

Santiago, 8 - 12 Agosto de 1988

Departamento de Geología y Geofísica
Universidad de Chile

PETROGRAFIA Y GEOQUIMICA DEL COMPLEJO VOLCANICO TUMISA, ALTIPLANO DE ANTOFAGASTA, ANDES DEL NORTE DE CHILE.

Moyra Gardeweg P.

Servicio Nacional de Geología y Minería, Santa María 0104, Santiago.

RESUMEN

El complejo Volcánico Tumisa, de edad cuaternaria, está ubicado en el frente occidental de la cadena volcánica cenozoica superior de los Andes del Norte de Chile. Está constituido por un grupo de lavas y domos que sobreyacen un extenso depósito de flujos piroclásticos derramados hacia el oeste. Este depósito incluye flujos líticos y pumíceos-líticos no consolidados y caóticos, originados por el rompimiento explosivo de domos a distintas profundidades de emplazamiento. Los bloques de estos flujos presentan distintos grados de vesicularidad y algunos, diaclasamiento prismático. El cuerpo del volcán está compuesto por tres unidades de lavas y domos, incluyendo varios domos parásitos producto de la actividad más reciente. Presenta además, una zona de alteración hidrotermal con reducidos depósitos de azufre.

Las lavas del Tumisa corresponden principalmente a dacitas y andesitas de hornblenda y ortopiroxeno, con escasa biotita, clinopiroxeno, cuarzo y xenocristales de olivino. Es frecuente la ocurrencia de xenolitos básicos, de granulometría fina y textura hialodolerítica, formados por un agregado primático y/o acicular de plagioclasa y oxihornblenda con escaso olivino, biotita y/u ortopiroxeno, en una masa fundamental vítrea vesicular. Geoquímicamente corresponden a rocas calcoalcalinas, con notables diferencias entre los xenolitos básicos, que varían de basaltos a andesitas basálticas, y las lavas y bloques que corresponden a andesitas y dacitas. Los contenidos de K₂O son normales y los trenes de variación continuos, sin límites entre lavas y xenolitos. Las asociaciones de fenocristales en desequilibrio en las lavas, la ocurrencia de xenolitos básicos comagmáticos y la evidencia de interacción química y física entre ambos, son producto de la mezcla de magmas contrastantes, proceso relevante en la formación de las lavas del Tumisa.

INTRODUCCION

El complejo volcánico Tumisa ubicado en los Andes del Norte de Chile, entre los $23^{\circ}25'$ y $23^{\circ}35'$ de latitud Sur y los $67^{\circ}45'$ y $68^{\circ}00'$ de longitud oeste y de 5.614 m de altura (Fig.1), forma parte del segmento volcánico intermedio (Andes Centrales, 16° - 28° sur) de la cadena volcánica cuaternaria del margen del Pacífico de Sudamérica. Este segmento, donde la actividad volcánica se ha desarrollado a partir del Mioceno Inferior, está dominado por centros volcánicos andesíticos y dacíticos y la presencia de extensos flujos de tobas e ignimbritas, que cubren enormes extensiones del norte de Chile, noroeste de Argentina, sur de Perú y suroeste de Bolivia, y engranan con los productos de los volcanes.

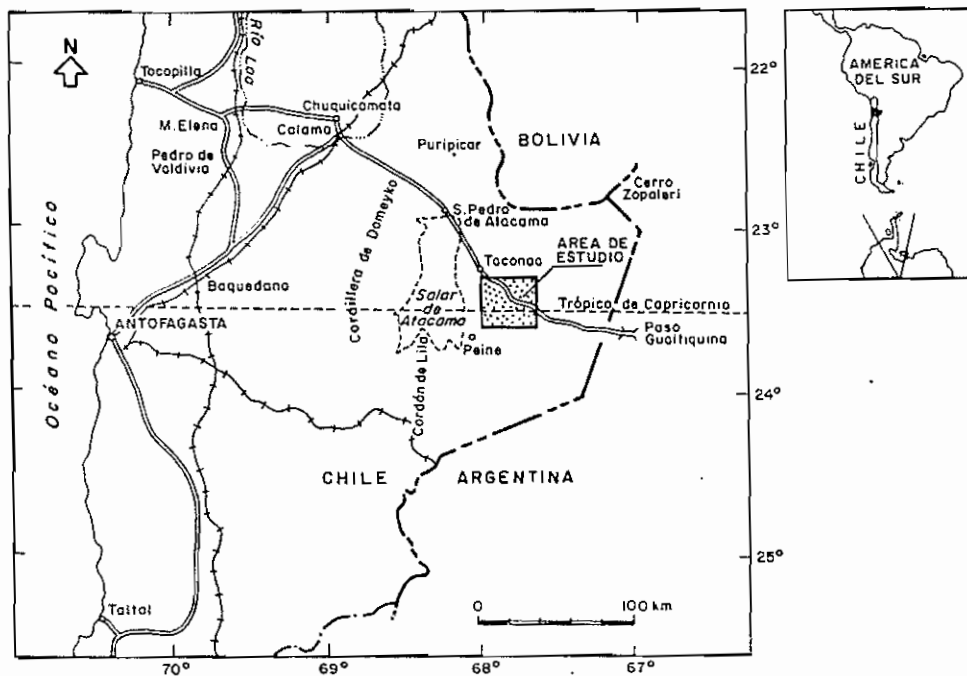


FIG. 1: MAPA DE UBICACION

En este trabajo se presentan los resultados preliminares sobre la petrografía y geoquímica del Complejo Volcánico Tumisa, que incluye coladas de lava, domos y extensos depósitos de flujos piroclásticos, además de un núcleo con alteración hidrotermal y depósitos de azufre nativo, los cuales forman parte de un estudio más extenso que incluirá la volcanología y petrología de este complejo, que se está realizando como parte de un programa de postgrado en el Kingston Polytechnic, Inglaterra. Este estudio es auspiciado por el Servicio Nacional de Geología y Minería, la Fundación Andes y el Consejo Británico y se enmarca dentro del Proyecto PICG 249 sobre Magmatismo Andino.

MARCO REGIONAL Y TECTONICO

La región estudiada se ubica al este del Salar de Atacama, en el borde occidental del Altiplano o Puna (Fig.1). La geología del área ha sido resumida en las Hojas Toconao (Ramírez y Gardeweg, 1982) y Río Zapalero (Gardeweg y Ramírez, 1985). En este segmento de los Andes Centrales, la actividad volcánica se inició solo en el Mioceno Superior (<11,7 Ma), con su mayor auge en el Plioceno y Cuaternario (op cit y Gardeweg y Ramírez, 1984). Los centros de emisión presentan un claro desplazamiento hacia el este con respecto al resto de la cadena volcánica, asociado a la presencia de la cuenca del Salar de Atacama y al límite norte de la Cordillera de Domeyko (Sillitoe, 1974; Gardeweg y Ramírez, 1984). Todas estas rocas son de carácter calcoalcalino,

sobresaturadas en sílice u con contenidos de potasio normal a alto, el cual incrementa hacia el este.

