupción.

Terrazas observadas en el cráter activo indican la existencia de un lago de lava en un tiempo previo. Fumarolas activas fueron observadas en el cráter y corresponden a los sitios de focos térmicos en las imágenes TM. Es posible que el evento del 16 de septiembre haya sido el más poderoso evento freático que fragmentó y afectó las rocas del lago de lavas. Consideraciones detalladas de los datos de los sensores remotos sugieren que la anomalía original puede ser pequeña, ocurriendo en áreas calientes que ocupan solamente 0.002-0.004 de un pixel (aproximadamente 2-4 m²) pero menos calientes, con temperaturas en un rango de 850-1000°C.

No es posible determinar si la anomalía original fue debida a las lavas calientes o a las fumarolas, solamente en base a los datos de los Sensores Remotos.

ABSTRACT

A pronounced thermal anomaly was detected on Lascar volcano, north Chile, in two spectral bands of Landsat Thematic Mapper images acquired in March 1985 and July 1985. The anomaly was initially interpreted as being due to a persistent lava lake in the summit region. Reports of an eruption taking place at Lascar on September 16, 1986 focussed further attention on Lascar. Post-eruption images showed major changes to the thermal anomaly, which was weaker and divided into several distinct sources. Field investigations confirmed that a powerful explosive eruption took place on September 16, which produced an ash column which reached 15 km and was detectable on GOES images for two hours after the eruption. Terraces observed within the active crater indicate the existence of a lava lake at some previous time. Active fumaroles were observed in the crater which may correspond with the sites of thermal foci on TM images. It is possible that the September 16 event was a powerful phreatic event which fragmented and ejected the rocks of the lava lake. Detailed consideration of the remote sensed data suggest that the original anomaly may have been quite small, occurring in hot areas occupying only 0.002-0.004 of a pixel, (about 2-4 m²), but rather hot, with temperatures in the range 850-1000°C. It is not possible to determine whether the original anomaly was due to hot lava or fumaroles on the basis of remote sensed data alone.

INTRODUCTION

Lascar is a 5154 m high composite volcano located on the crest of the Andean volcanic arc south east of the village of Toconao (Lat.

23°22'S, Long. 67°44'W, figure 1). The volcano has long been known to be active, and is characterised by persistent fume emissions and by occasional large plumes of visible white vapour, but no significant eruptions have been recorded

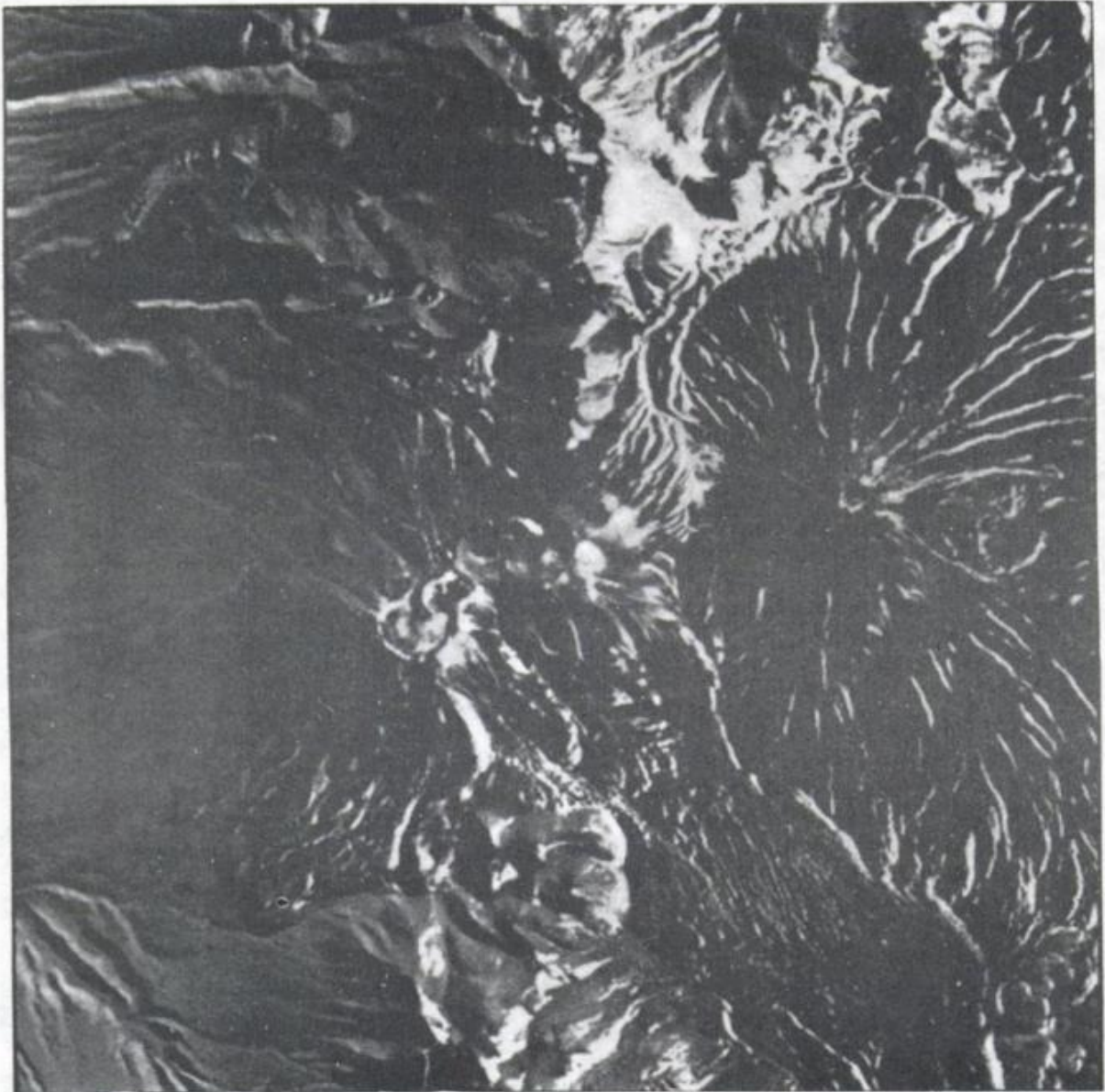


Figure 1: Lascar Thematic Mapper image (band 7) of Lascar volcano, north Chile, acquired July 21, 1985. Active crater is at center of nested crater chain; thermal anomaly is observed in this photographic product as small white spot at center. Prominent lava flow north west of Lascar is thought by Casertano and Barozzi (1971) to have erupted in 19th century. Image is 512x512 pixels; 15 km square, prepared by picewise contrast enhancement. Volcano on right of image is Cerro Aguas Calientes, inactive.

in historic times (Casertano, 1963). Its summit area consists of an elongate series of six overlapping craters, trending roughly north-east. The active crater is located near the centre of the series and is about 800 m in diameter and 150 m deep. Large young lava flows are prominent on the flanks of the volcano. The most prominent of these extends 6 km down the northern flanks of the volcano to within a few kilometers of Talabre village. Casertano and Barozzi who made a detailed study of the vol-

cano considered that this flow may have been erupted as recently as the 19th century (Casertano and Barozzi, 1961). Although the volcano is over 5,000 m high, it does not have a permanent ice cover. Snow fields in the summit region are common, however, and may persist for months.

Many other volcanoes in the central Andes are morphologically youthful and have prominent fumarolic activity (Casertano, 1963). Lascar was drawn to our particular attention during

a Landsat Thematic Mapper study of the entire Central Andean province because it alone exhibited striking evidence of high temperature magmatic activity (Francis and McAllister, 1986). The first Landsat satellite equipped with multispectral scanning sensors (MSS) was launched in 1972; Landsat 5, carrying the improved Thematic Mapper (TM) system was launched March 1, 1985. The satellite orbits at an altitude of 705 km, and gives repeat coverage of an individual area once every 16 days at about 09,45 am local time. Each scene acquired is about 185 km wide. The TM is equipped with sensors working in seven spectral bands; bands 1-3 in the visible (0,45-0,69 microns); band 4 in the photographic infra-red (0,76-0,90 microns); bands 5 and 7 in the short wavelength infra-red (1,55-1,75 and 2,08-2,35 microns) and band 6 in the thermal red (10,4-12,5 microns). The first six have pixel sizes of 30 x 30 m; the thermal band has a pixel size of 120 x 120 m.

For volcanological applications, the critical aspect of the TM is that emitted thermal radiation can be detected not only in the thermal band (band 6) but also in the shorter wavelength TM bands (bands 7, 5 and 4). A sufficiently large red hot area would, of course be detected even in the visible bands (figure 2).

Working with TM scenes acquired in March and July 1985, we observed a thermal anomaly in Lascar that was hot enough to saturate the thermal infra-red sensor (band 6), and to form a conspicuous anomaly in bands 5 and 7, but not in band 4. We concluded that the pixel-integrated temperature of the anomaly was in the region of 400°C, and argued from the persistence of the anomaly that it was most likely due to a small lava lake less than 100 m in diameter in the summit crater (figure 3). The physical background to this work is discussed by Francis and Rothery (1987) and Rothery *et al.* (in press).

The 1986 eruption

While the work described above was being concluded, brief reports were received of an ashfall taking place on the morning of September 16, 1986 at Salta, Argentina (Viramonte, 1986). The ash was described as being of hyper-

sthene andesite composition, and attributed to an eruption having taken place 350 km upwind at Lascar volcano, but no other information was available. Enquiries in Chile initially revealed no records of an eruption taking place on that date. TM scenes were acquired on October 27, 1986 and November 12, 1986 to determine if significant changes had taken place in the volcano. Whereas the thermal anomaly had previously been a single, roughly circular, shape, the first post-eruption image showed a more complicated shape, with three small hot foci separated by about 50 m visible on the Band 7 image, and two (the hottest) anomalies visible on the Band 5 image. The hottest anomaly overall was located on the north-eastern wall of the pit crater (figure 4). The maximum pixel-integrated temperatures were similar to those of the 1985 images, but were recorded on only one or two pixels. In view of the evidence of an eruption from Argentina and of the striking changes in the post-September TM images it was decided to make field investigations of Lascar in January 1987.

1987 Field Studies

Information on the 1986 eruption was obtained from three sources: an aircraft overflight of the volcano; field observations on its flanks, and eye witness accounts. Valuable eyewitness accounts were obtained from geologists of the MINSAL enterprise working on evaporite deposits on the Salar de Atacama, headquartered at Toconao village, 32 km from the volcano. They confirmed that a powerful explosive eruption had taken place on 16 September, and added that smaller eruptions had taken place on 14 and 15 September (Francis *et al.*, 1987).

