

NUEVOS APORTES SOBRE EL VOLCANISMO CENOZOICO DEL GRUPO CALIPUY EN LA LIBERTAD Y ANCASH: GEOCRONOLOGÍA Y GEOQUÍMICA

GEOCHRONOLOGY AND GEOCHEMISTRY OF THE CENOZOIC CALIPUY GROUP VOLCANISM IN LA LIBERTAD AND ANCASH

Pedro Navarro, Marco Rivera y Robert Monge

RESUMEN

El cartografiado geológico, los estudios estratigráficos, y geocronológicos desarrollados en un sector de la Cordillera Occidental del Norte del Perú ($8^{\circ}30' - 9^{\circ}00' S$ y $78^{\circ}00' - 78^{\circ}15' O$), departamentos de La Libertad y Ancash, sugieren la ocurrencia continua de un magmatismo y volcanismo sucedido en el Oligoceno, durante el cual se emplazaron los estratovolcanes Ultocruz-Ticas y Macón, actualmente en avanzado estado de erosión, así como dos franjas intrusivas, asociadas al Batolito de la Costa y al Batolito de la Cordillera Blanca.

Cinco nuevas dataciones radiométricas $^{40}Ar/^{39}Ar$ efectuadas en depósitos de flujos de lava y piroclásticos emitidos por los centros volcánicos Ultocruz-Ticas, Macón (Ancash) y Paccha (La Libertad); y en cuerpos intrusivos (Batolito de Cordillera Blanca y Batolito de la Costa) muestran una actividad magmática ocurrida entre 38 y 10 Ma. Estas edades obtenidas atestiguan una migración del arco magmático de oeste a este a través del tiempo.

Los productos lávicos y piroclásticos emitidos por los centros volcánicos varían entre andesitas a riolitas (51.42% - 73.97% SiO₂). Mientras que las rocas intrusivas del Batolito de la Costa y de la Cordillera Blanca son de composición granítica y granodiorítica, respectivamente. Todas las rocas en el área de estudio pertenecen a la serie calco-alcalina. En base al comportamiento de las HREE y elementos trazas se asume que los magmas de los centros volcánicos de la Cordillera Occidental y Batolito de Costa provienen de la fusión del manto ligados a procesos de subducción, en tanto que aquellos de la Cordillera Blanca deben su origen a la interacción de magmas provenientes del manto con aquellos generados en la base de la corteza continental donde el granate es estable, y los magmas adquieren una firma del tipo adakita.

Palabras clave: Volcanismo Cenozoico, Grupo Calipuy, Geocronología, Geoquímica, La Libertad, Ancash

ABSTRACT

Geological mapping, stratigraphical sections and radiometric dating carried out in a sector from the Western Cordillera of Northern Peru ($8^{\circ}30' - 9^{\circ}00' S$ y $78^{\circ}00' - 78^{\circ}15' W$), Ancash province, suggest a continuous magmatic and volcanic event developed in Oligocene. This event originated the Ultocruz-Ticas and Macón volcanoes, both eroded; and two intrusive belts, one of them associated with Cordillera Blanca Batolith and another one linked to the Coastal Batolith.

Five new radiometric $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages obtained on lava and pyroclastic flows from Ultocruz-Ticas, Macón (Ancash) and Paccha (La Libertad); and intrusive bodies (Cordillera Blanca Batolith and Coastal Batolith) show that magmatic activity happened between 38 and 10 My. These ages suggest a migration of the magmatic arc from West to East during Oligocene to Miocene times.

Lavas and pyroclastic rocks emitted from these volcanic centers are andesitic to rhyolitic (51.42% -

73.97% SiO₂). While, Coastal and Cordillera Blanca batolith intrusive rocks are granitic and granodioritic respectively. All these rocks from the study area belong to the calc-alkaline suite. HREE and trace elements suggest magmas from the Western Cordillera volcanic centers and from the Coastal Batolith come from mantle melting associated with subduction processes, while those from Cordillera Blanca owe their origin to interaction of mantle magmas from those generated at the base of the continental crust where garnet is stable, and magmas acquire a signature of type adakite.

Keywords: *Cenozoic Volcanism, Calipuy Group, Geochronology, Geochemistry, La Libertad, Ancash*

INTRODUCCIÓN

Extensos y potentes afloramientos de rocas volcánicas y volcano-sedimentarias que forman parte de la Cordillera Occidental de los Andes en el norte del Perú, se emplazaron entre el Eoceno y el Mioceno siendo cartografiadas como una sola unidad denominada como “Grupo Calipuy” (Cossío, 1964; Wilson, 1975; Farrar & Noble, 1976, Noble et al., 1999). Esta unidad sobreyace en discordancia angular a las secuencias marinas silicoclásticas y carbonatadas del Mesozoico.

Los estudios geológicos y estratigráficos, con el apoyo de la geoquímica y de las dataciones radiométricas ⁴⁰Ar/³⁹Ar y K/Ar llevados a cabo por INGEMMET dentro del Proyecto GR4 “Volcanismo Cenozoico, Grupo Calipuy y su asociación con los yacimientos epitermales, Norte del Perú”, en el sector norte del departamento de Ancash y La Libertad indican que los productos volcánicos fueron emitidos desde centros volcánicos, tales como estratovolcanes, domos de lava y calderas. En efecto, estudios geológicos efectuados por Rivera et al. (2005) en el departamento de La Libertad, muestran la ocurrencia de cuatro etapas de volcanismo sucedidos entre el Eoceno y Mioceno, durante las cuales se emplazaron al menos ocho centros volcánicos actualmente en avanzado estado de erosión, dos calderas de colapso y varios domos de lava. En estas etapas también se emplazaron rocas intrusivas y cuerpos subvolcánicos, los que están intruyendo a las secuencias silicoclásticas del Cretáceo y a las rocas volcánicas del Eoceno - Mioceno.

Los centros volcánicos fueron edificados a lo largo de fallas regionales cuya dirección predominante es NO-SE. Las secuencias volcánicas sobreyacen a rocas sedimentarias del Cretáceo superior-Paleoceno o están cubriendo a una superficie de erosión labrada en rocas intrusivas del Eoceno.

En el presente artículo, en base al cartografiado geológico, al estudio estratigráfico, geoquímica de rocas y dataciones radiométricas ⁴⁰Ar/³⁹Ar, se reportan

edades de emplazamiento de centros volcánicos cenozoicos y de cuerpos intrusivos, así como la evolución del volcanismo entre los departamentos de La Libertad y Ancash, comprendiendo un área aproximada de 1500 km² (Fig. 1).

El estudio del volcanismo cenozoico es importante porque permite determinar las etapas de emplazamiento de los centros volcánicos, además de que alberga importantes yacimientos epitermales de baja y alta sulfuración asociados a estos centros (Noble & McKee, 1999; Kihien, 1997). De igual modo, el estudio, nos da pautas para conocer sus relaciones con la orogenia del norte del Perú.

ESTRATIGRAFÍA

Las rocas más antiguas que afloran en el área de estudio corresponden a rocas sedimentarias del Jurásico y Cretáceo, sobre las cuales sobreyacen rocas volcánicas del Cenozoico.