El basamento del volcán Tumisa y sus flujos piroclásticos incluye a lavas y flujos piroclásticos andesíticos del volcán Lejía, con los cuales parcialmente engrana, a las ignimbritas Atana y Patao del Plioceno y a conglomerados y areniscas continentales, de los Estratos de Quepe del Terciario (Ramírez y Gardeweg, 1982; Gardeweg y Ramírez, 1987). El basamento pre-Cenozoico incluye volcanitas de la Formación Cas intruidas por granitoides, ambas unidades del Paleozoico Superior en las que se han obtenido edades radiométricas K-Ar de 268 ± 6 y 229 ± 5 Ma respectivamente (Fig. 2).

Entre los $22^{\circ}50'$ y $23^{\circ}50'$ de latitud Sur, segmento donde se encuentra el volcán Tumisa, los volcanes cuaternarios, se ubican 360-400 km al este de la Fosa Chile Perú, en una zona donde esta alcanza su profundidad máxima (8.000 m) y está prácticamente desprovista de sedimentos (Schweller et al, 1981). El volcán Tumisa se ubica a 370 km de la fosa y forma parte del frente occidental de la cadena volcánica del Cenozoico Superior. Está emplazado en el margen convergente de Sudamérica, donde la Placa de Nazca se caracteriza por una subducción inclinada de aproximadamente 30° al este (Barazangi and Isacks, 1976).

GEOLOGIA DEL COMPLEJO VOLCANICO TUMISA

El Complejo Volcánico Tumisa está compuesto de dos grandes unidades a) flujos piroclásticos líticos y pumíceos - líticos que representan la fase explosiva inicial del complejo y b) grupo de domos y coladas de lavas que constituyen el cono del volcán Tumisa propiamente tal (Fig.2).

LOS FLUJOS PIROCLASTICOS

Los depósitos de flujos piroclásticos se distribuyen hacia el W del complejo de domos, inclinados 3- 5° al oeste, cubriendo las ignimbritas pliocénicas y, rellenando quebradas y rodeando relieves positivos en las rocas paleozoicas. Cubren una superficie de aproximadamente 300 km² con una extensión máxima medida de 15 km. El depósito está constituido por un número indeterminado (superior a 20) de unidades de flujo cuyos espesores varían de 1 a 60 m. Su potencia máxima es de 200 m y se estima un promedio de 70 m. Se calcula un volumen actual de 21 Km³ de material piroclástico, y uno original entre 25 y 30 Km³. Debido a su bajo grado de compactación, se estima que cerca del 20% del depósito ha sido erodado, tasa de erosión cuatro veces superior a la calculada para ignimbritas soldadas en el áreas (Gardeweg y Ramírez, 1987).

Dos tipos de flujos piroclásticos constituyen este depósito: flujos líticos y flujos pumíceos - líticos. Ambos tipos son caóticos, mal seleccionados, y de volumen restringido.

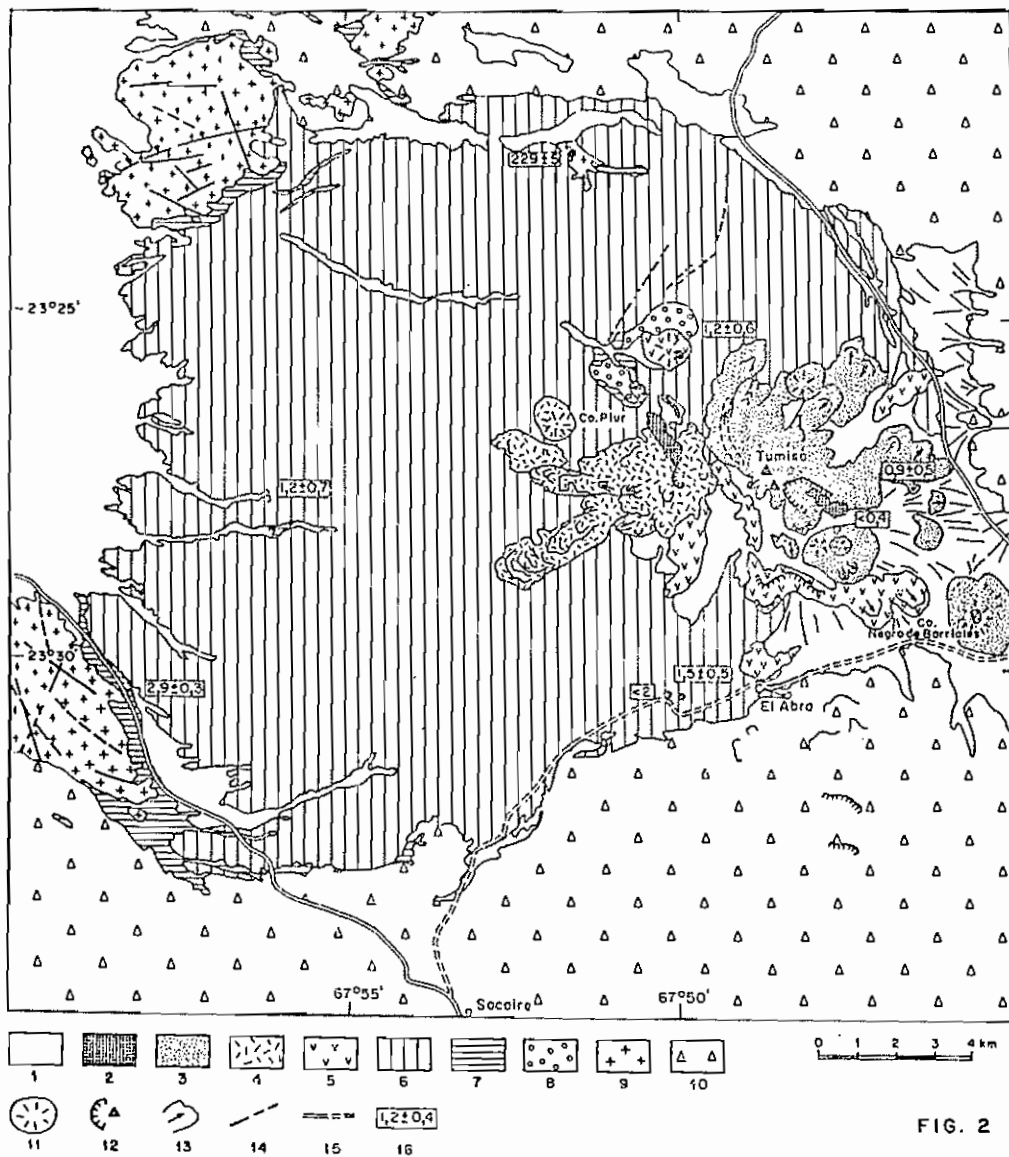


FIG. 2

Fig.2. Mapa Geológico del Complejo Volcánico Tumisa.
 1) Depósitos cuaternarios aluviales, glaciales y carbonatados;
 2) Zona de alteración hidrotermal con depósitos de azufre;
 3) Lavas y domos del Tumisa III; 4) Lavas y domo del Tumisa II; 5) Lavas y domos del Tumisa I; 6) Flujos piroclásticos del Tumisa; 7) Ignimbritas pliocénicas; 8) Estratos de Quepe (Terciario); 9) Formación Cas e Intrusivos, (Paleozoico Superior); 10) Lavas y flujos piroclásticos de centros volcánicos cercanos, (Plioceno - Holoceno); 11) Domos; 12) Centros de emisión; 13) Direcciones de flujo de coladas; 14) Fallas; 15) Caminos y huellas, 16) Edades radiométricas K-Ar.