The major event of 16 September commenced with a violent detonation at 7,30 a.m. sufficiently loud to waken sleepers 30 km distant. A brownish tinged slug of dust and ash was propelled vertically upwards and rapidly developed an expanding cauliflower texture. This subsequently evolved into a mushroom shape, with a long plume extending downwind. Within the space of thirty minutes, the eruption cloud had decayed away, and there has been no trace of major explosive activity since. The descrip-

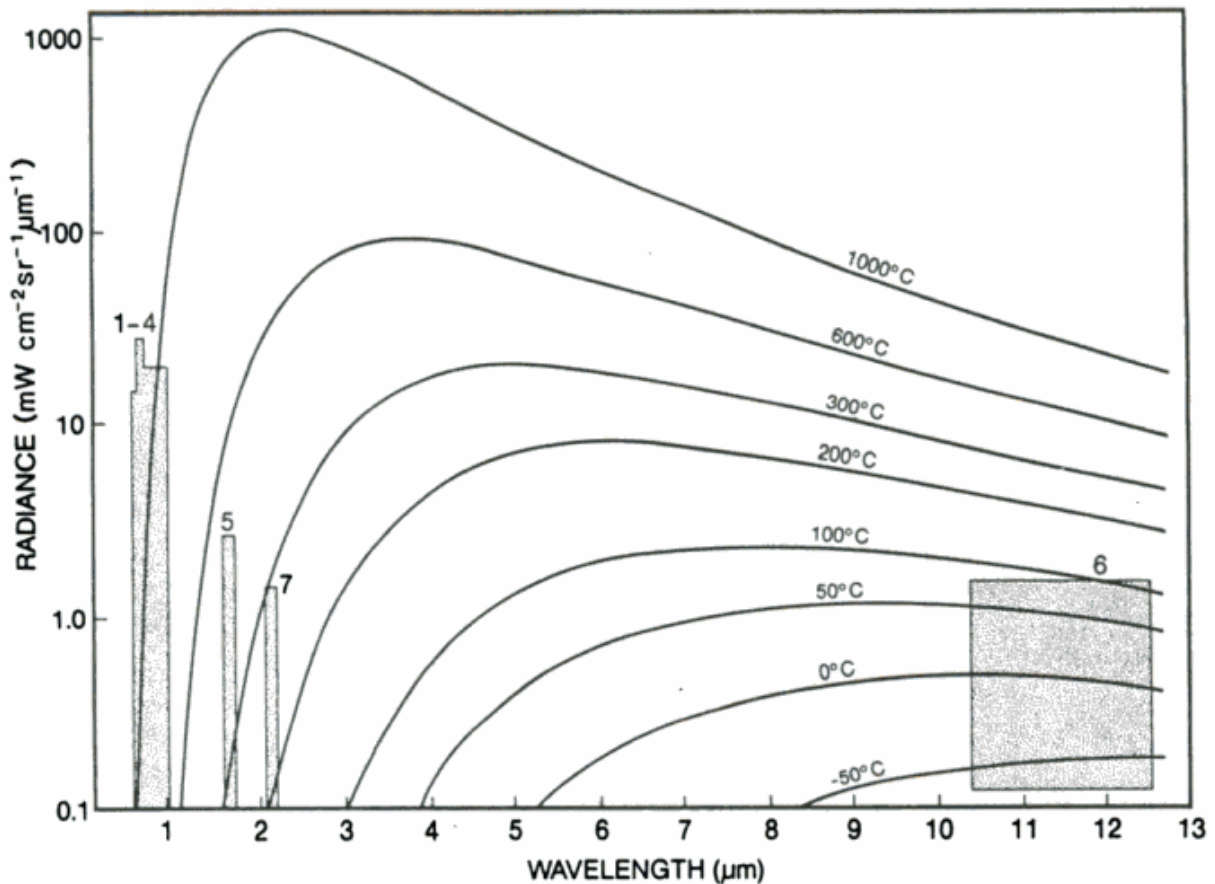


Figure 2: Landsat Thematic Mapper temperature sensitivities, calculated for typical rock surfaces with emissivities of 0.8. TM band 7 is sensitive to temperatures in the range 160-200°C, whereas TM band 5 is sensitive to temperatures in the range 250-420°C. The figure is constructed on the assumption that all at-satellite radiance is due to thermal radiance.

tions of the eruption suggest that it was single, powerfully explosive event, and that no sustained convecting eruption column developed, nor were any pyroclastic flows emplaced on the flanks of the volcanoes. A series of photographs was taken during the eruption; they showed that the eruption cloud reached considerable altitudes very quickly, probably reaching 20 km within 10 minutes of the first detonation. A GOES weather satellite image (with a pixel size of 8 km) acquired at 08.00 showed a small plume stretching eastwards from Lascar; by 09.00 it had turned south, but an hour later its distal end was obscured by cloud (figure 5).

An aircraft overflight of the volcano was made on January 12th 1987. Activity within the central crater was very subdued, although there was continuous emission of a blue haze of sulphurous gases, detectable in the aircraft. There was no magmatic activity of any kind in the

crater, but two fragmented nested circular terraces were observed within the central pit crater. These were consistent with the existence of a lava lake at an earlier date. The walls of the crater consisted of irregular, fractural blocks and both the walls and floor were heavily encrusted with fumarolic deposits including yellowish sulphur. A prominent fumarole was observed on the north eastern wall of the pit crater; this appeared to coincide closely in position with one of the thermal foci observed on the October 1987 TM image. Little evidence of major new changes in crater morphology were observed from the aircraft, and there was little evidence of significant ash accumulation on the flanks, apart from small patches of dirty, ash covered snow. This snow probably fell in December, 1986, and the small amount of ash seen on it was unrelated to the September 26 eruption; it may have been nothing more than wind-

16 March 1985 Band 5

			356	350	336		
303	304		>381	372	342		
304	317		367	377			
				317			

16 March 1985 Band 7

			203	246	240		
		211	244	>270	>270	241	
226	251	>268	>268	>268	247		
221	263	265	>267	>267	234		
		235	234	257	260	214	
					198		

21 July 1985 Band 5

	195	222					
		300	331	288			
265	282	367	360	222			
	343	345	337	298			

21 July 1985 Band 7

	183	210	188				
148		243	274	211			
	194	234	276	275	221		
	214	248	>279	276	211		
		226	240	245	220		

Figure 3: Radiant temperatures in °C for thermally radiant pixels within the Lascar summit crater prior to the 1986 eruption. Each pixel is 30 m across; pixels for March and July images do not correspond spatially. For each date, pattern of radiant pixels is slightly different between bands because of correction factors for different background radiation.

blown material lofted out of the crater. The most conspicuous feature of the northern flanks was an abundance of 1-2 m diameter impact craters. Although fresh looking from the air, these were probably mostly pre-date the 1986 eruption, since impressive impact craters were

observed and photographed in 1984 (D. Osborne, pers. communication).

Field studies on the ground in 1987 were made on both northern and southern flanks of the volcano. Little evidence of any newly deposited material was found on the northern flanks,

though this was unsurprising in view of the strong north westerly wind known to have been blowing on September 16. Photographs show the northern crater rim clearly; all of the ash was carried southeastwards. A small number of very fresh appearing impact craters were found on the northern flank, 1-2 km from the summit. Crater diameters did not exceed 2 m, and the largest ejected block noted was approximately 30 cm in longest dimension. The presence of bright, yellowish rays of ejected materials (dacitic pumice) and the absence of wind-blown dust accumulations within the craters suggested that these craters may have formed during the September 1986 eruption, and were not part of the older suite. The fragmented ejected blocks within the impact craters consisted of dense, dark fine grained basaltic andesite lava, typical of the lavas erupted by Lascar (Deruelle, 1978).

On the south eastern flanks a very thin deposit of coarse ash (2-5 mm in diameter) was found. The deposit was so thin that measurable thickness could not confidently be recorded, but the deposit appeared to have been concentrated along a very narrow dispersal axis, passing across the southern flanks of the volcano Cerro Aguas Calientes and extending south eastwards. No fragments larger than 5 mm were found. Detailed studies showed that the ash consisted of unvesiculated, dense, dark lava particles similar to those found in the ejected blocks on the north flanks.

The physical characteristics of the ash, and the descriptions of the eruption both suggest that the event of 16 September was single, powerful vulcanian eruption which fragmented and ejected cold, non-magmatic material present within the vent of the volcano. It is tempting to suggest that the fragmented material was made up of solidified remnants of the lava lake that we postulated occupied the summit crater in 1985, but the evidence for this is only circumstantial. Perhaps the most direct evidence for the previous existence of a lava lake is provided by the concentric avanches or terraces seen within the summit crater. These were unambiguously left by earlier lava lakes; the only question is *when*. Presence of these terraces also indicates that lava lakes, rather than more viscous lava domes, have been the characteristic

recent manifestation of volcanic activity on Lascar. There were no obvious factors suggesting that the September 16 explosions might have been phreatic phenomena -for example, there were no unusual accumulations of snow or ice on the volcano, nor had there been unusual rainfalls. Interactions between newly intruded magma, and the normal ground water table, cannot, of course, be excluded.

The lava lake re-evaluated

Since initiating the studies of Lascar volcano, we have obtained TM data of two other volcanoes known to have lava lakes: Erta'ale and Erebus, Antarctica. Erta'ale has been known to possess a persistent basaltic lava lake for decades (Le Guern, 1979; whereas Erebus has a rather unusual alkalic lava lake (Kyle, 1986). The thermal anomalies at both these volcanoes are similar in size to that detected on the early Lascar images; the temperatures measured on Erebus are similar to those at Lascar, but those at Erta'ale are much higher. Radiant energy from Erta'ale volcano was so intense, in fact that the band 7 sensor was saturated and perturbed for many pixels beyond the anomaly. Identification of the nature of the volcanic phenomena responsible for an thermal anomaly observed on remote sensed data, in the absence of simultaneous ground truth, depends on interpretation of the size, shape, geological context and surface temperature of the anomaly.

The first three parameters are straightforward. The temperature, however, is more difficult to interpret because of the effects of pixel size. Even at a pixel size of 30x30 m, many volcanic phenomena are likely to produce most of their radiance from only a small part of a pixel, either because the thermal source itself is quite small, as in a fumarole, or because, as in a lava lake, most of the surface consists of chilled crust with narrow cracks exposing red-hot lava. A small intensely hot area occupying only a small part of a pixel can produce the same observed radiance as a much cooler surface filling the entire pixel. For example a pixel with a radiant DN of 30 in TM band 5 and an emissivity of 0,6 may have an apparent temperature

27 October 1986 Band 5

				300	374	311	
				302	374	337	
				315	343		

27 October 1986 Band 7

				207	222		
	181	202		240	277	241	
	218	218		240	267	236	
	195	188	217	192			
			241	231	178		
	181		248	>263	225		
	181			234	224		

Figure 4: Radiant temperatures in °C for pixels within the Lascar summit crater after 1986 eruption. Again, individual pixels do not correspond spatially with those of earlier images, but area boxed corresponds closely with those of earlier images.

of 328°C if the radiance derives from the whole area covered by the pixel. However, if only part of the pixel is hot enough to radiate, the temperature of that part must be 441°C for 0,1 of a pixel; 607°C for 0,01 of a pixel, and 873°C for 0,001 of a pixel (Rothery and Francis, in press).