MESOZOICO

El substrato del volcanismo cenozoico está constituido por intercalaciones de rocas sedimentarias y volcano-sedimentarias emplazadas entre el Cretáceo inferior y Paleógeno, localizadas principalmente al este de la zona de estudio (Fig. 2). Estas secuencias presentan pliegues abiertos y volcados, así como fallas inversas y normales. A continuación se hace una breve descripción de las unidades presentes en la zona.

Cretáceo Inferior

Grupo Goyllarisquizga

Formación Chimú: consiste principalmente de areniscas cuarzosas, gris blanquecinas, en estratos gruesos de 1.5 a 2 m. de espesor. En algunos sectores, en la parte inferior se distinguen capas de limoarcillitas y limolitas grises. Ocasionalmente se intercalan mantos de carbón. Tiene un espesor de hasta 800 m, observados principalmente a lo largo del valle del río Santa.

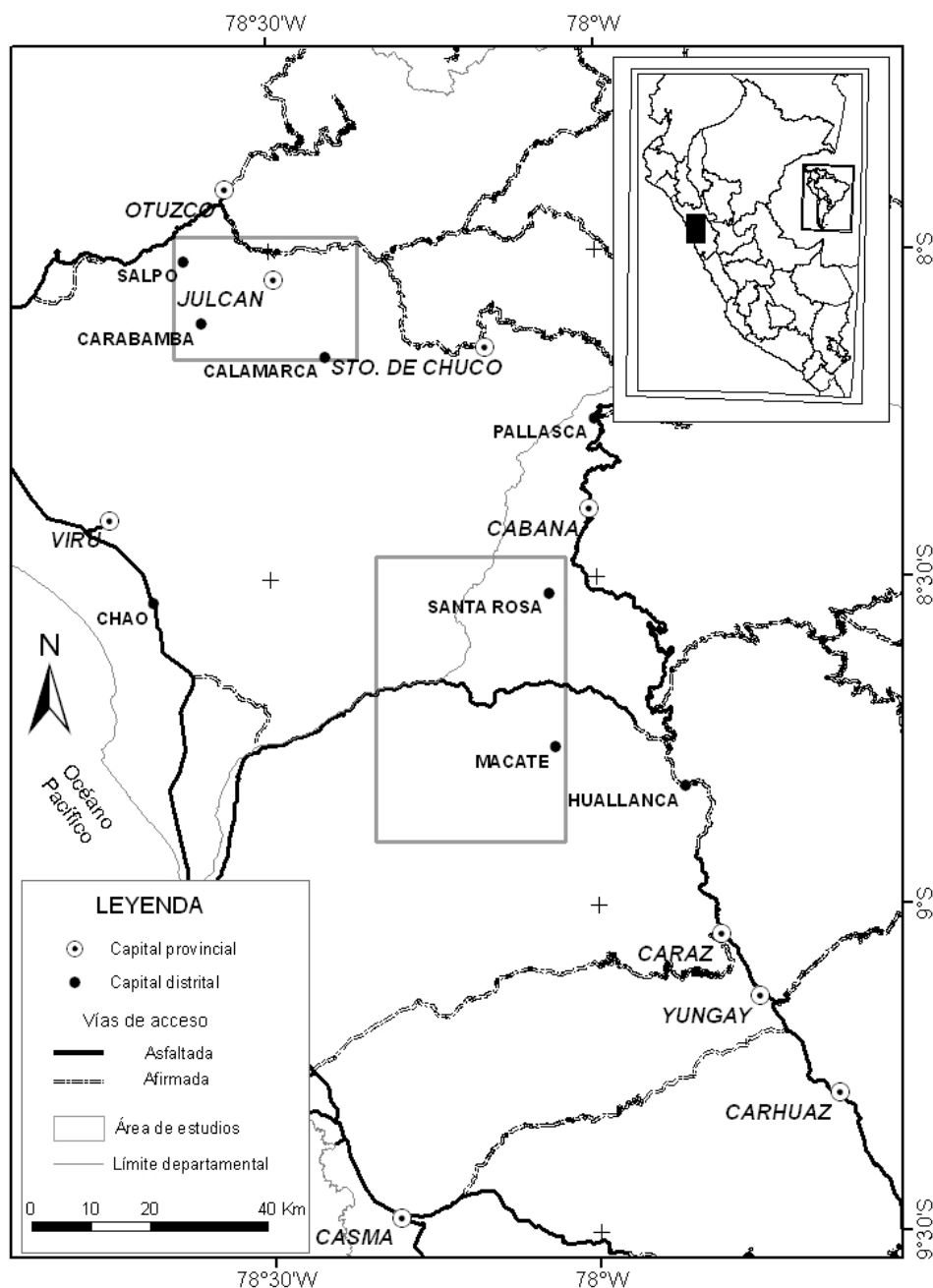


Figura 1. Mapa de ubicación del área de estudio.

Formación Santa: hacia la base está conformada por lutitas gris oscuras intercaladas con estratos centimétricos de areniscas grises de grano fino. Cubiertas por niveles de calizas mudstone negras de 0.20 a 0.25 m de espesor, y capas de yeso. El tope de la secuencia está constituido por intercalaciones de lutitas y areniscas grises muy finas. Su espesor observable es de aproximadamente 200 m, reconocidos en las cercanías del poblado de Santa Rosa y hacia el sur de Macate.

Formación Carhuaz: se trata de intercalaciones de areniscas rojizas finas a medias en estratos de 0.15 a 0.20 m con lutitas gris oscuras, algunas conteniendo fauna fósil de *Sphoera* sp., *Ceratosiphon* sp. y *Pteratrigonia tocaimana* (LEANZA). Muestran una estratificación paralela y continua. Los afloramientos se encuentran plegados, conformando anticlinales y sinclinales. Sobreyace concordantemente a la Formación Santa. Tiene un espesor aproximado de 400 m. En el camino que conduce de Santa Ana hacia