Frecuentemente se les denomina "flujos de bloques y ceniza" (block and ash flows), pero debido a que la ceniza no es un componente frecuente de su matriz, se prefiere denominarlos "flujos piroclásticos líticos". Es frecuente que tengan una base más fina y una pseudo estratificación, en particular los flujos con mayor contenido de pómez.

Los flujos líticos están compuestos por fragmentos angulosos a subredondeados de material juvenil monolitológico, de composiciones dacíticas y andesíticas silíceas. La densidad de estos bloques varía de semivesicular (1,1-1,9 gr/cm³) a densa (2,1-2,6 gr/cm³), y algunos presentan diaclasamiento prismático, evidenciando que se transformaron en bloques cuando aún estaban calientes. Cerca de la fuente llegan a tener 10 m de diámetro máximo. La matriz está compuesta por fragmentos, de tamaño arena y polvo, de composición similar a los bloques, de cristales y por proporciones variables de ceniza, derivados de la abrasión de los bloques mayores, del magma esfervescente y de bombas explotadas durante la erupción.

Los flujos pumíceos - líticos, presentan proporciones variables de bloques densos, semivesiculares y pumíceos. Los bloques pumíceos, de hasta 40 cm de diámetro, son altamente vesiculares (0,7-1 gr/cm³) y frecuentemente forman lentes dentro del flujo. La matriz de estos flujos tiene mayor proporción de ceniza, lo que les da una característica tonalidad blanco-rosácea.

El origen de estos flujos estaría relacionado a la explosión, justo previo o durante el ascenso, de domos dacíticos o andesíticos, similares a los que actualmente constituyen el cono del volcán Tumisa. Observaciones realizadas en Monte Pelee en la Martinica, durante las erupciones de 1902 (Lacroix, 1904 en Fisher y Heiken, 1982) permiten establecer que producto de la explosión de domos calientes se forman, columnas de ceniza, pómez y bloques, que al colapsar dan origen a flujos piroclásticos densos (nubes ardientes), que dejan depósitos similares a los del Tumisa. Tres determinaciones radiométricas K-Ar (Fig. 2) realizadas en bloques de distintos niveles estratigráficos de esta unidad, permite asignarla al Pleistoceno, en el rango 0,5-2 Ma.

LAS LAVAS Y DOMOS

El volcán Tumisa está constituido por la superposición de tres unidades de lavas y domos (Fig. 2), la mayor parte de las cuales sobreyace a los flujos piroclásticos. De más antiguo a más joven estas unidades corresponden a:

-Tumisa I, corresponde a remanentes coladas en bloque; distribuidas principalmente hacia el sur del aparato, cubiertas por mantos de detritos, provenientes de las unidades más jóvenes. Incluye también al domo Las Mulas, ubicado al NW del aparato, de edad radiométrica K-Ar $1,2 \pm 0,6$ Ma, indistinguible de la de los flujos piroclásticos.

-Tumisa II, corresponden a los afloramientos de coladas más occidentales del Tumisa, parcialmente cubiertas por los flujos piroclásticos, además del domo Piur (Fig. 2). Las lavas, característicamente oxidadas, provienen de un crater de 400 m de diámetro, abierto hacia el este. El sector NW de este cono está truncado y fuertemente erodado, dejando al descubierto una zona oxidada que afecta a las lavas y a los flujos piroclásticos subyacentes.

-Tumisa III, constituido por coladas de lavas y domos, que conservan gran parte de sus rasgos morfológicos originales, además de varios domos parásitos instalados en los flancos del aparato. Se han obtenido edades K-Ar de $<0,4$ Ma, en un domo parásito y de $0,9 \pm 0,5$ Ma en una rodada lávica. Los domos presentan una sección subredondeada de 1 a 2 km de diámetro y paredes abruptas de 300 a 550 m de altura.

PETROGRAFIA

Los bloques de los flujos piroclásticos, y las lavas de las coladas y domos corresponden a dacitas, andesitas silíceas y andesitas, de límites graduales, con distintos grados de vesicularidad. Las variaciones de las características petrográficas, en general transicionales, no siempre reflejan las variaciones químicas, aunque algunas de estas pueden relacionarse con la abundancia de algunos de los fenocristales (ver sección Quimismo).

En los flujos piroclásticos se observan 3 tipos principales de bloques: pumíceos, semivesiculares y densos, las características de los cuales se analizará en base a un perfil realizado en el Portezuelo El Abra (Fig. 2), donde se reconocieron 5 unidades de flujo.

Los bloques pumíceos, presentes en los flujos centro superiores de la secuencia, varían de 1 a 40 cm de diámetro, son de color blanco con superficies de oxidación rosada. Ocasionalmente presentan xenolitos comagmáticos oscuros (ver sección Xenolitos Básicos) y bandeamiento incipiente. Petrográficamente las pómez corresponden a dacitas de textura pumicítica con escasos fragmentos de plagioclasa maclada, zonada y ocasionalmente con textura cribada, y pequeñas inclusiones de apatito y minerales opacos. Entre los minerales ferromagnesianos la hornblenda, generalmente verde, es el principal; la biotita, no siempre presente, es escasa; el ortopiroxeno ocurre en pequeños cristales pleocróicos, en reducidas proporciones en todas las muestras estudiadas. Como minerales accesorios ocurren opacos, apatito y trazas de zircón. La matriz esta compuesta por vidrio incoloro muy vesicular, con escasos microlitos de plagioclasa.