Fortunately, the relationship between radiance and temperature is wavelength dependent, and thus the derived temperatures for small hot radiant surfaces are different in each TM band. This means that at only one combination of temperature and pixel area proportion will two or more bands yield the same results (Dozier, 1981; Matson and Dozier, 1981). Thus, where multi-band data are available, both the temperature and size of a thermal anomaly can be constrained, provided that the thermal anomaly is sharply defined, and does not exhibit a gentle thermal gradient.

The pre-eruption thermal data for Lascar suggested pixel integrated temperatures of 370-380°C. When band 5 and 7 data are combined, however, temperatures of 850-1,000°C occupying hot areas of only 0.002-0.004 of a pixel are indicated. This is consistent with a lava lake which is largely crusted over, but containing small, intensely hot lava surfaces, or with a

small fumarole exhaling gases at magmatic temperatures. The post-eruption TM data reveal several small thermal anomalies, and suggest temperatures of 700-800°C, from areas of 0.002-0.004 of a pixel. The lower temperatures and number of separate sources detected are more consistent with fumaroles than with lava sources.

In general, therefore, the Lascar TM data are consistent with the hypothesis that a lava lake existed in the summit region in 1985, but they do not confirm it unequivocally. It is particularly significant that radiant energy from Lascar was much lower than from Erta'ale. The 1987 overflight observation of strong fumarolic activity coinciding with the location of a known thermal focus on the 1987 TM data raises the possibility that an area of rocks in the floor of the crater, heated by fumaroles liberating gases at magmatic temperatures may give rise to a thermal anomaly indistinguishable on TM data from that due to a lava lake. A further argument against the existence of a lava lake is that there were no reports in 1985 of red glows at night above the active crater, or of small strombolian lava eruptions. Both of these are characteristic features of persistent lava lakes. Thus, while

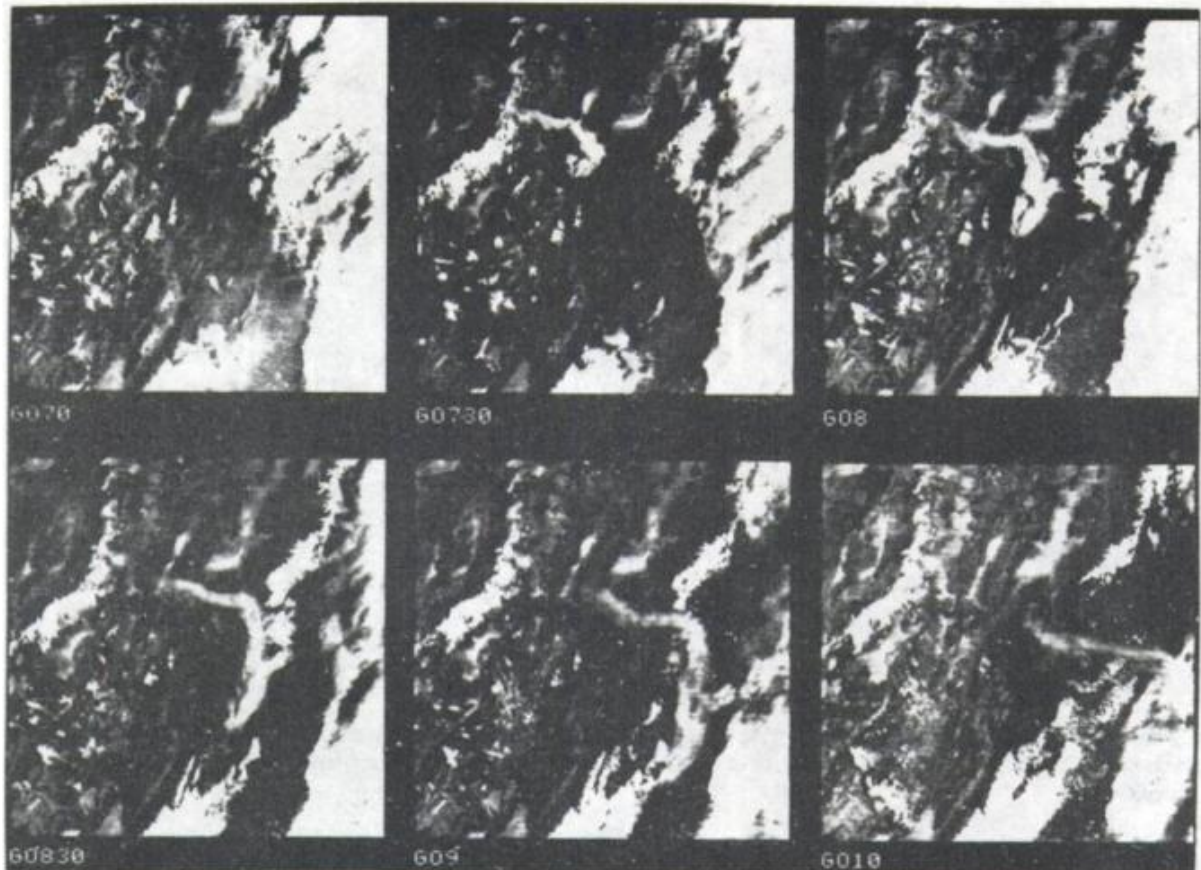


Figure 5: Sequence of GOES images acquired at half-hourly intervals, showing eastwards movement of the eruption cloud from September 16 explosion. First image was acquired at approximately 07,00 Chilean local time (11.00 Greenwich), last image at 10.00 (4.00 Greenwich). Ash cloud was sighted from ground at Salta, Argentina at 12.30 Greenwich. For ground references, Salar de Atacama is visible in top left of each image. Each image is approximately 500 km x 50 km.

there is abundant evidence for significant and persistent magmatic activity at Lascar in 1985, its nature cannot be unequivocally determined.

Travel time of the eruption cloud

The explosive eruption of Lascar took place close to 07,30 local time (11.30 UT). Viramonte (1987) reported that at about 12.30 GMT, an unusually high grey cloud was seen coming from the NW in an otherwise clear sky towards Salta. At 13.00, fine ashfall began, continuing until about 16.30. Observers in the Salar de Rincón area, 65 km SE of Lascar, reported that the sky turned suddenly dark on the morning of 16 September, but that no ash fell. Winds in the area at the 9,000 m level during the period are reported to have been 145 km/hr from an azimuth of 300°. Terminal fall velocities for particles of the largest sizes recorded at Salta

(~0,2 mm) are of the order of 6 m sec; they would have fallen from an altitude of 20 km in about an hour (Walker *et al.*, 1971). Smaller particles would take longer to fall out. This corresponds well to the actual time elapsed between the explosion at Lascar and the onset of ash fall at Salta, but it seems clear that the high altitude winds must have been even stronger than the 145 km/hr reported at the 9,000 m level, certainly in excess of 200 km/hr. This however is consistent with the high altitude, mountainous meteorological setting.

CONCLUSIONS

We conclude that the 1985 TM data and the two-band thermal data they provide constitute firm evidence that Lascar was then in an unusually active magmatic condition, for more so than any other

volcano in the central Andes. The data do not enable us to distinguish confidently between two possible causes of the thermal anomaly: a lava lake occupying the summit crater, or extensive high temperature fumarolic activity. Field evidence lends support to the existence at some time of a lava lake in the summit region, but the issue must remain unresolved. We have demonstrated, however, that TM data is extremely valuable in quantitatively monitoring volcanic thermal anomalies, and, as in the case of Lascar, is capable of identifying thermal precursors of eruptions. Lascar volcano is not monitored on the ground: TM data offer a means of monitoring thermal changes and predicting future eruptions. Lascar is only one of many tens of volcanos in the Andes that offer a potential hazard. We hope to extend our studies to other regions to determine how different types of thermal anomaly may be interpreted, and to acquire sufficient background information to provide more detailed interpretations of thermal manifestations in remote regions.

ACKNOWLEDGEMENTS

Thematic Mapper research is undertaken at the LPI, Houston under NASA contract NAS 5 28759, and at the Open University, England. The Institute is operated by the Universities Space Research Association under NASA contract NASW 4066. Geologists and technicians at the MINSAL facility at Toconao, Chile, provided invaluable eye-witness accounts of the eruption and a set of photographs. Danny Osborne kindly provided photographs of his visit to the summit of Lascar in 1984. Lindsay McLelland of the Smithsonian Event Alert Network provided further helpful information and liaison. Carlos F. Ramirez R. and the Chilean Servicio Nacional de Geología y Minería are thanked for guidance and logistic support around Lascar. Randy Marret is thanked for supplying a sample of the Salta ash, collected on his wedding day. This is LPI contribution N° 667.

REFERENCES

- CASERTANO, L., 1963. *Catalogue of the active volcanos of the world, including solfatara fields. Part XV. The Chilean continent: Naples*. Int. Assoc. Volcanol. Chem. Earth's Int., 1-55.
- _____ and R. BARROZI, 1961. *Informe sobre el sistema volcánico del Lascar: Santiago*. Univ. Chile, Fac. Cienc. Fis. y Mat., Inst. Geol., 23: 304-315.
- DERUELLE, B., 1978. *Calc alkaline and shoshonitic lavas from five andean volcanoes (between latitudes 21°45' and 24°30S) and the distribution of Plio-Quaternary volcanism of the south central and Southern Andes*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 3: 281-298, Amsterdam.
- DOZIER, J., 1981. *A method for satellite identification of surface temperature fields of sub-pixel resolution*. Remote Sens. Env., 11: 221-229.
- FRANCIS, P. W. and R. MC ALLISTER, 1986. *Volcanology from Space: using the Landsat Thematic Mapper in the Central Andes*. EOS, 67: 170-171.
- _____ and D. A. ROTHERY, 1987. *Using the Landsat Thematic mapper to detect and monitor volcanic activity: an example from Lascar volcano, north Chile*. Geology, 15: 614-617.
- _____, C. F. RAMIREZ and W. GOULD, 1987. *Lascar volcano*. SEAN Bull., 12: 3-4, Washington D.C.
- KYLE, P., 1986. *Crater Lake returns to Erebus*, Smithsonian Institution. Sean Bul., 3, March 31.
- LE GUERN, F., J. CARBONELLE and H. TAZIEFF, 1979. *Erta'ale lava lake: heat and gas transfer to the atmosphere*. J. Volc. and Geoth., Res., 6: 27-48, Amsterdam.
- MATSON, M. and J. DOZIER, 1981. *Identification of sub-resolution high temperature sources using a thermal IR sensor*. Photogrammetric Eng. and Remote Sens., 47: 1311-1318.
- ROTHERY, D. A., P. W. FRANCIS and C. A. WOOD, in press. *Volcano monitoring using short wavelength infrared data from satellites*. J. Geophys. Res.
- VIRAMONTE, J., 1986. *Lascar volcano*. SEAN Bull., Smithsonian Inst., 11 (8): 13, Washington D.C.
- _____, 1987. *Lascar volcano*. SEAN Bull., Smithsonian Inst., 12 (5): 4, Washington D.C.
- WOLFE, W. L. and G. J. ZISSIS, (Ed.), 1978. *The infra-red handbook*. Of. Naval Res., Dep. Navy, Washington D.C.
- WALKER, G. P. L., L. WILSON and E. I. G. BOWELL, 1971. *Explosive volcanic eruptions. 1. The rate of fall of Pyroclastics*. Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 22: 377-383, London.