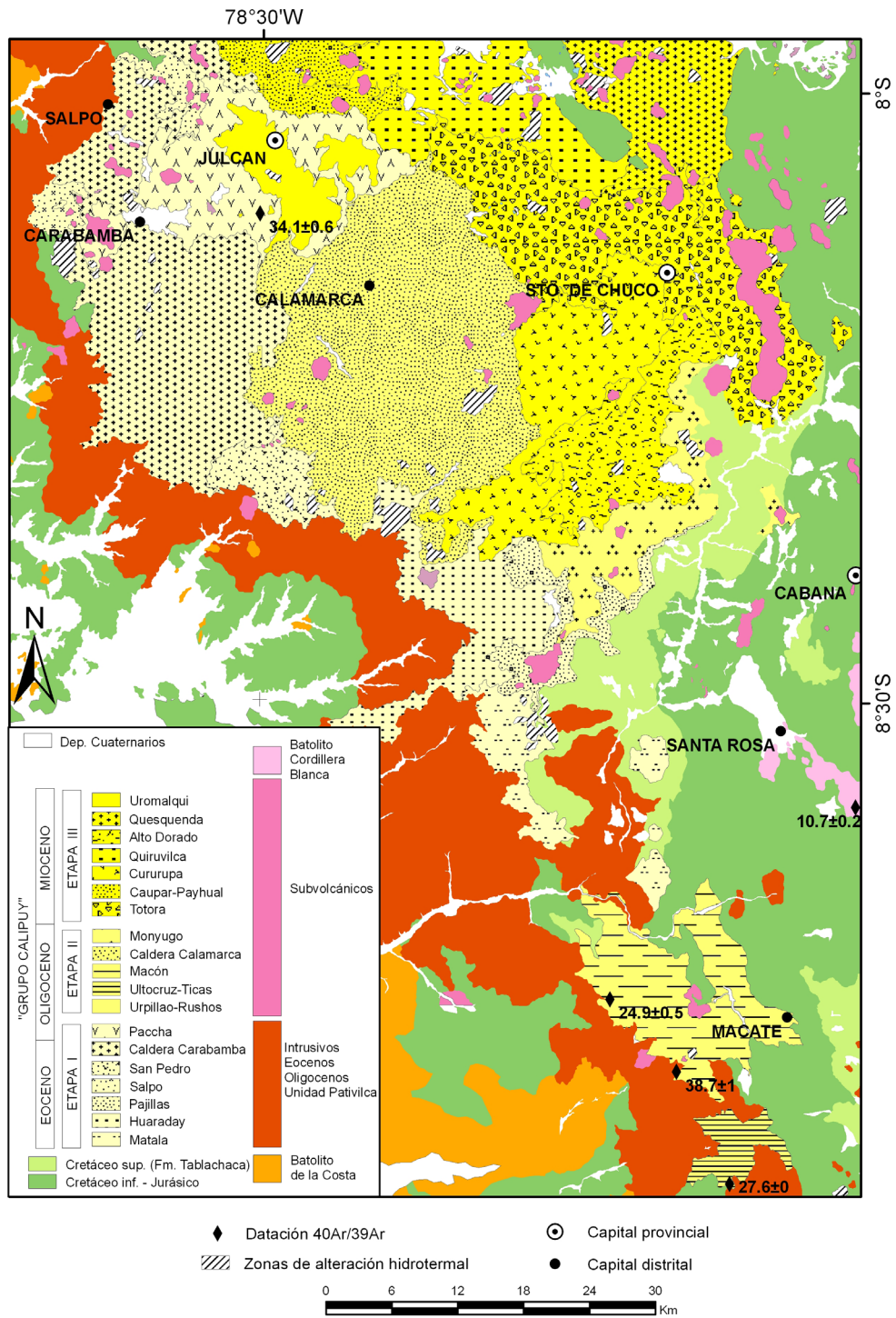


Figura 2. Mapa geológico por centros eruptivos.

Huaylas se ha recolectado la siguiente fauna fósil: *Sphoera* sp., *Ceratosiphon* sp., *Cejrena*, *Mactra* sp., *Pteratrigonia tocaimana* (LEANZA); estableciendo que esta unidad se emplazó en el Cretáceo inferior (Tabla 1).

Cretáceo Inferior-Superior

Grupo Casma

Es una unidad volcano-sedimentaria localizada al oeste de la zona de estudio, entre los poblados

de Santa Ana y Lupahuari. Está constituida por tres secuencias: volcano-sedimentaria, volcánica principalmente lávica y piroclástica. En la base, la secuencia volcano-sedimentaria consiste en intercalaciones de areniscas finas, gris rojizas, intercaladas con horizontes centimétricos de chert, y con depósitos de flujos piroclásticos de cenizas y depósitos volcanoclásticos, lo que conforman en conjunto de 200 m de espesor. En la parte media, la secuencia volcánica está formada por 700 m de depósitos de flujos de lavas almohadilladas típicos de ambientes submarinos, aglomerados volcánicos, flujos piroclásticos de bloques y cenizas, y flujos lávicos gris afaníticos; todos de composición andesítica. Al tope, la secuencia es netamente piroclástica de 650 m y consiste por un lado, en depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas, gris blanquecinos, soldados; y por otro lado en flujos de bloques y cenizas con fragmentos monomícticos porfiríticos.

Cretáceo Superior-Paleoceno

Formación Tablachaca

Esta secuencia fue descrita inicialmente por Rivera et al. (2005) y propuesta como formación por Cerpa et al., (2008). La base está conformada por conglomerados con clastos de areniscas cuarzosas y rocas volcánicas, cubiertos por depósitos volcanoclásticos gris oscuros con fragmentos lávicos centimétricos, incluidos dentro de una matriz de cristales milimétricos de plagioclasa y cuarzo; así como, por depósitos de flujos piroclásticos de cenizas amarillentas poco cohesivas. Sobreyacen depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas gris verdosos, que contienen fragmentos líticos porfiríticos de tamaños centimétricos y fragmentos sedimentarios. También se reconocen depósitos de flujos de lava andesíticos intercalados con secuencias volcanoclásticas, limoarcillitas, lutitas, calizas y yesos laminados. Su espesor varía entre 600 m y 800 m.

Los depósitos de la Formación Tablachaca están afectados por dos sistemas de fallas NO-SE con vergencia al oeste, sus pliegues tienen direcciones NNE-SSO y N-S y pueden haber sido formados por propagación de fallas ciegas (Cerpa et al., 2008).

Se le asigna una edad máxima correspondiente al Eoceno inferior debido a que está intruido por un cuerpo subvolcánico dacítico datado en 35.2 ± 0.4 Ma (Rivera et al., 2005). Se le puede correlacionar

con los depósitos volcánicos que afloran hacia el norte de Lima, en Huaral y Huacho, así como hacia el sur de Lima en Pucusana y Mala los cuales tienen similares características y que han sido atribuidos al Cretáceo superior-Paleoceno (Noble et al., 2005; Romero, 2007).

UNIDADES CENOZOICAS: GRUPO CALIPUY

El denominado “Grupo Calipuy” en el sector comprendido entre los departamentos de La Libertad y Ancash, agrupa numerosos centros volcánicos que han presentado importantes y continuos eventos eruptivos a partir del Eoceno al Mioceno (Figs. 2 y 3), depositando principalmente flujos de lava y flujos piroclásticos con características petrológicas variadas.

Paleógeno

Etapas I: Eoceno Superior-Oligoceno Inferior Secuencia Volcánica Matala

Ubicado 15 km al noroeste de la localidad de Chuquicara ($78^{\circ}17' O$, $8^{\circ} 31' S$, a 3579 msnm). Corresponde a un centro volcánico bastante erosionado que presenta variados flujos de lavas cubiertos por ocasionales depósitos de flujos piroclásticos de cenizas no soldados, de coloraciones gris verdosas, ambos presentan zonas de alteración hidrotermal del tipo sílica y argílica. Los depósitos de flujos de lava son de composición andesítica con fenocristales de plagioclasa y piroxeno. En total estos depósitos tienen un espesor que varía entre 250 m y 700 m.

Centro Volcánico Paccha

Este centro volcánico conforma parte del Complejo Volcánico Paccha-Uromalqui, que está constituido por tres estrato-conos alineados de SE a NO, parcialmente erosionados, localizados al norte y noreste de Carabamba y al suroeste de Julcán ($78^{\circ} 32'O$, $8^{\circ} 04'S$; a 4131 msnm). Este complejo volcánico ha mostrado una migración de su actividad hacia el sureste, siendo el volcán Paccha el más antiguo y Uromalqui el más reciente.