Los bloques semivesiculares y densos corresponden a andesitas silíceas y dacitas, petrográficamente indistinguibles. Presentan texturas porfídicas gruesas (1-8 mm), con abundantes fenocristales (20-35%) de plagioclasa maclada y marcadamente zonada, ocasionalmente con un anillo de inclusiones vítreas cerca

del borde. Al igual que en las pómez, la hornblenda es el ferromagnesiano principal, de color verde en la base de la secuencia, variando a pardo rojiza (oxihornblenda) hacia arriba. Biotita sólo ocurre en los flujos inferiores y entre éstos en los más jóvenes, presenta una corona de reacción formada por un agregado fino de hornblenda+plagioclasa+ortopiroxeno+opacos. Cristales de ortopiroxeno, con distintos grados de pleocroismo, ocurre en bajas proporciones sólo en los flujos superiores de la sección. Trazas de clinopiroxeno se observaron en una muestra, al igual que un cristal de olivino reaccionado a hornblenda+plagioclasa+opacos. Esporádicos cristales de cuarzo corroído ocurren a lo largo de la columna. Como minerales accesorios se encuentran distintas proporciones de opacos y apatito, este último también como pequeños fenocristales y/o en cúmulos junto a opacos. La masa fundamental de estas rocas es vítrea, con texturas fluidales y/o microvesiculares, las que gradan a hialopiliticas, con distintos grados de fluidez. En ellas predomina el vidrio incoloro y translúcido, con escasos microlitos de plagioclasa y ocasionalmente hornblenda y/u ortopiroxeno. Comúnmente estas lavas presentan cúmulos de cristales de hornblenda+plagioclasa, hornblenda+opacos con vidrio intersticial o de plagioclasa+ortopiroxenos+hornblenda+opacos. También es frecuente la ocurrencia de xenolitos básicos (ver sección Xenolitos Básicos). La proporción de poros varía de <1% a 15%, ocasionalmente con yeso o escasa tridimita.

Las lavas que constituyen el complejo de coladas y domos del Tumisa corresponden a andesitas silíceas, dacitas y andesitas. Las dacitas y las andesitas silíceas ocurren en todas las unidades, pero solo en la más antigua (Tumisa I) se reconocieron los términos más básicos. Al igual que en los bloques de los flujos piroclásticos, los límites entre estos tipos litológicos son intrazables. Las lavas, de colores grises, ocasionalmente rojizas y/o bandeadas, son fuertemente porfídicas, con grandes fenocristales de hasta 8 mm. Estos forman del 10 al 40 % del volúmen de la roca, comunmente entre 20 y 35 %. Entre ellos plagioclasa es al más abundante y de mayor tamaño. Ocurre en cristales maclados y marcadamente zonados, algunos cribados en el núcleo o manto, coexistiendo con cristales intactos o con pequeñas inclusiones vítreas rosadas o púrpura, además de pequeños cristales de apatito. Al igual que en los flujos piroclásticos, hornblenda es el ferromagnesiano ubicuo y más abundante, aunque en este caso corresponde a oxihornblenda con bordes opacíticos. Los cristales mayores presentan formas esqueletales o corroídas, reaccionados a un agregado de prismas de clinopiroxeno y opacos y ocasionalmente plagioclasa. En lavas oxidadas sólo se observan pseudomorfos de hornblenda, reemplazados por cúmulos de minerales opacos. Biotita también ocurre en la mayoría de las muestras, generalmente como trazas o, en bajas proporciones (<1,5%), a excepción de las lavas del domo Las Mulas (Fig.2), donde es más abundante (5,2%). Ocurre en grandes cristales rojizos con gruesas

coronas de reacción de ortopiroxeno + plagioclasa + opacos + apatito. Cristales de ortopiroxeno, con distintos grados de pleocroísmo, son también ubicuos, en proporciones de 0,8 a 3,5%. Clinopiroxeno es escaso (<1%) aunque ocurre en gran parte de las muestras, mientras que cristales de cuarzo, sólo ocurren en las dos unidades más jóvenes. Xenocristales de olivino ocurren en gran parte de las lavas de las dos unidades más antiguas (Tumisa I y II), estando completamente ausente en la más joven (Tumisa III). Llegan a formar el 2,5% de la muestra, en cristales de formas irregulares, con coronas de reacción de oxihornblenda + opacos u ortopiroxenos + plagioclasa, ocasionalmente alterados a iddingsita y/o adosados a restos de matriz de los xenolitos básicos. Como minerales accesorios se encuentran opacos y apatito, estos últimos también presentes como microfenocristales, y esporádicamente esfeno. La masa fundamental de estas lavas es hialopilitica, ocasionalmente vitrea con fracturamiento perlítico y localmente esferulíticas. En todas predomina el vidrio de incoloro a pardo, con microlitos de plagioclasa, distintos porcentajes de gránulos de ortopiroxeno y, en menor proporción de clinopiroxeno y hornblenda, sólo ocasionalmente se presenta desvitrificado a un agregado microfilsítico. Al igual que en los bloques de los flujos piroclásticos, estas lavas presentan cúmulos de ortopiroxeno prismáticos + plagioclasa + opacos o de estos minerales más biotita + apatito y xenolitos básicos de distintos tamaños.

LOS XENOLITOS BASICOS

En todas las unidades del complejo volcánico Tumisa, es característica la ocurrencia de xenolitos básicos, denominados comunmente "xenolitos comagmáticos", los que varían de menos de 1 hasta 10% del volumen total de la roca . Los xenolitos corresponden a inclusiones de color oscuro, de formas subredondeadas y granulometría fina, cuyo tamaño varía de microscópico (milímetros) hasta 30 cm . Los mayores normalmente tienen formas elongadas, concordantes con la dirección de fluidez de la lava encajadora. Se caracterizan por sus contactos nítidos con la lava huésped y por su textura vacuolar, observable macroscópicamente. Algunos de ellos presentan zonación concéntrica con márgenes de granulometría más fina.

En estos xenolitos es frecuente la ocurrencia de xenocristales de plagioclasa, de hasta 8 mm, y en menor proporción de hornblenda, en una matriz comunmente acicular de hornblenda y plagioclasa, que contiene ocasionalmente grandes olivinos. Aunque con variaciones en la granulometría, y en la proporción y hábito de los cristales, la mayor parte de los xenolitos se caracteriza por una textura hialodolerítica formada por un agregado de oxihornblendas aciculares y/o prismáticas (25-40%), las mayores con corona y núcleo reaccionados a un agregado de prismas de clinopiroxeno+opacos; plagioclasa maclada y zonada, de hábito prismático, tabular y/o acicular (20-40%), con inclusiones vítreas

rosadas o púrpuras. Contiene proporciones menores de oliyino (0-4%) alterado a iddingsita y reaccionados a piroxeno y/o a gruesos márgenes de oxihornblenda, además de escasos pequeños ortopiroxenos pleocroícos (0-2%), biotita (<1%) reaccionada a hornblenda o con corona de agregados de hornblenda+piroxeno+opacos +plagioclasa, y cuarzo rodeado de prismas de clinopiroxenos. Oxidos de Fe-Ti ocurren como microfenocristales, y en bordes de reacción, algunos de formas subcúbicas.

Los xenocristales de plagioclasa (1-10%) corresponden a grandes cristales cribados y zonados con rasgos de reabsorción, núcleos turbios, mantos de sobrecrecimiento, y/o con inclusiones vítreas y de apatitos dispuestas anularmente. Los xenocristales de oxihornblenda, tienen formas esqueletales, con bordes opacíticos ocasionales y reaccionados parcialmente a agregados de clinopiroxeno+plagioclasa+opacos+apatito, con inclusiones de vidrio y opacos, y/o con núcleos de biotita. Ambos tipos son también frecuentes como fenocristales en la roca huésped.