P. W. FRANCIS

Lunar and Planetary Institute
3303 NASA Road
Houston, Texas, 77058, USA

D. A. ROTHERY

Department of Earth Sciences
Open University
Milton Keynes MK 76AA, England

MINERALIZACION DE URANIO EN RELACION A ROCAS VOLCANICAS EN LAS COMARCAS DE PAICONE Y TORREJO-OLACO, PUNA ARGENTINA

Mirta Gamba, Sergio Gorustovich, Alicia Vullien, Carlos Ninci,
María E. Saulnier y Raúl Ferreyra

RESUMEN

Un período de enriquecimiento de uranio ha sido reconocido en tobas e ignimbritas terciarias, derivadas del magmatismo andino, en Perú y Bolivia. Rocas similares se encuentran en la Puna Argentina.

Numerosas anomalías gamma fueron encontradas en diversas zonas, pero sólo dos de ellas (Paicone y Torrejo-Olaco), fueron seleccionadas para investigar la distribución de uranio y los fenómenos relacionados a su concentración. Las volcanitas estudiadas tienen un contenido de uranio normal para estos tipos de rocas: riódacitas-dacitas-andesitas. La mayoría de ellas se presentan poco alteradas y con una alta relación U fijo/U total, lo que indica que el uranio ha sido poco lixiviado. Las muestras alteradas tienen una relación U_f/U_t 0,5 y una mayor de uranio lixiviable. Aunque se encontraron anomalías radimétricas tanto en el basamento ordovícico como en algunas ignimbritas y sedimentitas terciarias, las altas concentraciones de U detectadas sólo están relacionadas a procesos de carbonatización de las rocas.

Se han observado algunos fenómenos de desequilibrio: alta radiactividad y contenido de Ra-226 y bajo contenido de U; el detectado en rocas ordovícicas subyacentes, sugiere la posibilidad de concentraciones ocultas que pueden ser el aporte del Ra-226 a la superficie, fenómeno que deberá ser estudiado en detalle.

Los oligoelementos (Th, Co, Rb, Sr, Li, etc.), los valores de U y la relación Th/U en las rocas ignimbritas analizadas, sugieren que ellas no han sufrido procesos significativos de reconcentración postmagmática y los contenidos actuales representan sólo los valores normales derivados del fenómeno magmático inicial. Por ello, no se relacionan a los yacimientos uraníferos conocidos en este tipo de rocas.

ABSTRACT

A period of uranium enrichment has been recognized in tertiary ignimbrites and tuff derived of Andean Magmatism in Perú and Bolivia. Such kinds of rocks are present also in argentine Puna.

A number of gamma anomalies were found in several zones, and couple of areas (Paicone and Torrejo-Olaco) were selected to investigate uranium distribution and phenomena related to such concentration. The ignimbrite sheets have usual uranium content for these types of rocks: Rhyodacites-dacites-andesites. These volcanic units show little alteration and high ratios U_f/U_t in most of the places point out a low leaching of uranium. In altered samples, ratios U_f/U_t are below 0,5, pointing out high proportion of leachable uranium. Radiative anomalies have been found in Ordovician basement, tertiary sediments as well in some ignimbrites, the most of high detected uranium concentration are related to carbonatization processes of rocks.

Some disequilibrium phenomena (high radioactivity and Ra-226 contents, low uranium) have been observed pointing out that high uranium concentrations are breeding such anomalies.

The trace elements (Th, Co, Rb, Sr, Li, etc.) the uranium values and the ratios Th/U point out that analyzed ignimbritic rocks have been not affected by significant postmagmatic reconcentration processes. Furthermore, these uranium mineralization is not assimilable to the known deposits related to ignimbritic rocks.

INTRODUCCION

En base al conocimiento de mineralización de uranio en ignimbritas y tobas correspondien-

tes al magmatismo cenozoico andino en Perú (Macusani) y Bolivia (Sevaruyo) se seleccionaron las comarcas de Paicone y Torrejo-Olaco con rocas piroclásticas similares para estudiar

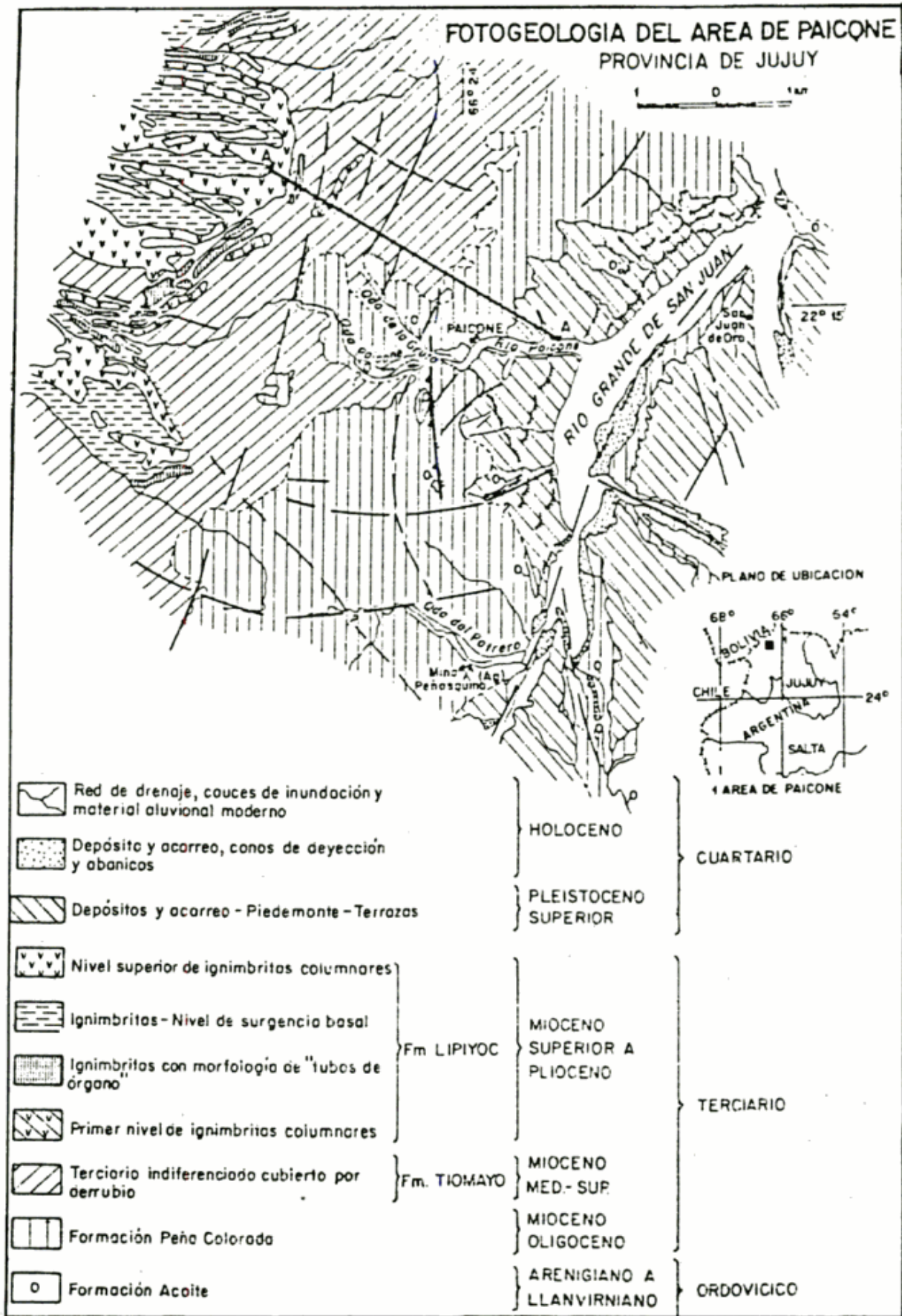


Figura 1: Fotogeología del área de Paicone, provincia de Jujuy.

el origen y naturaleza de diversas anomalías radioactivas (figuras 1 y 2).

RESEÑA GEOLOGICA

En el área de Paicone (figura 1) la unidad litoestratigráfica más antigua corresponde a la Formación Acoite (Harrington en Harrington y Leanza, 1957) del Ordovícico inferior. Está compuesta por grauvacas, limolitas y pelitas, con intercalaciones de algunos bancos de rocas volcánicas dacíticas.

La Formación Acoite está cubierta, en discordancia angular, por una secuencia sedimentaria continental correspondiente a la Formación Peña Colorada (Bellmann y Chomnals, 1960) asignada al Mioceno inferior a medio. Está integrada por conglomerados, areniscas y fangolitas rojas; en la sección superior presenta intercalaciones de niveles piroclásticos.

Sobre la Formación Peña Colorada en discordancia de bajo ángulo, solamente observada a nivel regional, se dispone una secuencia de areniscas tobáceas, tobas, areniscas y conglomerados de color verde oscuro y gris verdoso, asimilada a la Formación Tiomayo (Seggiaro y Aniel, 1987), atribuida al Mioceno superior.

Finalmente, sobre la Formación Tiomayo, con una relación estructural también de baja angularidad, sobreyace un potente manto de ignimbritas y piroclásticas, correspondientes a la Formación Lipiyoc (Turner, 1976).

En el área de Cerro Torrejo-Olaco (figura 2) la unidad más antigua está representada por la Formación Lina (Ramos, 1972) del Ordovícico superior, constituida por grauvacas, limolitas y pelitas gris verdosas.

En discordancia angular se apoya una potente secuencia continental roja integrada por fangolitas y areniscas, que corresponden a la sección media y superior de la Formación Log Log (Schwab, 1973). Es atribuida al Oligoceno-Mioceno medio.

En discordancia angular se apoya la Formación Trinchera (Schwab, 1973) integrada por areniscas, conglomerados, fangolitas e intercalaciones de tobas e ignimbritas, en general de coloración grisácea. La secuencia clástica culmina con potentes camadas de conglomerados gris verdosos, con abundantes clastos subre-

dondeados del Ordovícico e intercalaciones de ignimbritas y tobas blanquecinas pertenecientes a la Formación Pastos Chicos (Schwab, 1973). La relación con la Formación Trinchera no está definida; aparentemente se apoya en pseudoconcordancia, aunque a veces parece que existe un cambio lateral de facies.

En neta discordancia angular sobre las distintas secuencias volcánicas terciarias y del Ordovícico, se apoyan las rocas efusivas y piroclásticas (Formación Pairique Chico) originadas a partir del centro de emisión Pairique Chico.

En ambas áreas se observa que los sedimentos ordovícicos están afectados por pliegues, fracturas y un fuerte clivaje característico de estas rocas. Se estima que los movimientos tectónicos de la fase Oclóyica imprimieron fundamentalmente este estilo estructural a los sedimentos ordovícicos.