El centro volcánico Paccha ha sido edificado luego de tres eventos eruptivos: 1) El primero conformado por una secuencia sedimentaria de limolitas y limoarcillitas en capas delgadas, intercalada con depósitos de flujos piroclásticos de cenizas andesíticas, los que alcanzan un espesor

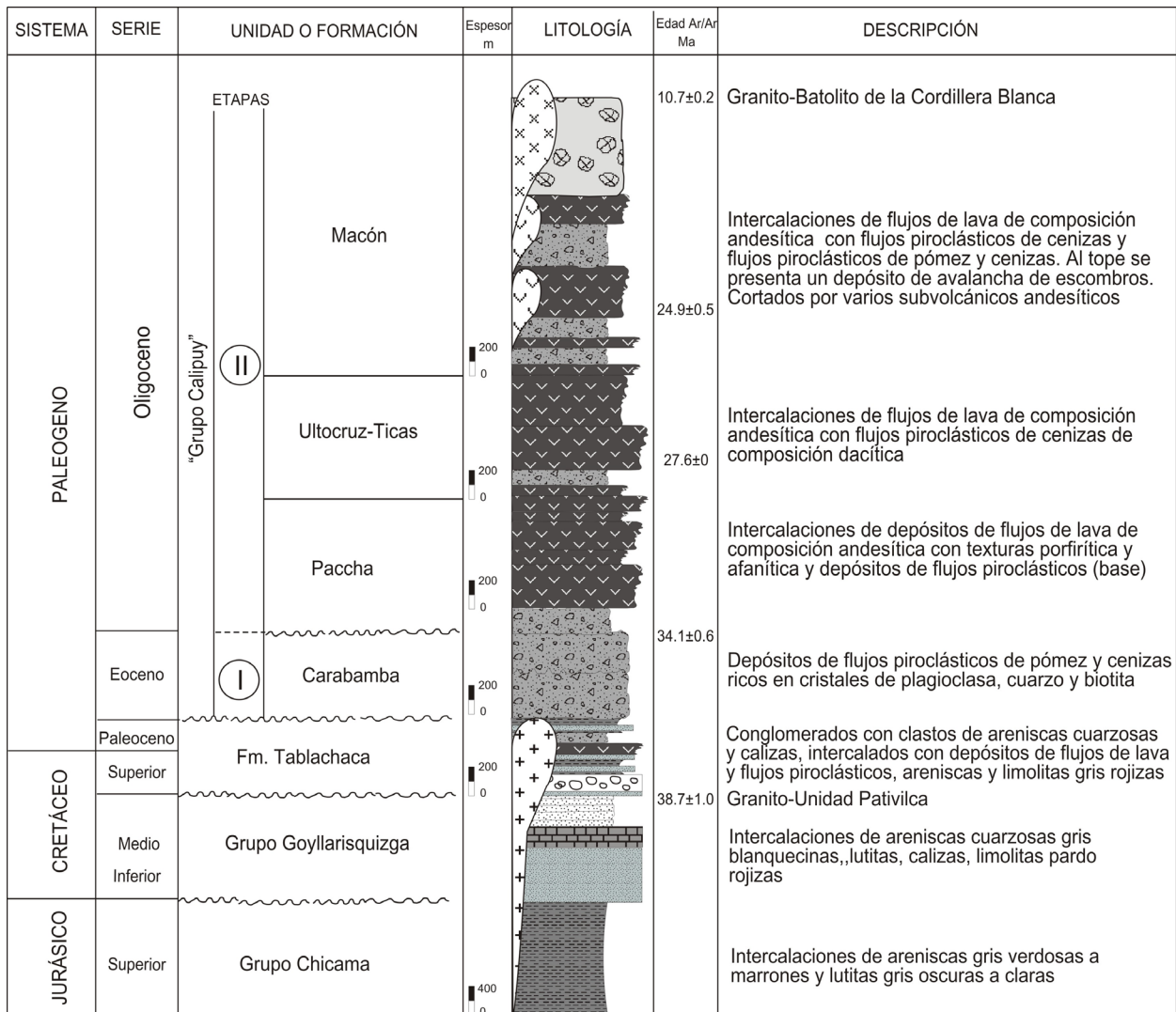


Figura 3. Columna estratigráfica generalizada del Volcanismo Cenozoico.

aproximado de 50 m. 2) El segundo, consiste de una gruesa secuencia de depósitos de flujos piroclásticos de cenizas, depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas, y depósitos de lahares en capas gruesas. Los depósitos de flujos de cenizas son de composición andesítica, con cristales de plagioclasa y anfíbol, y fragmentos líticos lávicos de tamaños centimétricos. Por su parte los depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas contienen fragmentos juveniles de hasta 15 cm de diámetro, en una matriz con fenocristales de plagioclasa y anfíbol, dispuestos en capas gruesas y de aspecto masivo. 3) El tercero formado por depósitos de flujos piroclásticos de cenizas dacíticas con cristales de plagioclasa, biotita y cuarzo; alcanzando un espesor que varía entre 150 m y 300 m.

En el sector de San Agustín se ha datado una muestra de un depósito de flujo piroclástico de bloques y cenizas correspondiente al segundo evento eruptivo, el cual ha reportado una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita de 34.1 ± 0.6 Ma (Fig. 4 y Tabla 2). Asimismo, se distinguen algunos cuerpos subvolcánicos andesíticos que cortan a los depósitos del centro volcánico Paccha, como el cerro Quinga que reporta una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en anfíbol de 27.0 ± 0.4 Ma. (Rivera et al., 2005).

Etapa II: Oligoceno Superior

Centro Volcánico Ultocruz-Ticas

Localizado a 14 km al este de la localidad de Santa Ana ($78^{\circ} 07' \text{O}$, $8^{\circ} 51' \text{S}$; a 4649 msnm). Corresponde a un centro volcánico bastante erosionado. Este

centro ha sido construido por tres eventos eruptivos: 1) El primero caracterizado por una actividad eruptiva efusiva y explosiva. La actividad efusiva generó lavas andesíticas, gris verdosas, con fenocristales de plagioclasa y piroxeno. La actividad explosiva generó depósitos de flujos piroclásticos de ceniza, soldados, blanquecinos, con cristales de plagioclasa, anfíbol, óxidos y cuarzo secundario, teniendo un espesor mínimo de 80 m y máximo de 200 m. 2) El segundo y tercer evento se caracterizan por una actividad efusiva que emplazó lavas andesíticas afaníticas, con fenocristales de plagioclasa, piroxeno, óxidos y sulfuros de hierro; sus espesores oscilan entre 90 m y 300 m. Una muestra del flujo de lava inferior reporta una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en plagioclasa comprendida entre 30 y 20 Ma (Fig. 4 y Tabla 2).