La masa fundamental de los xenolitos, está constituida por vidrio rojizo a púrpura con proporciones variables de microlitos de plagioclasa y vesículas subredondeadas. Se encuentra ocasionalmente desvitrificada a un agregado microfelsítico. Los poros y/o vesículas forman hasta el 20% de las muestras, parcialmente rellenas de minerales de fases neumatolíticas, como cristobalita y en menor proporción tridimita.

QUIMISMO

Se presentan en diversos diagramas (Figuras 3 a 7) los resultados parciales de aproximadamente de 33 análisis químicos, de un total de aproximadamente 120, representativos de xenolitos, lavas y domos, y de bloques de los flujos piroclásticos del perfil descrito en la sección de petrografía. Las muestras se analizaron por elementos mayores y algunos en traza (Rb, Sr, Ba, V, Cr, Cs, Ni, Pb y Zn), en los laboratorios del Servicio Nacional de Geología y Minería.

Las diferencias petrográficas que dividen las muestras del Tumisa en dos grandes grupos: xenolitos y, lavas y bloques, se reflejan también en sus patrones geoquímicos. Aún así presentan algunas características en común, como un alto contenido de Al_2O_3 (15,6-17,8%) que permite asignarlas a las series aluminosas de Kuno (1966), lo cual es rasgo común de las lavas de gran parte de los Andes chilenos. Estas corresponden a rocas calcoalcalinas, caracter que se ve confirmado en el diagrama de Irvine y Baragar (1971, Fig.3), en que, a excepción de dos muestras de xenolitos, todas se ubican en el campo calcoalcalino.

La composición química se distribuye en un amplio rango, lo cual se refleja en el diagrama de Pecerrillo y Taylor (1976; Fig. 5), aunque con claras diferencias entre los xenolitos (SiO_2 : 52.7-58.4%), las lavas y bloques (SiO_2 : 59-65.2%). En base a este diagrama los xenolitos se clasifican como andesitas basálticas,

Fig.3 Diagrama CPN vs Al₂O₃

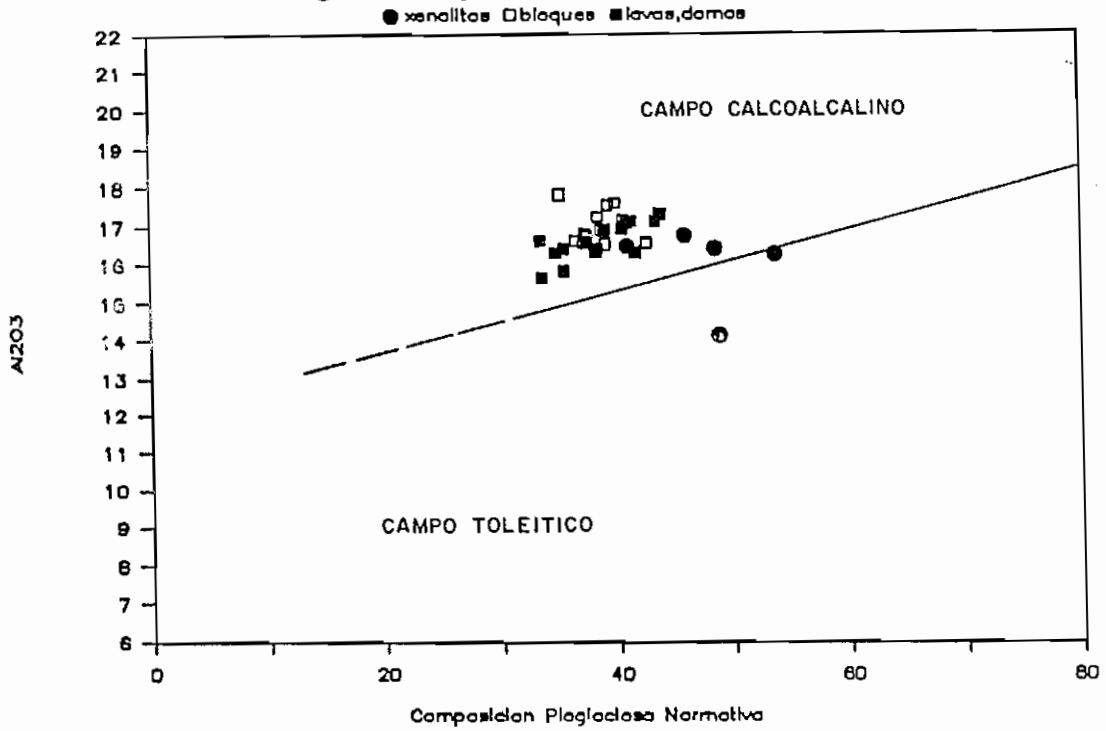
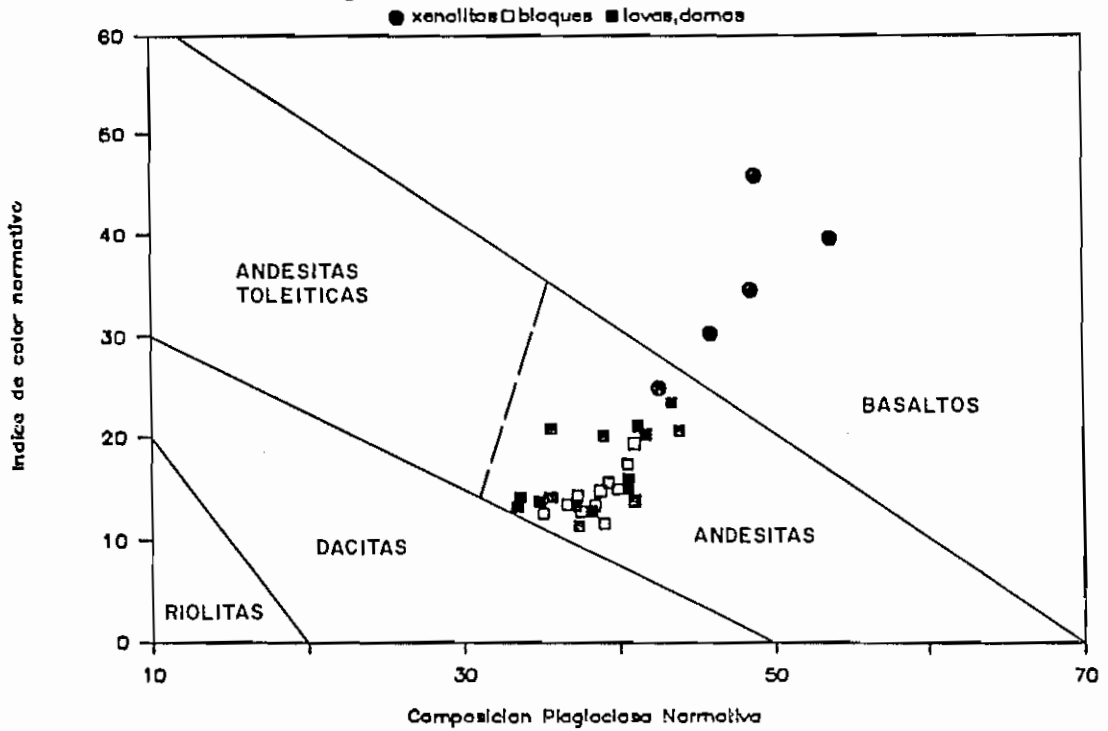