La discordancia angular que separa a las Formaciones Log Log y Peña Colorada de las Formaciones Trincheras y/o Pastos Grandes y la Formación Tiomayo respectivamente, se habría generado como respuesta a los movimientos de la fase Quechua inicial (12-13 Ma). En tanto, la discordancia de la base de las Formaciones Pairique Chico y Lipiyoc, se habría originado en relación a los movimientos de la fase Quechua principal (6-7 Ma).

La actual configuración tectónica y estructural de las áreas estudiadas, se debe a los movimientos principalmente de carácter epirogénico que tuvieron lugar durante la fase diaguita (2 Ma).

RESULTADOS OBTENIDOS

Muestras seleccionadas en las distintas formaciones, fueron estudiadas por petrografía y geoquímica poniéndose especial atención en las rocas volcánicas: tanto las intercaladas en el Ordovícico como los niveles volcánicos de las sedimentitas terciarias y las correspondientes a las Formaciones Lipiyoc y Pairique Chico.

Basamento Ordovícico

En el área de Paicone (figura 1) se analizaron muestras sólo por uranio y algunas se-

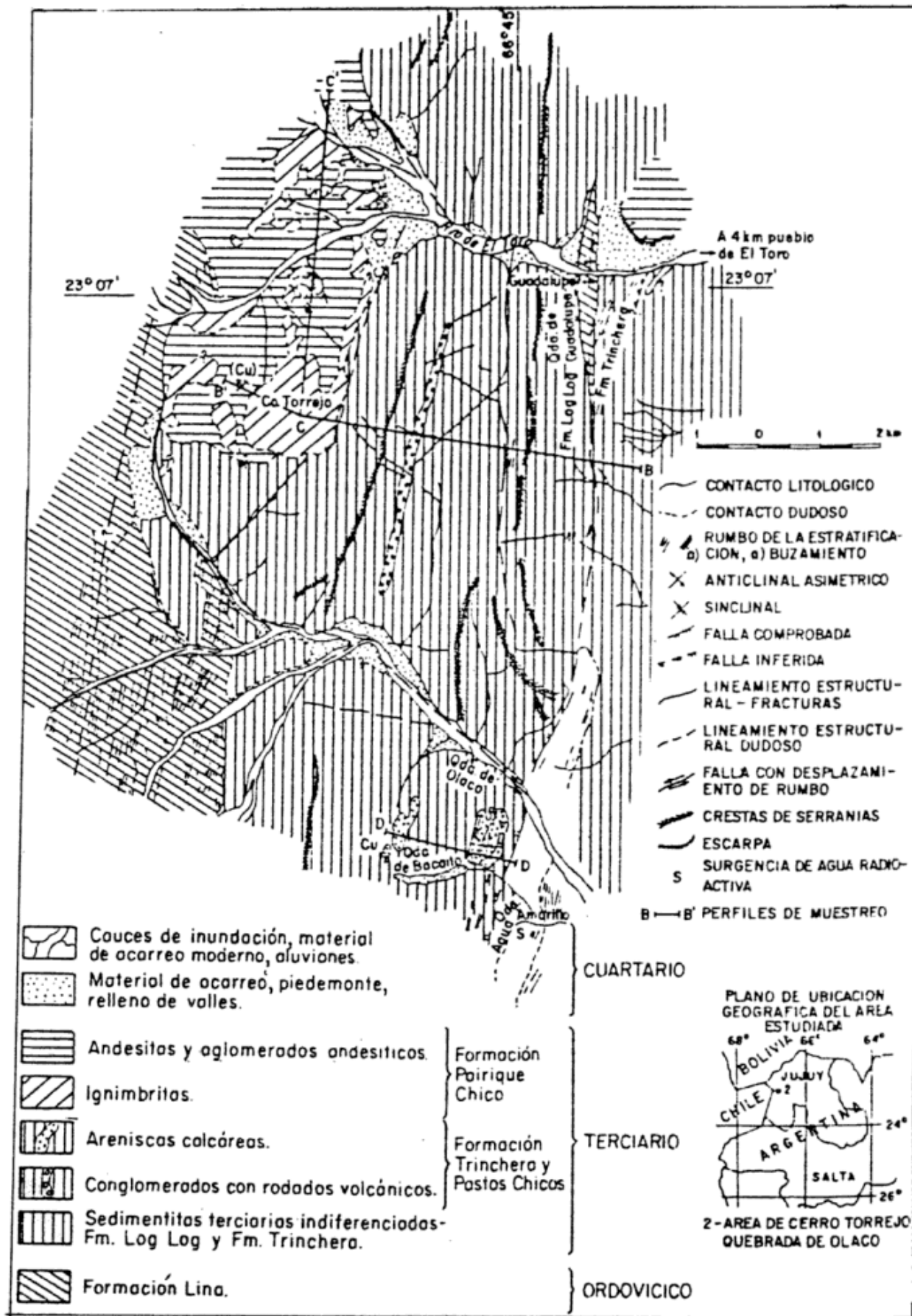


Figura 2: Fotogeología del área de Cerro Torrejo-Quebrada de Olaco, provincia de Jujuy.

leccionadas por torio y radio, dado que presentan valores radimétricos a veces notables.

De las intercalaciones de rocas volcánicas se estudiaron cuatro muestras seleccionadas (P-1, P-45, P-50 y P-58). Son de composición dacítica a riodacítica, se presentan bien silicificadas, con pastas recristalizadas, microcristalinas y notables alteraciones sericiticas, cloríticas y formación de ceolitas, productos de alteraciones hidrotermales. Estas muestras presentan valores radimétricos de campo entre 300 y 500 c/s, y sus valores geoquímicos (en roca total) son diferentes del resto de las rocas volcánicas terciarias del área.

En el área de Cerro Torrejo-Olaco, el basamento ordovícico que aflora en la Quebrada Agua Amarilla tiene valores radimétricos entre 120 y 150 c/s. Aquí, en una surgencia de agua fría con emanación de H₂S y depósito de caliche, se obtuvieron muestras para análisis químicos. La radimetría máxima es de 800 c/s (muestras T-45/47 y A-1).

Secuencias volcánicas terciarias

En el área de Paicone, la Formación Peña Colorada integrada por conglomerados y areniscas, con intercalaciones de niveles arcillosos y tobáceos presenta valores radimétricos que oscilan entre 80 y 100 c/s, con alzas hasta 1200-1500 c/s (P-26) asociadas a los niveles piroclásticos.

Dentro del área de Cerro Torrejo-Olaco, en el perfil B-C, se presenta la Formación Log Log con valores radimétricos de 120 c/s. Las Formaciones Trinchera y Pastos Chicos presentan en general valores radimétricos de 150-200 c/s. De los niveles piroclásticos y anómalos por uranio se extrajeron las muestras T-61 y T-62.

Formación Lipiyoc

En el perfil levantado en el área de Paicone (A-A', figura 1 y 5), la Formación Lipiyoc, correspondiente a la parte basal del Complejo Volcánico Panizos, presenta tres pulsos piroclásticos diferenciados morfológicamente entre sí por diferentes unidades de enfriamiento. En tanto unos 10 km al sur en la zona de Cusi-

Cusi, Coira y Mazzoni (1986), diferenciaron cinco miembros integrados por varios flujos piroclásticos, los cuales pueden ser correlacionados con las unidades descritas en el presente trabajo.

El primer pulso está representado por un nivel de surge poco consolidado, seguido de ignimbritas columnares de tipo masivo (P 41). Su composición es dacítico-biotítica, con pasta felsítica, presencia de vidrio fresco y grandes vitroclastos. En la mayoría de los casos quedan oquedades dejadas por la desaparición de los vitroclastos, con depositación de caolinita e incipiente formación de ceolitas.

El segundo pulso se presenta con un nivel de aglomerados volcánicos, seguido de otro nivel de surge (p40). Por encima se observan mantos ignimbríticos con apariencia de "tubos de órgano", divididos en dos niveles por su morfología, aunque de igual composición petrográfica: ignimbritas dacítico-biotíticas. El nivel inferior (P 38, P 39) es masivo con abundantes "fiammes", mientras que el superior (P 37) presenta fracturamiento irregular, con un diaclasamiento bien marcado y una mayor alteración clorítica y desvitrificación a montmorillonita en la pasta.

El tercer pulso, es el superior y se vuelve más masivo, con diaclasamiento columnar, disminuye el porcentaje de "fiammes" y su composición cambia a ignimbritas andesítico-biotítico-hipersténicas. En la base se extrajo la muestra P 35 y en el techo la P 34.

Formación Pairique Chico.

La Formación Pairique Chico está integrada por una potente secuencia de ignimbritas y brechas volcánicas. La secuencia comienza, en el perfil C-C', con delgados bancos de limolitas tobáceas, ignimbritas dacítico-biotíticas limonitizadas, tobas limolíticas argilizadas, continuando con bancos de tobas dacítico-biotíticas limonitizadas, niveles de lapillis acrecionales negros (con valores radimétricos de 300 a 400 c/s) y tobas dacíticas (T 9) argilizadas (con valores radimétricos hasta 600 c/s).

Hacia arriba se desarrollan niveles ignimbríticos, en donde se distingue una unidad basal de ignimbritas con líticos andesíticos y del Or-

dovícico, un nivel ignimbrítico con "bochones" pumíceos de composición dacítica-biotítica, con vidrio volcánico fresco y con fracturas sub-verticales rellenas con limonita (valores radimétricos de 180 a 200 c/s); de los bochones se estudió un vitroclasto (T 12) de composición riodacítico-biotítica. Continúa un nivel de ignimbritas con bloques volcánicos de composición dacítico-riodacítico-biotítica con abundantes líticos de volcanitas y de pórfidos dacíticos. Hacia arriba sigue un nivel de ignimbritas soldadas que corresponden a las columnas ignimbríticas propias del Cerro Torrejo, que se definen como ignimbritas riodacítico-dacítico-biotíticas (T 16 - T 17), con líticos predominantes de volcanitas andesíticas y porfiritas dacíticas del Cerro Pairique Chico. Por último, se observa un nivel de brechas volcánicas con matrix ignimbrítica y clastos, rodados y bloques andesíticos.

También se levantó un perfil (C-B', figura 2) sobre otros afloramientos ignimbríticos y mantos vitrofíricos aflorantes en la zona. La secuencia se inicia con depósitos hidromagmáticos (surge) e intercalaciones de lapillis, con abundantes carbonatos, que presenta un nivel radimétrico anómalo. Sobre ellos aflora un manto ignimbrítico de composición riodacítico-dacítico-biotítica (T 25), que hacia arriba se hace más masivo y silicificado.