Centro Volcánico Macón

Esta ubicado a 10 km al oeste del distrito de Macate (78°08'O, 8°47'S; a 4288 msnm). Corresponde a un centro volcánico erosionado, con evidencias de haber sufrido un colapso gravitacional de su sector este. Fue edificado luego de cuatro eventos: 1) El primero consiste en 500 m de intercalaciones de depósitos de flujos piroclásticos de cenizas soldados, flujos de lavas andesíticas y depósitos volcanoclásticos. 2) El segundo de 350 m corresponde a depósitos de flujos de lava andesítica porfirítica, gris verdosa, en capas tabulares, con fenocristales de plagioclasa y piroxeno. 3) El tercero es una secuencia piroclástica de 300 m consistente en depósitos de flujos de ceniza soldados con fragmentos líticos, lapilli acrecional, cristales de cuarzo, plagioclasa y biotita; además de depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas con fragmentos líticos, no soldados; y finalmente depósitos de flujos

piroclásticos de pómez y cenizas soldados. 4) El cuarto de 200 m son lavas andesíticas porfiríticas pertenecientes al tope del volcán, con fenocristales de plagioclasa y piroxeno. Posteriormente, este volcán ha sufrido el colapso gravitacional del sector este, atestiguado tanto por un escarpe (cicatriz) vertical y subanular identificado en los cerros Macón, y por los depósitos de avalanchas de escombros que afloran principalmente en el valle de Macate. Estos últimos conforman un espesor total de 500 m. Una muestra de lava andesítica generada por el cuarto evento reporta una edad plateau $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en matriz de 24.9 ± 0.5 Ma (Fig. 4 y Tabla 2).

ROCAS INTRUSIVAS

Las rocas intrusivas reconocidas entre Santa Rosa y Macate corresponden a tonalitas, granodioritas y granitos generados por eventos magmáticos ocurridos a partir de 55 a 50 Ma (Vidal, 1980; Cobbing, 2000).

Paleógeno

En esta época se emplazaron granodioritas holocristalinas, equigranulares, que contienen cristales de plagioclasa, cuarzo, biotita y feldespato potásico; así como plutones de composición diorítica con cristales de plagioclasa, anfíbol y cuarzo. Además se han reconocido stocks de composición granítica a tonalítica, equigranulares, conteniendo cristales de cuarzo y plagioclasa. Estos cuerpos han sido reconocidos entre las localidades de Chuquicara y Macate. Una muestra tomada de un granito reporta una edad plateau $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en anfíbol de 38.7 ± 1.0 Ma (Fig. 5 y Tabla 2).

Tabla 1. Determinaciones Paleontológicas.

Muestra	Norte	Este	Nombre	Ambiente	Biofacie	Edad
CA710	9019297	825652	<i>Sphoera sp.</i>	marino	prof. moderada somera	Cretáceo inferior
CA719	9028777	819808	<i>Ceratosiphon sp.</i>	marino	escasa fauna reg. Prof.	Barremiano
CA732	9029151	825067	<i>Cejrena</i> <i>Mactra sp.</i>	marino	marino bentónico	Cretáceo
CA733	9028032	823761	<i>Pteratrigonia tocaimana</i> (LEANZA)	marino	marino bentónico	Aptiano

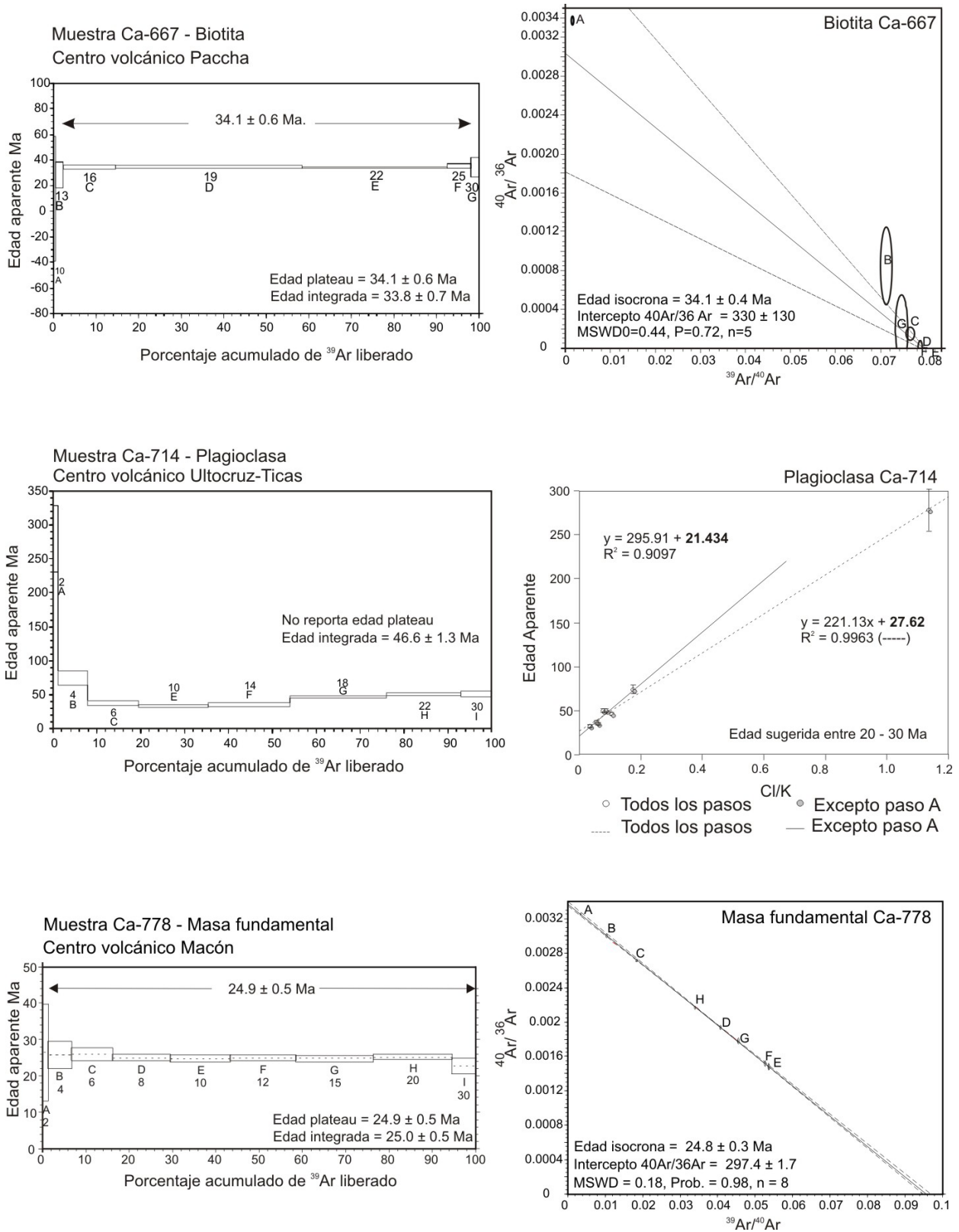


Figura 4. Espectros de pasos de calentamiento (step heating) y diagrama con la razón Cl/K en muestras de rocas volcánicas Cenozoicas. El error de la edad de plateau está dada en $\pm 2\sigma$.

Neógeno

Los cuerpos plutónicos correspondientes a esta edad se encuentran al noroeste del Cañon del Pato, conformando parte del Batolito de la Cordillera Blanca, el que está constituido por rocas félsicas, holocristalinas, equigranulares, de composición granodiorítica a granítica, con cristales de plagioclasa, cuarzo, biotita y anfíbol. Algunos cristales de biotita tienen tamaños de 2 a 3 mm. Una muestra tomada al sureste del poblado de Santa Rosa reporta una edad plateau $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita de 10.7 ± 0.2 Ma (Fig. 5 y Tabla 2).