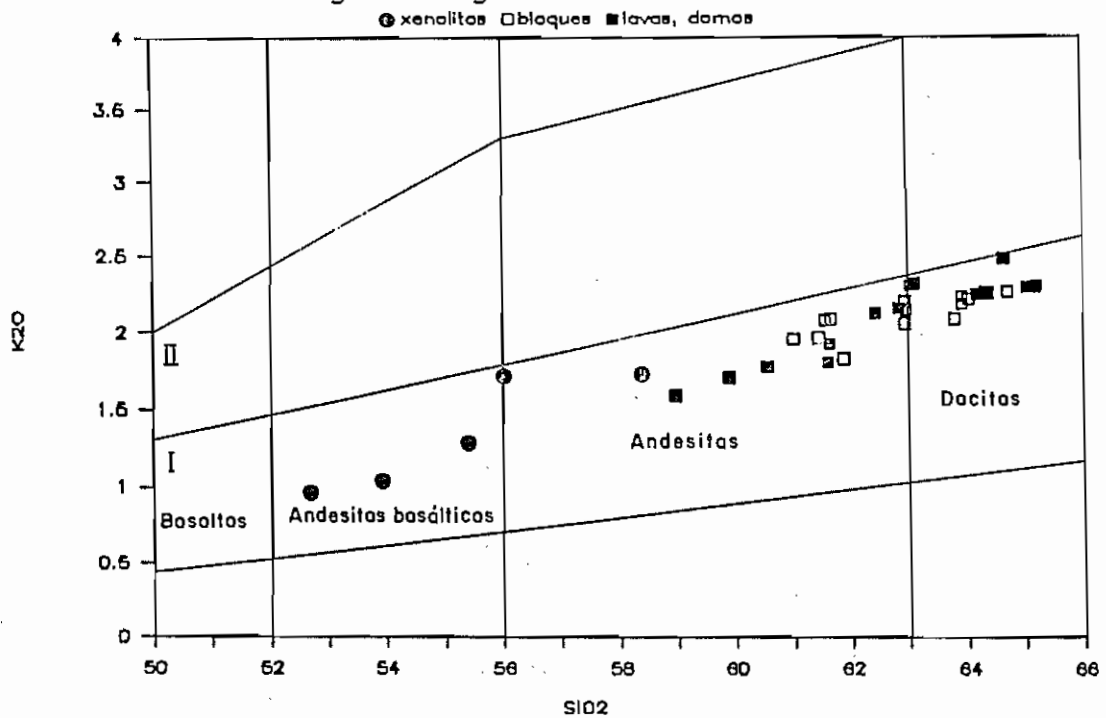
Fig.4 Diagrama CPN vs ICN



cayendo una muestra en el campo de las andesitas. Las lavas y bloques en tanto se clasifican como andesitas y dacitas, varias de ellas en el límite entre ambos campos, todas con contenidos de K₂O normales (xenol: 1-1,7%); lavas: 1,6-2,5). Estas diferencias químicas dentro de las lavas y bloques no siempre se refleja en las características petrográficas de la roca, a excepción de los términos más extremos, donde las andesitas más básicas contienen el mayor porcentaje de xenocristales de olivino, y las dacitas más diferenciadas los de biotita. La clasificación anterior discrepa con la obtenida en base al diagrama composición de plagioclasa normativa versus índice de color normativo (Irvine y Baragar, 1971, Fig. 4); donde todas las lavas y bloques se ubican en el campo de las andesitas y la mayor parte de los xenolitos en el de los basaltos.

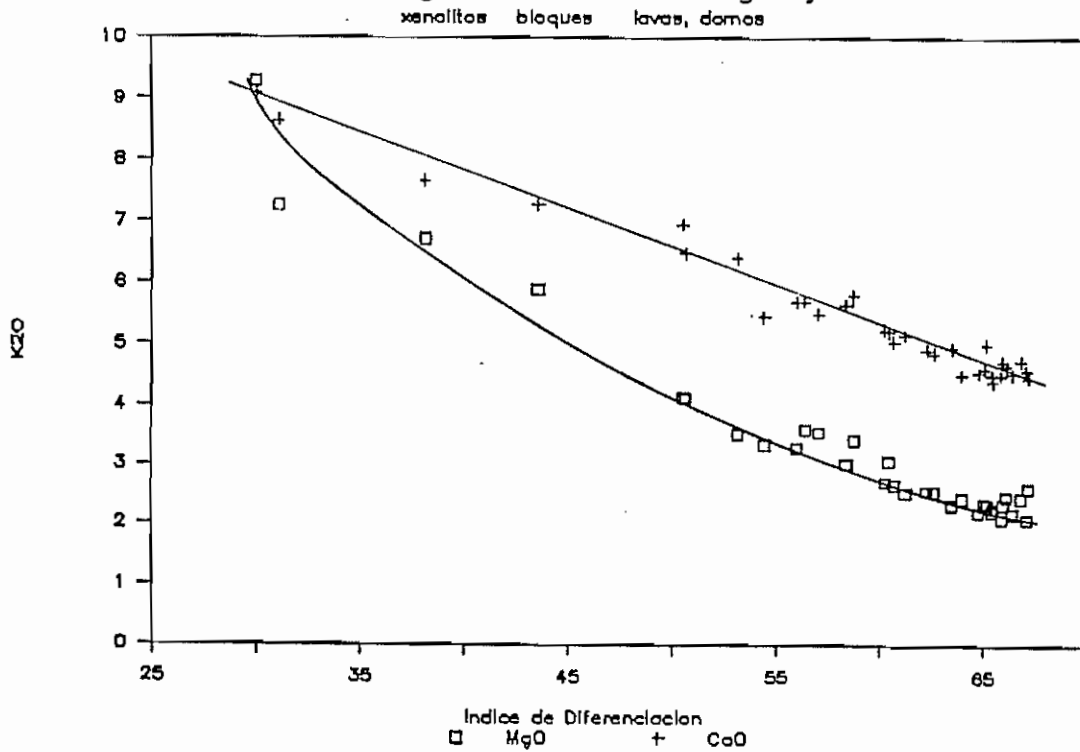
Aunque los contenidos de K₂O son normales, para rocas calcoalcalinas, las razones K₂O/Na₂O (0,4-0,7) son bajas, más típicas de arcos de isla (<0,8; Jakes y White, 1972), debido a un enriquecimiento en Na₂O (xenol: 2,7-3,6; lavas: 3,6-4,3). Las muestras con los valores más bajos de K₂O y de razón K₂O/Na₂O pertenecen también a las menos diferenciadas, y con mayores contenidos de MgO (Fig. 6). Estas corresponden a los xenolitos y las lavas con mayor porcentaje de xenocristales de olivino. Entre éstas, las más primitivas muestran un fuerte enriquecimiento de MgO, dando origen a un tren de diferenciación curvo, a diferencia