Hacia el norte la secuencia remata con ignimbritas vitrofíricas dacítico-riodacítico-hipersténicas (T 32) con estructura de flujo laminar, sobre las que se observan ignimbritas dacítico-biotíticas silicificadas. Continúa luego una zona transicional entre las ignimbritas silicificadas y bancos aglomerádicos con matrix ignimbrítica. Los grandes bloques de los aglomerados corresponden a ignimbritas (T 34) vitrofíricas dacítico-hipersténicas y lavas riodacítico-dacítico-biotítica hipersténicas. Este manto se podría relacionar con las ignimbritas vitrofíricas que coronan los cerros que bordean a la caldera del volcán Pairique, ubicado aproximadamente 20 km al norte del sector estudiado.

En el Cerro Torrejo se observan afloramientos de rocas andesíticas y mantos de lavas (T 19) dacítico-biotítica-hipersténicas, que interdigitan los niveles de surge e ignimbritas.

GEOQUIMICA DE LAS ROCAS IGNIMBRITICAS Y ASOCIADAS

En los cuadros I a IV, sólo se tabulan los resultados analíticos de los óxidos mayoritarios correspondientes a algunas muestras seleccionadas de las Formaciones Lipiyoc, Pairique Chico y a la volcanoclásticas ordovícicas de Paicone.

La principal característica geoquímica de estos acontecimientos magmáticos es que su composición, según el diagrama De La Roche *et al.* (1980) (figura 3), varía entre riodacítico-dacítico-andesítica (Formación Lipiyoc) y entre riodacítica al límite dacítico (Formación Pairique Chico).

Las muestras presentan composiciones silíceas intermedias; son peraluminosas y sus coeficientes de alcalinidad ($\text{Na} + \text{K}/\text{Al}$) varían entre 0,24 y 0,39 en las ignimbritas de la Formación Lipiyoc y entre 0,37 y 0,62 en las de la Formación Pairique Chico, indicando bajo índice de alcalinidad.

Se puede acotar aquí que las rocas volcanoclásticas de interés uranífero son las que presentan un enriquecimiento en los elementos alcalinos y un alto contenido en sílice (Mickle y Mathews, 1978) y por lo tanto, la relación ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$) debe ser mayor de 1.

Como se observa en el cuadro I, la relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ y el contenido en CaO varían desde el primer pulso hacia los miembros superiores, lo que se traduce en una variación composicional de riodacita a andesita como se observa en el diagrama De La Roche (*op. cit.*). Las ignimbritas más alejadas (Ciénaga Grande, noreste de Paicone) son similares a las del primer y segundo pulso, respectivamente.

Las ignimbritas de la Formación Pairique Chico (Cerro Torrejo) ubicadas en el campo de las riodacitas, se presentan más silicificadas en los miembros superiores, con valores de CaO variables, mientras que las del perfil B-C' (oeste de Toro) corresponden a riodacitas con tendencia levemente más básica.

Químicamente, las rocas ceolitizadas presentan una relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ más débil que las no alteradas (<3,85).

Las rocas piroclásticas intercaladas en las secuencias sedimentarias terciarias estudiadas,

Cuadro I: Ignimbritas de la Formación Lipiyoc

% / N°	P33	P41	P41.bis	P40	P39	P38	P37	P36	P35	P34
SiO ₂	64,61	63,76	61,45	57,86	62,90	62,96	62,36	61,76	59,51	59,97
Al ₂ O ₃	17,41	18,30	18,27	18,39	18,52	19,00	18,47	19,62	19,26	18,90
FeO	0,42	1,89	0,05	1,44	2,73	2,66	2,64	2,07	1,53	3,07
Fe ₂ O ₃	1,68	1,77	3,66	3,20	0,54	1,33	1,79	1,20	2,73	1,30
MnO	0,03	0,04	0,04	0,07	0,05	0,04	0,04	0,05	0,07	0,09
MgO	0,87	1,58	1,92	1,48	1,54	1,44	1,51	1,62	1,72	1,68
CaO	1,82	3,92	3,92	6,86	4,20	3,36	3,78	4,34	5,18	5,18
Na ₂ O	2,63	2,29	2,29	2,63	2,36	2,10	2,10	2,36	1,62	2,30
K ₂ O	3,41	3,85	3,37	1,81	3,67	3,39	3,51	3,25	3,51	3,37
H ₂ O ⁺	2,08	0,64	1,53	1,52	0,55	0,53	0,66	0,90	1,49	0,62
H ₂ O ⁻	3,61	0,63	2,30	3,00	0,96	1,60	1,82	1,55	1,60	1,86
P ₂ O ₅	0,09	0,19	0,21	0,19	0,31	0,27	0,25	0,25	0,32	0,30
TiO ₂	0,72	0,85	0,82	0,78	0,92	0,97	0,97	0,87	1,00	1,03
CO ₂	0,27	0,26	0,17	0,38	0,13	0,28	0,18	0,22	0,20	0,25
SO ₃	0,68	0,13	0,24	0,31	0,17	0,19	0,21	0,22	0,37	0,22
Total	100,33	100,10	100,24	99,92	99,55	100,12	100,29	100,28	100,11	99,84
Na ₂ O + K ₂ O	6,04	6,14	5,66	4,44	6,03	5,49	5,61	5,61	5,13	5,67
Na ₂ O / K ₂ O	0,77	0,59	0,68	1,45	0,64	0,62	0,60	0,73	0,46	0,68
Na + K / Al ₂ O ₃	0,35	0,33	0,31	0,24	0,32	0,29	0,30	0,28	0,27	0,30
SiO ₂ / Al ₂ O ₃	3,71	3,48	3,36	3,15	3,40	3,31	3,38	3,15	3,09	3,17
R 1	2509	2418	2387	2361	2386	2524	2452	2411	2446	2248
R 2	576	757	874	1167	889	805	838	927	1016	1007
ppm.										
Rb	161	173	176	85	149	136	130	150	199	127
Sr	285	297	350	449	351	307	319	328	370	397
Ce	75	85	76	28	100	84	83	82	59	114
Zr	113	130	121	23	143	145	125	128	125	141
Th	23	18	19	6	15	11	10	22	15	17
U	4,8	3,3	3,4	2,9	3,0	2,0	2,1	3,6	3,0	2,8
Th / U	4,80	5,45	5,39	2,07	5	5,5	4,76	6,11	5,0	6,07
Uf / Uf	0,58	0,70	0,65	0,17	0,67	0,45	0,43	0,64	0,63	0,82
Rb / Sr	0,56	0,58	0,50	0,19	0,42	0,44	0,41	0,46	0,54	0,32
F	1200	1200	1400	900	4400	1300	1200	1100	1100	1000
Li	80	19	22	36	29	30	31	32	31	21
Cs	9	<8	9	<8	<8	<8	<8	<8	8	<8
Pb	7	29	24	32	29	28	31	18	33	25
Zn	16	32	36	33	42	44	48	25	25	14
Hg	0,54	0,57	0,49	0,43	0,35	0,58	0,48	0,45	0,32	0,45
Ag	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
As	109	34	34	45	36	57	52	38	78	82
Co	9	17	16	15	14	17	21	12	17	20
Ni	14	21	22	21	13	19	25	19	19	19
Mo	10	16	21	21	21	21	31	48	38	56
Sn	9	27	27	28	35	36	28	19	9	91

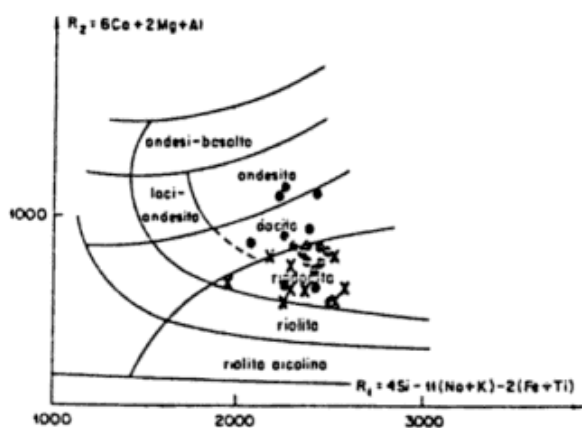


Figura 3: Diagrama De La Roche *et al.* (1980). ● Paicone (F. Lipiyoc), x Cerro Torrejo (F. Pairique Chico).

presentan similitud composicional con las volcánicas de cada área cuando ellas no están alteradas, por lo que se corresponderían con los mismos centros de efusividad de las ignimbritas del área.

Finalmente, las rocas volcánicas del Ordovícico presentan un índice de alcalinidad más bajo que las rocas volcánicas terciarias y una relación SiO_2/Al_2O_3 más alta, indicando procesos de silicificación en estas muestras.

COMPORTAMIENTO DEL URANIO Y DE LOS OLIGOELEMENTOS EN LAS ROCAS ESTUDIADAS

Todas las muestras obtenidas, fueron analizadas por uranio, como U total (Ut) y uranio lixiviable (Ul). Se considera uranio total a aquél extractable con ataque de ácidos fuertes ($HNO_3 + FH + ClO_4$) y como uranio lixiviable al puesto en solución mediante un ataque débil de HNO_3 0,1 N.

En base a estos datos se calculó el uranio fijo (UF) y la relación uranio fijo a uranio total (Uf/Ut) en cada muestra. Los resultados obtenidos se observan en el cuadro V.

Las muestras anómalas de la Formación Acoite fueron obtenidas en la Quebrada de La Gruta. Ellas se encuentran sericitizadas, con abundante piritita y cristales de azufre de color amarillo limón claro y fueron extraídas de un afloramiento con valores radimétricos de 3000 a 4000 c/s. La presencia de uranio responsable de tal radimetría se pudo comprobar mediante

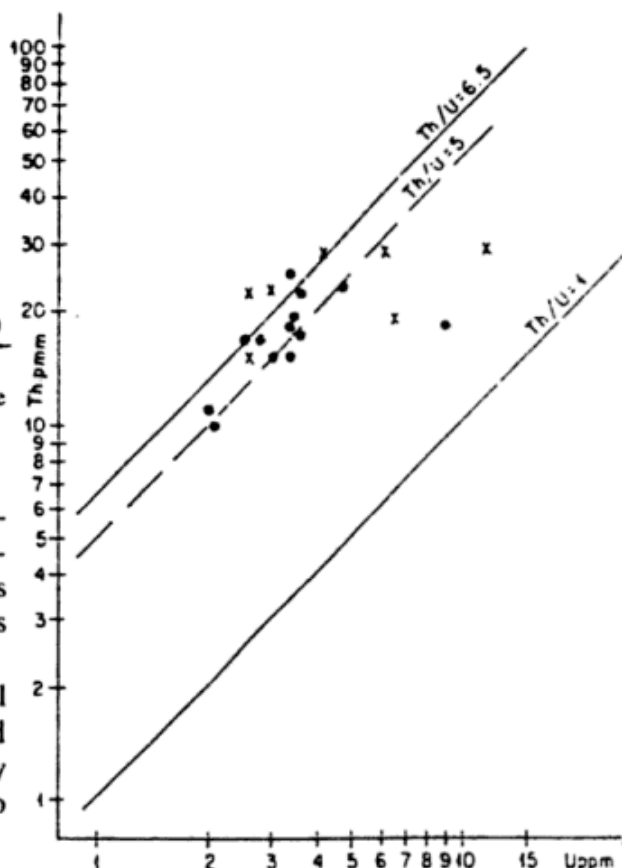


Figura 4: Relación Th/U. ● Paicone (F. Lipiyoc); x Cerro Torrejo (F. Pairique Chico).

la utilización del microscopio electrónico con detector por energía dispersiva. Tal comprobación se realizó sobre la muestra P-5. En tal caso se lo encontró acompañado por P y Ca, lo cual hace sospechar la presencia de un fosfato de uranio, si bien la presencia de otros elementos (Al-Si-K) imposibles de separar no permite asegurar por completo tal hipótesis.