DETERMINACIÓN DE EDADES $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Cinco nuevas dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fueron realizadas en muestras obtenidas entre los departamentos de La Libertad y Ancash (Tabla 2, Figs. 4 y 5, Apéndice 1). Estas corresponden a las muestras Ca-667; Ca-778; Ca-714; Ca-743 y Ca-722. Los análisis fueron efectuados en el Laboratorio de Geocronología del SERNAGEOMIN (Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile). Para mayor información sobre los procedimientos analíticos referirse a Arancibia et al. (2006).

Un fenocristal de biotita analizado, correspondiente a un depósito de flujo piroclástico de cenizas (Ca-667) del centro volcánico Paccha, presenta una edad isocrona mal definida de 34.1 ± 0.8 Ma. La edad plateau es mejor definida en 34.1 ± 0.6 Ma (100% del gas). El resultado de la isocrona puede deberse a que el gas liberado se homogenizó debido a la deslaminación de la biotita durante su calentamiento. Estas edades son concordantes, sin embargo es preferible la edad plateau debido a su baja incertidumbre (Fig. 4 y Tabla 2).

Por otro lado, un fenocristal de plagioclasa de un depósito de flujo de lava ubicado en la parte inferior del centro volcánico Ultocruz-Ticas (Ca-714), muestra una edad plateau en forma de U. Este comportamiento aparentemente es común en plagioclasas que han experimentado un enfriamiento lento y exsolución. Según los modelos de McDougall y Harrison (1999), el primer gas liberado se origina en inclusiones fluidas cloruradas, consistentes en razones altas de Cl/K observadas en estos pasos. Estas inclusiones contienen exceso de Ar. El gas liberado a alta temperatura contiene un componente con exceso de Ar, proveniente de un sitio estructural asociado a la formación de los dominios composicionales durante

la exsolución. Este tipo de espectro es imposible de interpretar. Sin embargo, en este caso se construyó un gráfico de edad aparente contra la razón Cl/K, observándose una buena correlación entre las dos variables. Si se asume que todo el exceso de Ar se asocia al Cl, el intercepto en el eje Y de este gráfico sería equivalente a la edad de la plagioclasa. Cuando se incluye el paso A (con más alto Cl/K) el intercepto es de 27.6 Ma. Cuando se elimina este paso, el intercepto es de 21.4 Ma. Entonces, es probable que la muestra tenga una edad entre 20 y 30 Ma (Fig. 4 y Tabla 2).

Por otro lado, una muestra de lava andesítica del centro volcánico Macón (Ca-778) datada en masa fundamental (matriz) reporta una edad isocrona de 24.8 ± 0.6 Ma (Fig. 4 y tabla 2). El intercepto $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de la isocrona es concordante con la razón atmosférica de 295.5, mientras que la edad plateau es 24.9 ± 0.5 Ma (100% del gas) y está mejor definida. El aumento de las razones Ca/K en los pasos de más alta temperatura se debería a la desgasificación de microfenocristales de plagioclasa.

Un cristal de anfíbol de una roca granítica del Batolito de la Costa (Ca-743) reporta una edad isocrona igual a 38.4 ± 0.8 Ma (Fig. 5 y Tabla 2), mientras que la edad plateau es 38.7 ± 1.0 Ma. Estas edades son concordantes, sin embargo es preferida esta última debido a su baja incertidumbre. Finalmente, una muestra de roca intrusiva del Batolito de la Cordillera Blanca (Ca-722) reporta una edad plateau de 10.7 ± 0.2 Ma (Fig. 5 y Tabla 2), mientras que la edad isocrona es de 10.67 ± 0.13 Ma. Estas edades son concordantes, sin embargo es preferible la edad plateau debido a su baja incertidumbre.

GEOQUÍMICA DE LOS PRODUCTOS

Un total de 18 análisis químicos de rocas de los centros volcánicos Ultocruz-Ticas y Macón, así como de la secuencia volcánica Tablachaca, las rocas subvolcánicas y rocas intrusivas, han sido analizados por elementos mayores y trazas (Tabla 3). Los análisis químicos han sido efectuados en depósitos de flujos de lava, en bloques juveniles (depósitos de flujos piroclásticos) y rocas intrusivas. Los elementos mayores han sido analizados en el Laboratorio de Química del INGEMMET por el método de Absorción Atómica-Flama. Los análisis químicos por elementos trazas han sido realizados en los laboratorios de SGS en Canadá, por ICMS90 y por fluorescencia de rayos X.

Tabla 2. Muestras datadas por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en el Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN).

Muestra	Norte	Este	Litología	Localidad	Unidad	Edad	Sustancia	Comentarios
Ca-667	9103618	775301	Flujo de cenizas	San Agustín	C.V. Paccha	34.1±0.6	Biotita	Pasos resultados concordantes.
Ca-778	9032279	807061	Lava	Cerro Piñapampa	C.V. Macón	24.9±0.5	Matriz	El intercepto $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de la isócrona es concordante con la razón atmosférica de 295.5. Se recomienda usar la edad plateau.
Ca-714	9015494	817896	Lava	Ulto Cruz	C.V. Ultocruz-Ticas	27.6	Plagioclasa	El espectro en forma de "U" es típico en plagioclasas que han sufrido un enfriamiento lento y exsolución.
Ca-743	9025678	813071	Intrusivo	Chachas	Unidad Pativilca	38.7±1.0	Anfíbol	Se recomienda usar la edad plateau.
Ca-722	9049675	829341	Intrusivo	Pallaquish	Batolito Cordillera Blanca	10.7±0.2	Biotita	El intercepto $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de la isócrona es concordante con la razón atmosférica de 295.5. Se recomienda usar la edad plateau.