Fig.5 Diagrama SiO₂ vs K₂O



I Campo calcoalcalino con contenido de K promedio
II Campo calcoalcalino con contenido de K alto

Fig.6 Diagrama I.D. vs MgO y CaO

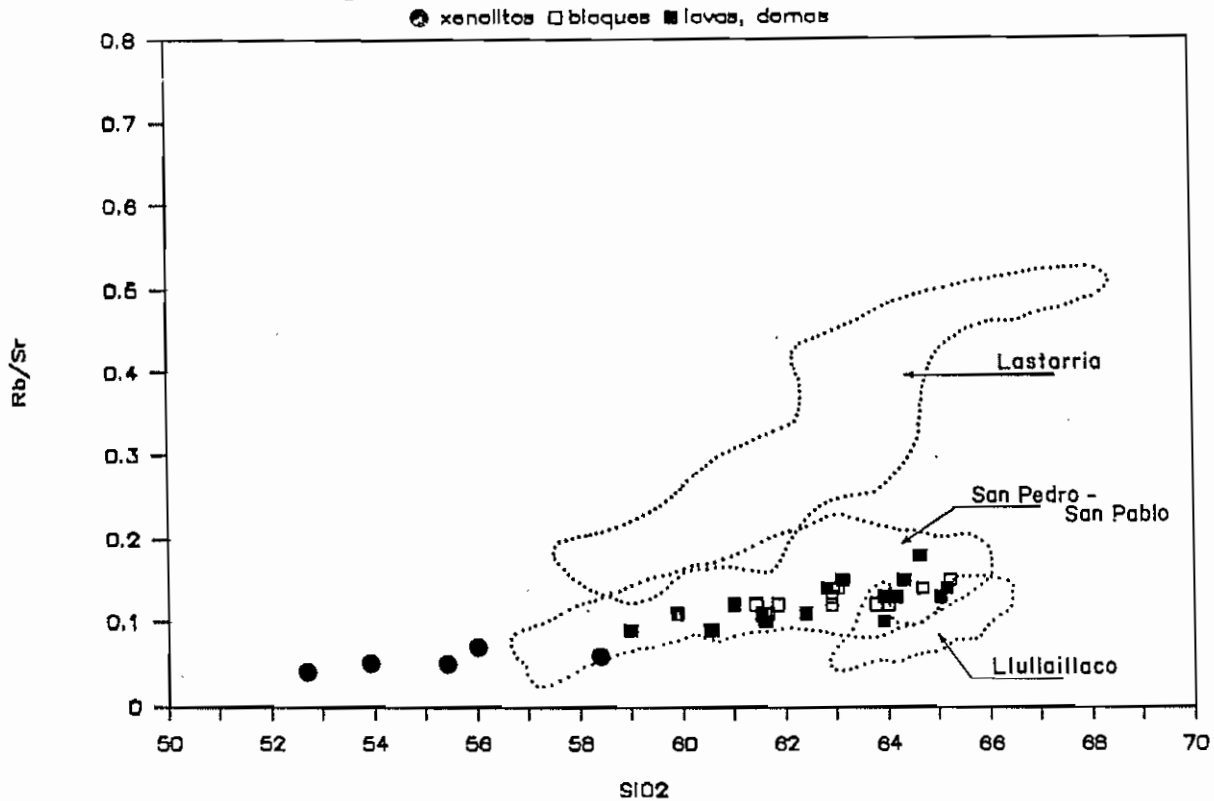


del recto obtenido para otros elementos, como el CaO, en que no tiene injerencia la abundancia de olivino (Fig. 6).

En el contenido de elementos traza la diferencia entre xenolitos y lavas es más notable. Aún así, al igual que los elementos mayores, tienen características en común. En ambos los contenidos de Rb (xenol: 18-43; lavas: 44-81), Sr (xenol: 410-670; lavas: 450-610) y Ba (xenol: 250-460; lavas: 410-570) son relativamente altos para rocas de la asociación calcoalcalina, aunque sin llegar a tener afinidades shoshoníticas (Jakes and White, 1972). Las razones Rb/Sr, marcadamente diferentes entre xenolitos (0,04-0,07) y lavas (0,09-0,18)(Fig.7), son relativamente bajas para los Andes del Norte de Chile, pero similares a la de los volcanes San Pedro-San Pablo (O'Callaghan et al., 1986) 18 km al norte y algo superiores a las del volcán Llullaillaco, distante 15 km hacia el sur, debido al enriquecimiento en Sr de sus dacitas (Gardeweg et al, 1984). Ambos centros se ubican en el margen occidental de la cadena volcánica. Las lavas, del volcán Lastarria, (Naranjo, 1986), ubicadas 20 km al sur y 30 km al este del frente volcánico, tienen razones Rb/Sr superiores (Fig. 7).

Los xenolitos se encuentran empobrecidos en elementos incompatibles como Rb y Ba y enriquecidos en los compatibles, como V (179 -280), Ni (33-119) y particularmente en Cr (60-380) con respecto a las lavas (V: 97-162, Ni:6-25, Cr: 17-73) reflejando su

Fig.7 Diagrama SiO₂ vs Rb/Sr



menor fraccionamiento y la importante participación de olivino en el origen de estas rocas más primitivas.

CONCLUSIONES Y DISCUSION

El Complejo Volcánico Tumisa forma parte de una franja de centros de emisión del Cenozoico Superior de los Andes Centrales. Su actividad se inició a principios del Pleistoceno, con la depositación de flujos piroclásticos líticos, y pumíceos - líticos no soldados y caóticos. El origen de estos flujos está relacionado a la explosión de domos, durante la fase inicial de caracter explosivo de la evolución del Tumisa, etapa que es frecuente en la evolución de este tipo de centros volcánicos. Los

bloques de esos flujos, que alcanzan hasta 10 m de diámetro en las cercanías de la fuente, frecuentemente presentan diaclasamiento prismático y distintos grados de vesicularidad; pumiceos, semivesiculares y densos, aún dentro de un mismo flujo, características que estarían relacionadas con la profundidad de explosión, dentro del domo. Cerca del término de esta etapa explosiva y probablemente debido a la disminución de gases en la cámara magmática, se formaron domos y coladas, las más antiguas intercaladas con los flujos piroclásticos. La actividad ignea continuó durante todo el Pleistoceno, con la formación de complejos de lavas y domos, que construyeron el Volcán Tumisa propiamente tal, con tres fases principales. En la última de ellas predominan los domos, uno de los cuales está truncado por acción glaciaria que dejó al descubierto una zona de alteración hidrotermal con manifestaciones de azufre (Azufrera Tumisa).