La muestra anómala de la Formación Peña Colorada en la quebrada de Paicone, se obtuvo de un sector de las areniscas con mayor oxidación y con radimetría de 2000 c/s.

En la Formación Trinchera, muestras extraídas en la Quebrada Bacaíto, presentan una media de 51 ppm Ut y corresponden a conglomerados con cobre y alteraciones ferruginosas.

En cuanto a las rocas piroclásticas cenozoicas, la secuencia ignimbrítica de la Formación Lipiyoc presenta valores normales para este

Cuadros II y III: Formación Pairique Chico

IGNIMBRITAS CERRO TORREJO							IGNIMBRITAS-Perfil Oeste de TORO					
%	Nº	T19	T21*	T9	T12	T16	T17	T23*	T25	T32	T34	T35
SiO ₂		63,65	2,78	61,03	64,92	67,90	67,21	19,45	63,17	63,81	64,44	64,76
Al ₂ O ₃		17,48	0,68	18,28	16,06	14,93	15,45	3,84	17,50	17,74	16,51	18,21
FeO		0,31	0,49	0,29	0,53	0,47	0,28	2,64	0,09	1,23	0,12	0,17
Fe ₂ O ₃		3,63	0,10	3,12	2,56	2,75	3,05	0,10	3,05	2,36	2,87	2,39
MnO		0,05	0,39	0,05	0,04	0,01	0,02	0,42	0,09	0,03	0,01	0,02
MgO		1,28	1,50	0,69	0,83	0,66	0,76	14,08	0,84	0,80	1,00	0,27
CaO		3,57	48,66	3,78	2,24	2,24	2,38	21,80	2,66	3,78	2,59	2,66
Na ₂ O		2,83	0,61	2,77	2,02	2,56	2,97	1,01	3,24	3,04	2,29	2,43
K ₂ O		3,49	0,43	2,05	3,98	4,34	4,40	0,98	4,34	3,73	4,22	4,45
H ₂ O ⁺		1,18	0,18	1,05	3,31	0,65	0,43	0,34	0,19	0,85	0,34	1,75
H ₂ O ⁻		1,49	0,80	5,25	2,21	3,25	2,22	1,85	3,27	1,72	4,31	2,11
P ₂ O ₅		0,21	0,07	0,13	0,21	0,15	0,18	0,08	0,19	0,24	0,18	0,20
TiO ₂		0,66	0,05	0,67	0,43	0,41	0,44	0,18	0,57	0,59	0,58	0,53
CO ₂		0,13	42,28	0,10	0,34	0,11	0,45	32,70	0,34	0,10	0,14	0,30
SO ₃		0,26	0,15	0,35	0,28	0,24	0,23	0,30	0,20	0,17	0,24	0,19
Total		100,22	99,17	99,61	100,01	100,67	100,47	99,77	99,74	100,19	99,84	100,44
Na ₂ O+K ₂ O		6,32	1,04	4,82	6,00	6,90	7,37	1,99	7,58	6,77	6,51	6,88
Na ₂ O/K ₂ O		0,81	1,42	1,35	0,51	0,59	0,67	1,03	0,75	0,81	0,54	0,55
Na+K/Al ₂ O ₃		0,48	2,15	0,37	0,48	0,60	0,62	2,81	0,57	0,51	0,50	0,48
SiO ₂ /Al ₂ O ₃		3,58	4,09	3,34	4,04	4,55	4,35	5,06	3,61	3,60	3,90	3,56
R1		2315	-252	2503	2590	2524	2296	633	1964	2199	2402	2337
R2		791	5301	794	597	565	593	3113	667	790	650	653
ppm.												
Rb		221	nd	100	257	188	215	56	191	214	156	265
Sr		277	447	400	185	166	191	191	219	293	209	224
Ce		95	nd	73	81	45	53	nd	64	107	51	86
Zr		123	nd	103	-	111	113	32	124	133	112	116
Th		28	5	19	29	22	22	7	23	28	15	22
U		6,2	102	6,6	11,5	2,6	2,6	77,5	3,0	4,2	2,6	5,7
Th/U		4,52	0,05	2,88	2,52	8,46	8,46	0,09	7,67	6,67	5,77	3,86
Uf/Ut		0,76	0,35	0,30	0,75	0,46	0,46	0,09	0,50	0,76	0,61	0,77
Rb/Sr		0,80	-	0,25	1,39	1,13	1,13	0,29	0,87	0,73	0,75	1,18
F		1100	1600	2600	1600	1200	2400	900	700	700	1100	1000
Li		465	299	303	234	282	270	5053	287	372	253	316
Cs		<8	<8	<8	<8	<8	<8	155	<8	64	<8	48
Pb		<3	27	24	10	6	<3	27	7	<3	<3	<3
Zn		35	14	213	139	41	34	101	33	16	37	36
Hg		0,13	0,13	0,69	0,49	0,55	0,60	0,27	0,41	0,56	0,44	0,57
Ag		<1	6	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
As		152	73	120	111	71	287	166	84	85	48	146
Co		3	22	<3	3	3	3	25	<3	<3	<3	<3
Ni		33	54	17	20	22	10	52	<9	23	24	9
Mo		<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Sn		27	111	181	82	75	63	76	61	54	91	75

* NIVELES CARBONATICOS

tipo de rocas (Rogers y Adams, 1969), mientras que los de la Formación Pairique Chico son algo mayores debido a la naturaleza un poco más ácida de alguna de estas muestras.

En el área de Torrejo-Olaco, se encuentran niveles de rocas muy alteradas y carbonatizadas que presentan los valores más altos encontrados dentro de los paquetes ignimbríticos.

Los valores de la relación Uf/Ut indican el grado de liberación del uranio. Una relación

mayor de 0,50 indica que una cantidad importante de uranio queda todavía retenido en la roca, mientras que las rocas con una relación menor presentan diferentes grados de alteración; ellas están sericitizadas y argilizadas.

Aquellas muestras que presentaban un alto valor radimétrico y un bajo contenido de uranio fueron analizadas por radio-226 para determinar su estado de equilibrio. El radio en equilibrio con el uranio (Ra Eq U) se determina

multiplicando el contenido de U medido por $3,5 \times 10^{-7}$.

Cinco muestras fueron seleccionadas por presentar desequilibrio radioactivo:

volcánicas terciarias, lo mismo sucede con los valores de Zr, mientras que los otros elementos aparecen fluctuantes.

	Ut ppm	Ra-226 ppm	Ra eq U ppm
P-10: Lutita, Formación Acoite	26,3	$5,3 \cdot 10^{-6}$	$9,2 \cdot 10^{-6}$
T-45: Arenisca, Formación Lina	2,4	$4,0 \cdot 10^{-4}$	$8,4 \cdot 10^{-7}$
P-26: Arenisca, Formación Peña Colorada	102	$1,1 \cdot 10^{-5}$	$3,6 \cdot 10^{-5}$
P-18a: Toba en Formación Peña Colorada	77,2	$6,2 \cdot 10^{-6}$	$2,7 \cdot 10^{-5}$
P-18f: Idem anterior	94,0	$6,8 \cdot 10^{-5}$	$3,3 \cdot 10^{-5}$

Las muestras T-45 y P-18f presentan un contenido en Ra-226 mucho mayor que en Ra eq U, lo que significa que existe un fuerte desequilibrio con respecto a su madre (acumulación de Ra). Las otras muestras tienen valores más cercanos, con débil desequilibrio (acumulación de U).

En la figura 4 se observa la relación Th/U, con valores correspondientes a las muestras de ignimbritas de las dos áreas estudiadas. La mayoría de ellas se ubican en el campo cuya relación Th/U está entre 5 y 6,5 que corresponde a las relaciones normales para muestras de rocas volcánicas no mineralizadas y con poca alteración. Las muestras por debajo de la línea Th/U = 5,0, se encuentran más alteradas, presentan argilización e impregnaciones ferruginosas pero no corresponden a muestras mineralizadas.

En las rocas ignimbríticas y volcánicas seleccionadas se analizaron 16 oligoelementos (Rb, Sr, Ce, Zr, F, Li, Cs, Pb, Zn, Hg, Ag, As, Co, Ni, Mo y Sn).

Los tenores en oligoelementos presentan distribuciones heterogéneas en ambas áreas. Los elementos como Ni, Co, Pb y Zn se encuentran dentro de los valores normales para este tipo de rocas.

Algunos de ellos, como el Mo, As, F, y Ce están levemente enriquecidos en el área de Paicone, mientras que el Li y Cs lo están en el área de Cerro Torrejo-Olaco.

Los resultados en oligoelementos de las rocas volcánicas del Ordovícico dan valores con relación Rb/Sr más alta que para las rocas

En general, con los datos obtenidos en el análisis de las rocas ignimbríticas terciarias y asociadas, tanto en los oligoelementos como en los valores de Ut, U1 y la relación Uf/Ut, se puede deducir que las rocas volcánicas terciarias de esta área no han sufrido procesos post-magmáticos o secundarios de concentración de los elementos y los tenores obtenidos sólo representan la concentración de los mismos por procesos magmáticos iniciales.

CONCLUSIONES

Los estudios realizados por uranio indican que los acontecimientos mineralizantes no estarían relacionados a los flujos ignimbríticos propiamente dichos (o rocas asociadas), sino que estas rocas jugarían un papel de roca fuente.

Las rocas volcánicas del área estudiada se encuentran dentro del campo de las rocas silíceas intermedias: riodacitas-dacitas-andesitas.

Sus contenidos en uranio en roca fresca o poco alterada, corresponden a tenores normales para esta serie de rocas volcánicas.

En rocas alteradas (argilizadas o ceolitizadas), sus relaciones Uf/Ut, son menores de 0,50, indicando un mayor porcentaje de uranio lixiviable.