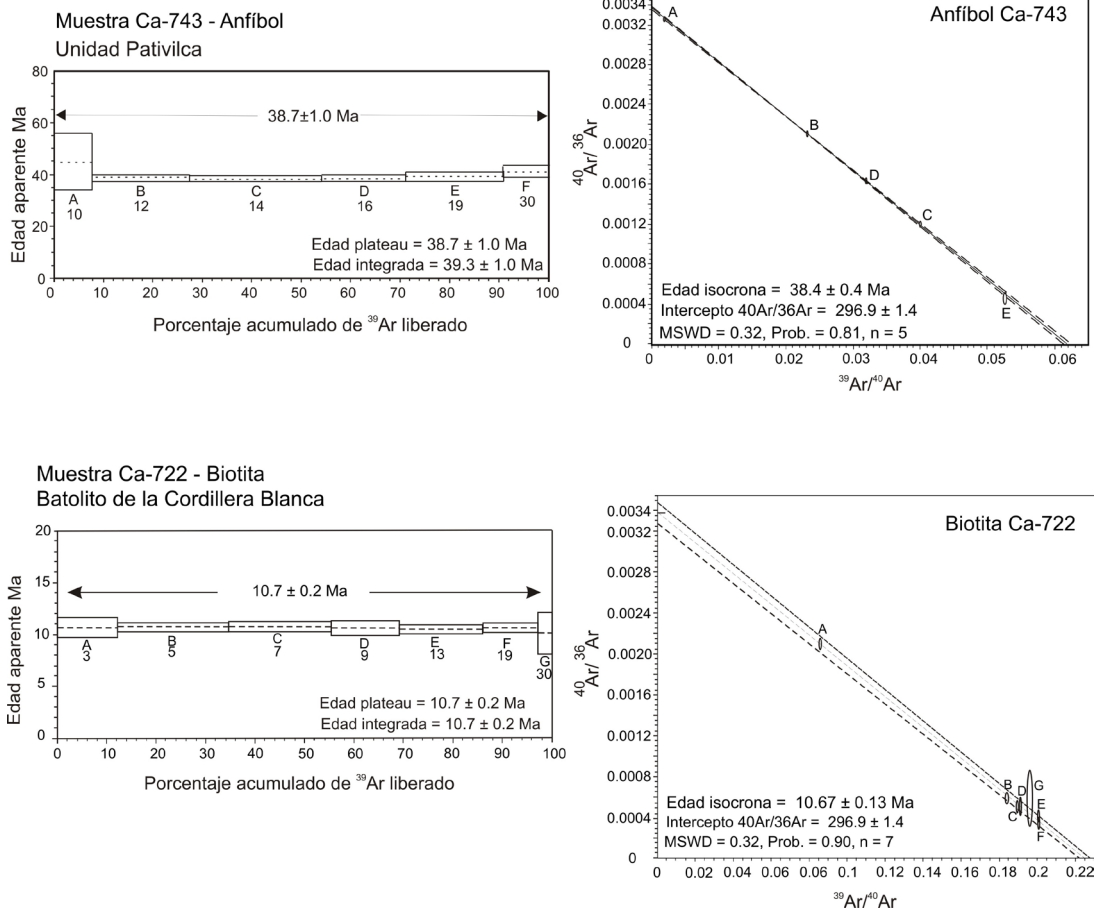


Figura 5. Espectros de pasos de calentamiento (step heating) y diagrama con la razón Cl/K en muestras de rocas intrusivas Cenozoicas. El error de la edad de plateau está dada en $\pm 2\sigma$.

Según el diagrama TAS, Alcalis Total vs. Sílice (Le Maitre et al., 1989), las rocas volcánicas de la Cordillera Occidental varían de basaltos a riolitas (Fig. 6). Los productos piroclásticos de la Formación Tablachaca son de composición dacítica y riolítica (69.14-73.97 % SiO_2). Las rocas del centro volcánico

Ultocruz-Ticas varían de composición de basaltos, a andesita basáltica y andesita (51.42-58.73 % SiO_2), mientras que las rocas del centro volcánico Macón tienen composiciones de andesita basáltica a traquidacitas (53.01-66.56 % SiO_2). Los cuerpos subvolcánicos tienen composiciones de andesita

basálticas a traquiandesitas (55.20-56.02 % SiO_2). La mayoría de estas rocas son medianamente potásicas, con valores de 1.02-1.68 % K_2O (Fig. 7 y Tabla 3). Finalmente, las rocas intrusivas eocenas, aparentemente de la unidad Pativilca, son de composición granítica, con un porcentaje de SiO_2 de 67.95%, mientras que, las rocas intrusivas del Batolito de la Cordillera Blanca son de composición granodiorítica con 64.47% de SiO_2 (Fig. 6 y Tabla 3). En conjunto, las rocas pertenecen a la serie calco-alcalina, tal cual lo muestran los diagramas AFM (Fig. 8) de Kuno (1968) e Irvine & Baragar (1971), con un enriquecimiento en sodio y potasio.

Por otro lado, se realizaron análisis de Tierras Raras (REE), los que fueron normalizados en relación a las condritas (Sun y McDonough, 1989), obteniéndose espectros subparalelos que indican que los magmas han evolucionado principalmente por procesos de cristalización fraccionada, posiblemente en cámaras magmáticas superficiales. Estos diagramas presentan una anomalía negativa en Eu, sugiriendo que este elemento es incorporado en la plagioclasa (Fig. 9a). Además el ligero empobrecimiento de las Tierras Raras Pesadas (HREE) de las rocas volcánicas de la Cordillera Occidental puede atribuirse al fraccionamiento del anfíbol presente en la fuente. De otro lado, rocas del Batolito de la Cordillera Blanca presentan un empobrecimiento marcado en HREE con respecto a las rocas volcánicas de la Cordillera Occidental, lo que probablemente sugiere la presencia de granate en la fuente de estos magmas.

Los espectros multielementos fueron normalizados con relación al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). Estos espectros muestran que los magmas generadores de las rocas volcánicas de la Cordillera Occidental presentan un fuerte enriquecimiento en elementos LILE (Large Ion Lithophile Elements) como K, Rb, Ba y Th, y en Tierras Raras Ligeras (LREE) siendo un comportamiento característico de magmas provenientes de la fusión de un manto enriquecido en zonas de subducción. Además, las anomalías negativas en HFSE (High Field Strength Element) principalmente en Nb y Ti (Fig. 9b) también son típicas en series calco-alcalinas originadas en zonas de subducción. Adicionalmente, en este diagrama se distingue que las rocas de la Cordillera Blanca son menos enriquecidas en elementos LILE respecto a las rocas del resto de la Cordillera Negra, y además presentan un empobrecimiento marcado en HREE con respecto a las otras muestras. Esta

característica probablemente también sugiere la presencia de granate en la fuente de los magmas de la Cordillera Blanca.

DISCUSIÓN

Evolución volcánica

Los estudios geológicos efectuados los últimos años (Rivera et al, 2005) muestran la existencia de extensos y potentes afloramientos de rocas volcánicas localizados en la Cordillera Occidental del norte peruano, emitidos por diversos centros eruptivos, anteriormente agrupados en una sola unidad denominada como Grupo Calipuy (Cossío, 1964). Al sur del departamento de La Libertad y norte de Ancash se han identificado tres centros eruptivos en avanzado estado de erosión: Paccha, Macón y Ultocruz-Ticas, además de una secuencia volcánica: Matala, cuyo centro de emisión no ha sido posible conocer. Las dataciones radiométricas de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muestran que los centros eruptivos se emplazaron entre 35 y 24 Ma, evidenciando que la actividad volcánica se sucedió entre el Eoceno superior y el Oligoceno inferior.

Los depósitos lávicos y piroclásticos de los centros volcánicos Macón y Ultocruz-Ticas sobreyacen en discordancia erosional a rocas intrusivas de la Unidad Pativilca de edad Eocena. Estos centros volcánicos presentaron actividades principalmente efusivas durante sus eventos iniciales con ligeras actividades explosivas en los últimos estadios de su evolución. En efecto, en la base los centros volcánicos presentan depósitos de flujos de lava cubiertos por flujos piroclásticos, entre ellos flujos de cenizas, llegando inclusive a presentar colapsos parciales de los edificios volcánicos. Por ejemplo el centro volcánico Macón presenta una gran escarpa en su flanco este, originada probablemente por el colapso de una parte del edificio volcánico, generando depósitos de avalanchas de escombros que se emplazaron en el flanco norte.