Los bloques de los flujos piroclásticos, las lavas de domos y coladas corresponden a dacitas y andesitas de hornblenda y ortopiroxeno, con escasas proporciones de biotita, clinopiroxeno y xenocristales de olivino. La ocurrencia de cuarzo modal es errática. Las rocas tienen distintas proporciones de xenolitos oscuros de diversos tamaños (microscópico a 30 cm), y composiciones andesítico-basálticas o basálticas. Las lavas presentan además texturas de desequilibrio como xenocristales de olivino con distintos grados de reacción, texturas de reabsorción en las plagioclasas, algunas masas fundamentales bandeadas

heterogéneas y coronas de reacción en biotitas y ocasionalmente en las hornblendas. Estas características, más la presencia de xenolitos básicos de textura hialodolerítica, han sido interpretadas como producto de la mezcla de dos magmas químicamente contrastantes (Sakuyama, 1984), como son los términos más diferenciados de lavas dacíticas y los xenolitos más primitivos del Tumisa. El hábito prismático y a veces acicular de las oxihornblendas y plagioclasas de los xenolitos sería el resultado de una alta tasa de enfriamiento, producto del brusco enfriamiento de un magma básico al entrar en contacto con uno ácido, a menor temperatura. Los xenolitos experimentan además mezcla mecánica con la roca huésped, previo a su solidificación, incorporando xenocristales de plagioclasa y anfibola. En casos de mezcla más extrema, solo se conservan los cristales más refractarios, como los olivinos, cuya ocurrencia como xenocristales aislados es frecuente en las lavas.

Químicamente las lavas y bloques corresponden a andesitas y/o dacitas, y los xenolitos a basaltos o andesitas basálticas, no existiendo relación entre la edad de las rocas y su grado de diferenciación. La discrepancia observada entre las clasificaciones químicas de Irvine y Baragar (1971; Fig.4) y de Pecerrillo y Taylor (1976; Fig.5) es frecuente en las lavas de los Andes del norte de Chile, y es producto de su enriquecimiento en SiO₂. Este enriquecimiento no se refleja en parámetros químicos que no incorporan la sílice, como Composición de Plagioclasa

Normativa o Índice de Color Normativo, con lo cual las muestras, en el diagrama de Irvine y Baragar se ubican en campos menos diferenciados y más concordantes con la clasificación petrográfica.

Los valores de K_2O y las razones K_2O/Na_2O son relativamente bajas para los Andes de norte de Chile, pero reflejan la posición occidental del Tumisa dentro de la cadena volcánica. Estos valores se incrementan hacia el este, hasta llegar a razones K_2O/Na_2O cercanas o superiores a 1 (Gardeweg y Ramírez, 1985).

Aunque hay una marcada diferencia geoquímica entre las lavas y los xenolitos, en particular en el contenido de elementos traza, la interacción química y mecánica que han experimentado estos dos términos se refleja en los trenes químicos continuos, sin límites entre ambas unidades y en la variación casi lineal de sus componentes.

Futuros análisis de la composición de los distintos tipos de minerales, de las razones isotópicas y de los patrones de tierras raras de los distintos tipos litológicos, permitirán una mejor comprensión de la petrología de este complejo volcánico. Asimismo, la modelación de sus parámetros geoquímicos permitirá analizar la influencia de los procesos de cristalización fraccionada, además de los mezcla de magma, en la generación de los trenes de diferenciación observados.

REFERENCIAS

- Barazangi, M., Isacks, B. L. 1979. Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from spatial distribution of earthquakes. *Geophys. J. (R. Astronom. Soc.)*, Vol. 57, p. 537-555.
- Coulon, C., Clochiatti, R., Maury, R.C., Westercamp, D. 1984. Petrology of Basaltic Xenoliths in Andesitic to Dacitic Host Lavas from Martinique (Lesser Antilles): Evidence for Magma Mixing. *Bull Volcanol.*, Vol. 47-4 p. 705-734.
- Fisher, R. V., Heiken G. 1982. MT. Pelée, Martinique: May 8 and 20, 1902, Pyroclastic Flows and surges. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 13, p. 339-371.
- Gardeweg, M.; Ramírez, C. F.; 1984. Volcanismo Cenozoico Superior del Altiplano Chileno. *Apuntes del Seminario Actualización de la Geología de Chile. Serv. Nac. Geol. Miner., Misc. 4 p. E1-E31.*
- Gardeweg, M.; Cornejo P.; Davidson J. 1984 *Geología del Volcán Llullaillaco, Altiplano de Antofagasta, Chile (Andes Centrales). Rev. Geol. de Chile N° 23, p. 21-37.*
- Gardeweg, M.; Ramírez, C. F.; 1985. Hoja Río Zapaleri, Región de Antofagasta. *Serv. Nac. Geol. Miner., Carta Geol. Chile. N° 66, 89 p.*
- Gardeweg, M. and Ramirez C.F.; 1987 La Pacana caldera and the Atana Ignimbrite - A major ash-flow and resurgent caldera complex in the Andes of northern Chile. *Bull Volcanol*, Vol. 49, p. 547-566.
- Irvine, T. N.; Baragar, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, Vol. 8, N° 5, p. 523-548.
- Jakes, P.; White, A. J. R. 1972. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Geol. Soc. Am., Bull.*, Vol. 83, N° 1, p. 29-40.
- Kuno, H. 1966. Lateral variation of basalt magma type across continental margins and islands arcs. *Bull. Volcanol.*, Vol. 29, p. 195-222.
- Naranjo, J. A. 1986. *Geology and Evolution of the Lastarria Volcanic Complex, North Chilean Andes. The Open University England.*

- O'Callaghan L. J. and Francis P.W. 1986. Volcanological and petrological evolution of San Pedro volcano, Provincia El Loa, North Chile. Journal of the Geological Society, London, Vol. 143, p. 275-287.
- Peccerillo, A.; Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. Contrib. Mineral. Petrol. Vol. 58, N° 1, p. 63-81.
- Ramírez, C. F.; Gardeweg, M. 1982. Hoja Toconao, Región de Antofagasta. Ser. Nac. Geol. Miner., Carta Geol. Chile, N° 54, 122 p.
- Sakuyama, M.; 1984. Magma mixing an Magma Plumbing Systems in Island Arcs. Bull Volcanoe. V. 47-4, p. 685-703.
- Schweller, W. J.; Kulm, L. D.; Prince, R. A. 1981. Tectonic structure and sedimentary framework of the Peru-Chile Trench. Geol. Soc. Am., Mem., N° 154, p. 323-349.
- Sillitoe, R.H., 1974. Tectonic segmentation of the Andes: implications for magmatism and metallogeny. Nature, V 250, p. 542-545.