Cuadro IV: Volcanoclásticas ordovícicas de Paicone

% / N°	P1	P45	P50	P58
SiO ₂	79,89	79,75	82,76	64,01
Al ₂ O ₃	12,23	11,68	10,73	13,19
FeO	0,51	0,65	0,51	1,85
Fe ₂ O ₃	0,43	0,84	0,43	2,10
MnO	0,04	0,04	0,05	0,05
MgO	0,25	0,22	0,22	1,80
CaO	0,07	0,07	0,05	4,20
Na ₂ O	1,35	1,21	0,88	0,80
K ₂ O	2,53	2,65	2,53	2,10
H ₂ O ⁺	0,87	0,83	0,73	0,80
H ₂ O ⁻	0,28	0,60	0,40	0,85
P ₂ O ₅	0,03	0,14	0,03	0,17
TiO ₂	0,42	0,52	0,35	0,40
CO ₂	0,17	0,31	0,23	6,24
SO ₃	0,30	0,52	0,29	5,20
Total	99,34	100,03	100,19	100,76
Na ₂ O+K ₂ O	3,88	3,86	3,41	2,90
Na ₂ O/K ₂ O	0,53	0,46	0,35	0,38
Na+K/Al ₂ O ₃	0,32	0,33	0,32	0,22
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	6,53	6,83	7,71	4,62
R 1	4223	4221	4582	3173
R 2	258	245	226	799
ppm.				
Rb	109	108	104	130
Sr	61	115	70	427
Ce	50	46	10	64
Zr	151	133	143	92
Th	14	21	11	11
U	2,0	6,6	10,7	3,6
Th/U	7,0	3,18	1,03	3,05
Uf/Uf	0,55	0,53	0,43	0,42
Rb/Sr	1,79	0,94	1,48	0,30
F	1300	600	600	700
Li	82	177	144	74
Cs	<8	<8	<8	22
Pb	4	nd	6	14
Zn	2	3	2	27
Hg	0,63	0,85	0,81	0,48
Ag	5	3	1	2
As	170	366	84	47
Co	5	7	5	17
Ni	8	7	8	nd
Mo	5	10	10	18
Sr	26	18	54	54

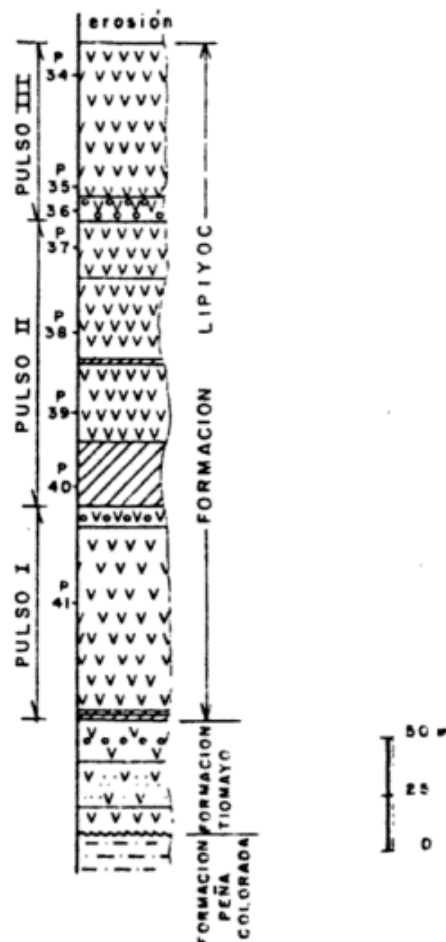


Figura 5: Columna estratigráfica esquemática Formación Lipiyoc de la zona de Paicone (Perfil A-A').

Han sido encontradas anomalías radioactivas en el basamento ordovícico, en los sedimentos terciarios, como así también en las ignimbritas del Cerro Torrejo.

La mayoría de las concentraciones más altas de uranio detectadas, están relacionadas a procesos de carbonatización de las rocas.

Se han observado algunos fenómenos de desequilibrio (alta radioactividad y contenidos elevados de Ra-226 y bajos contenidos de uranio) los que indicarían que tales anomalías podrían obedecer a concentraciones de uranio ocultas.

Tanto los valores de los oligoelementos como los de uranio, indican que las rocas ignimbríticas analizadas no han sufrido procesos de reconcentración post-

magmáticos significativos. El contenido actual representa los valores normales derivados de los fenómenos magmáticos iniciales.

Al estado actual de los conocimientos, existe una relación espacial entre sectores radioactivos anómalos y algún rasgo estructural, si bien la influencia del mismo debe ser estudiada con más profundidad.

Las capas ignimbríticas provienen de un magma con contenidos normales de uranio. Los datos petrológicos y químicos no muestran un carácter suficientemente ácido y/o alcalino de las rocas, para ser las más favorables, comparadas con los depósitos de uranio conocidos (Macusani-Perú; Peña Blanca-México).

Los mantos ignimbríticos muestran bajo grado de alteración, de modo que las anomalías encontradas en los sedimentos terciarios alterados subyacentes (con intercalaciones de bancos volcánicos) son, probablemente, resultado de la lixiviación de los mismos sedimentos y/o rocas volcánicas intercaladas. Esta idea es también sustentada por los fenómenos de desequilibrio detectados en algunos sectores.

Los altos contenidos de uranio observados en fracturas relacionadas a niveles volcánicos y sedimentos anómalos (alterados hidrotermalmente) del Ordovícico, podrían deberse a la acción de los fluidos termales generados por la importante actividad volcánica terciaria.

Finalmente, estos dos últimos puntos deberán ser estudiados en detalle, con el objeto de evaluar la posibilidad de ser utilizados como guías en la exploración de recursos económicos ocultos.

Cuadro V: Resultados analíticos por Uranio

Formación/Rocas	UI	UI	UI/UI	n
ORDOVICICO				
F. Acuña				
Areniscas qz - feld	2,4	0,98	0,58	6
Id. anómalo	625	625	0	2
Lutitas	7,8	3,04	0,70	5
Lianitas y pelitas	2,1	0,50	0,77	6
Volcanoclasticas intercaladas	5,70	3,00	0,48	4
F. Lina				
Areniscas	1,9	0,9	0,52	3
Zona de brachas c/Fe	4,8	1,4	0,71	1
Pelita gris	2,4	1,5	0,90	1
Costra calcárea	1,0	1,0	0,00	1
SECUENCIAS VOLCANICLASTICAS TERCARIAS				
F. Peña Colorada				
Areniscas ríticas carbonáticas	2,8	1,7	0,41	14
Id. anómalo	102	7,5	0,26	1
Tabas vitreas intercaladas	38,6	33,5	0,09	3
F. Los Lagos				
Fangalita roja	2,2	1,3	0,41	1
Taba dacítica-biot	8,6	3,4	0,60	1
Arenisca tobáceo	1,2	1,0	0,17	1
F. Trinchera				
Areniscas tobáceas	1,6	0,83	0,47	6
Pumicitos dacítico-biot	9,3	0,95	0,90	2
Taba	5,3	0,50	0,90	1
Ignimbritas dacítico-biot intercaladas	4,9	1,20	0,68	3
Niveles carbonáticos	3,9	1,52	0,81	5
Conglomerados con cobre (Odo. Bacailo)	51	46	0,17	2
Terciario rojo indiferenciado	1,4	0,65	0,54	2
PIROCLASTICOS CENOZOICOS				
F. Lipiyoc (Volcán Panizos)				
Nivel basal	4,8	2,0	0,58	1
1º pulso Ignimbritas dacítico-biot	3,3	1,1	0,70	2
2º pulso Id	2,5	1,4	0,43	4
3 pulso Ignimbritas dacítico-biot	3,6	1,3	0,64	1
Ignimbrita dacítico-biot hyp	3,0	1,1	0,63	1
Ig. andesítica biot - hyperst	2,8	0,5	0,82	1
F. Pairique Chico (Cerro Torrejo)				
Ignimbritas andesítica-biot	3,9	1,4	0,64	6
Tabas dacítico biot (surge)	8,2	4,0	0,49	3
Nivel carbonático	102	66	0,35	1
Ignimbritas c/litoclasto (nivel basal)	19,9	14,3	0,28	1
Ignimbrita andesítica-biot (2º nivel)	5,8	2,1	0,64	2
Id (3º nivel)	3,9	2,0	0,49	1
Id (4º nivel)	2,6	1,4	0,46	2
Perfil B-C'				
Taba dacítica carbonática (nivel basal)	2,5	0,5	0,80	2
Id c/anómalo	83	75	0,09	1
Ignimbritas andesíticas biot	4,3	1,4	0,60	6
Ignimbritas vitrofíricas andesíticas hyperst	5,0	1,2	0,75	4
Lavas andesítica-biot hyperst	4,6	0,8	0,78	3

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo se realizó con asistencia financiera del Organismo Internacional de Energía Atómica por medio del Contrato RB-4226, por lo cual se agradece a dicho Organismo. Asimismo se reconoce la tarea realizada por los laboratorios químicos de la Gerencia de Exploración. Por último se agradece a la Gerencia de Exploración por el apoyo prestado para la realización del presente trabajo.

**LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO**

- BELLMAN, R. N. y R. CHOMNALES**, 1960. *Estudio hidrogeológico del valle de Puesto Grande y sus posibilidades económicas*. Acta Geol. Lilloana, 3: 191-226, San Miguel de Tucumán.
- COIRA, B. y M. M. MAZZONI**, 1986. *Depósitos de flujos piroclásticos del cerro Panizos, Jujuy, Argentina*. Iº Reun. Arg. Sediment., 89-92, La Plata.
- DE LA ROCHE, H., J. LETERRIER, P. GRANDCLAUDE y M. MARCHAL**, 1980. *A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 Diagram and major-element analyses-its relationships with current nomenclature*. Chem. Geol. (29): 183-210, Amsterdam.
- HARRINGTON, H. y A. LEANZA**, 1957. *Ordovician Trilobites of Argentina*. Univ. of Kansas, Dep. of Geol., Sp. Publ., Lawrence., 1-259, Kansas.
- MICKLE, D. C. y G. W. MATHEWS (ed)**, 1978. *Geological characteristics of environments favorable for uranium deposits*. GJBX-67(78): 1-250, U.S. Dpt. of Energy, Grand Junction.
- RAMOS, V.**, 1972. *El Ordovícico fosilífero de la Sierra de Lina, departamento de Susques, provincia de Jujuy, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXVII (1): 84-94, Buenos Aires.
- ROGERS, S. J. W. y J. A. S. ADAMS**, 1969. En: *Handbook of Geochemistry, II-1, Chapter 92*. Springer-Verlag, Berlín.
- SCHWAB, K.**, 1973. *Die stratigraphie in der umgebung des Salar de Cauchari (NW Argentinien)*. Ein Beitrag zur erdgeschichtlichen entwicklung der Puna. Geotect. Forsch., 43 (1-3): 1-168, Stuttgart.
- SEGGIARO, R. y B. ANIEL**, 1987. *Los ciclos piroclásticos del área Tiomayo-Coranzuli, provincia de Jujuy - Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev., (este número), Buenos Aires.
- TURNER, J. C.**, 1976. *Estratigrafía de la comarca de Cusi Cusi, provincia de Jujuy*. Vº Congr. Geol. Arg., Actas, I: 287-296, Córdoba.

MIRTHA GAMBA

ALICIA VULLIEN

CARLOS NINCI

MARIA E. SAULNIER

RAUL FERREYRA

Gerencia de Exploración, CNEA, Buenos Aires

SERGIO GORUSTOVICH

Gerencia de Exploración, CNEA,
Departamento Regional Noroeste, Salta