Resultados de dataciones radiométricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sugieren la ocurrencia de volcanismo sucedido entre 35 y 24 Ma, con importantes y continuos periodos de actividad efusiva y explosiva. En efecto, un depósito de flujo piroclástico de bloques y cenizas (Ca-667) del centro volcánico Paccha presenta una edad plateau bien definida en 34.1 ± 0.6 Ma, representando la base del Oligoceno. Por otro lado, un depósito de flujo de lava, ubicado en la parte inferior del centro volcánico Ultocruz-Ticas (Ca-714), presenta una edad plateau

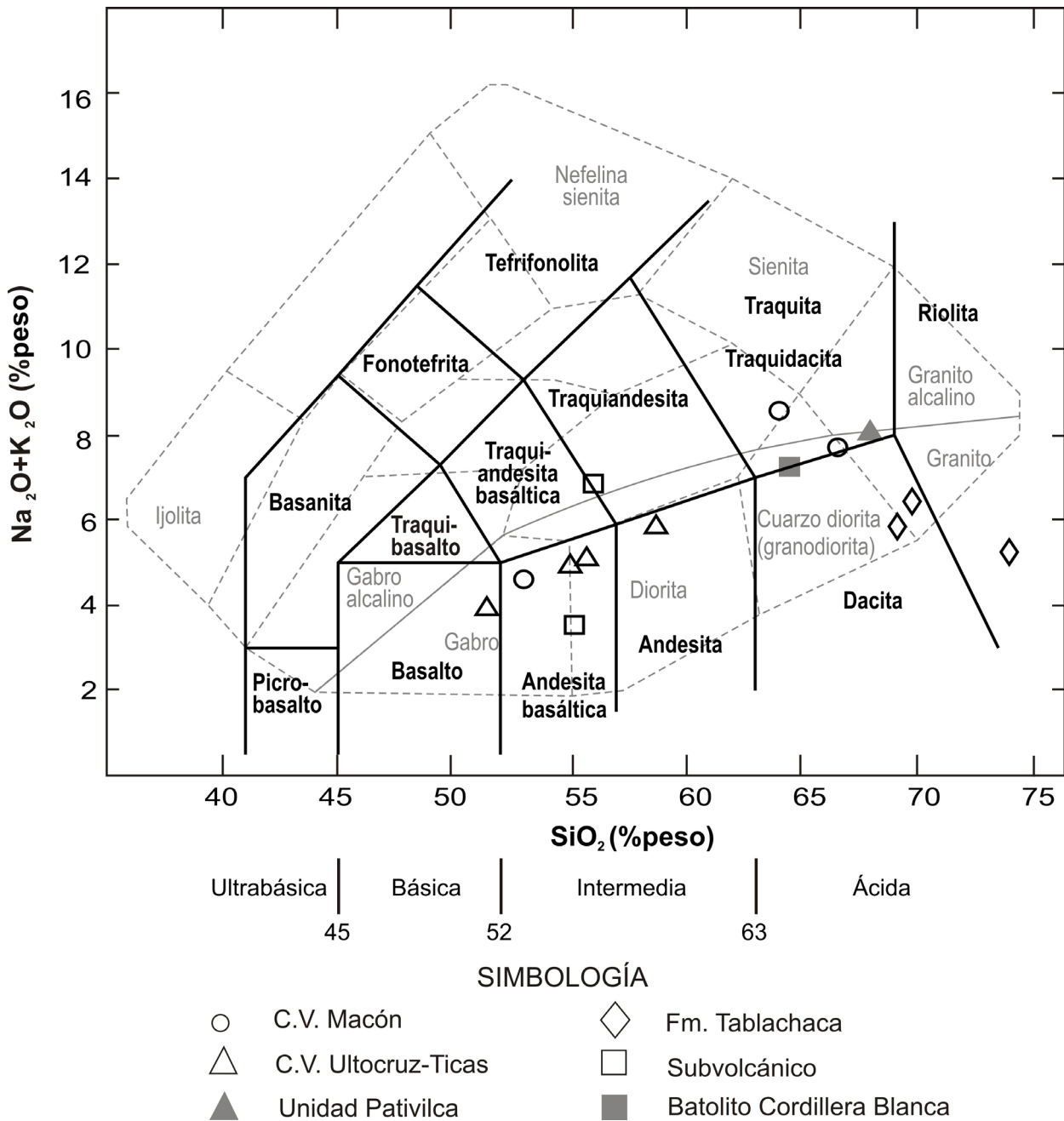


Figura 6. Clasificación de las rocas volcánicas e intrusivas en el diagrama TAS (Le Maitre et al., 1989; Wilson, 1989).

en forma de U, siendo común en plagioclasas que han experimentado un enfriamiento lento y exsolución; entonces, es probable que la muestra tenga una edad que oscila entre 30 y 20 Ma (Fig. 4 y Tabla 2). Una muestra de lava andesítica del centro volcánico Macón (Ca-778) datada en roca total, reporta una edad plateau de 24.9 ± 0.5 Ma.

Por otro lado, la datación radiométrica de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ efectuadas en una roca granítica de la

unidad Pativilca (Ca-743) reporta una edad plateau es 38.7 ± 1.0 Ma, indicando que las rocas intrusivas de este batolito, atribuidas anteriormente al Cretáceo-Terciario inferior (Cossío, 1964), fueron emplazadas durante el Eoceno, confirmando la edad de 28.9 Ma indicada para estas unidades por Stewart et al. (1974). Finalmente, una muestra de roca intrusiva del Batolito de la Cordillera Blanca (Ca-722) reporta una edad plateau de 10.7 ± 0.2 Ma (Fig. 5 y Tabla 2).

Tabla 3. Análisis Químicos recalculados al 100%.

Muestra	Ca-702	Ca-750	Ca-753	Ca-759	Ca-774	Ca-778	Ca-480	Ca-709	Ca-714	Ca-734	Ca-283	Ca-743	Ca-722	Ca-485	Ca-613	Ca-16	Ca-343	Ca-612
Unidad	Centro Volcánico Macón																	
SiO2	66.56	64.03	-	-	-	53.01	58.73	51.42	55.02	55.73	-	67.95	64.47	55.20	56.02	69.14	73.97	69.78
TiO2	0.68	0.71	-	-	-	1.28	1.00	1.53	1.33	0.97	-	0.55	0.51	0.99	1.17	0.59	0.39	0.57
Al2O3	15.66	16.06	-	-	15.86	15.38	17.74	18.71	17.65	-	-	13.89	17.55	15.03	18.21	15.15	12.51	14.74
Fe2O3	2.84	3.16	-	-	5.88	2.64	2.78	1.85	3.61	-	-	1.56	2.16	4.04	1.64	3.69	0.70	1.79
FeO	2.42	2.52	-	-	6.77	4.48	6.43	5.93	4.99	-	-	2.97	1.52	4.80	3.59	0.00	2.66	1.67
MnO	0.12	0.17	-	-	0.16	0.15	0.29	0.12	0.16	-	-	0.05	0.08	0.30	0.11	0.12	0.14	0.09
MgO	0.78	1.76	-	-	4.44	5.16	5.73	3.96	3.87	-	-	1.55	1.36	6.33	3.40	1.70	1.74	1.58
CaO	2.99	2.50	-	-	7.34	6.38	9.72	7.77	7.33	-	-	3.04	4.52	9.68	8.68	3.74	2.53	3.08
Na2O	4.63	5.71	-	-	3.41	3.27	2.82	3.24	3.41	-	-	3.74	5.18	2.53	3.46	3.71	4.01	4.40
K2O	3.09	2.87	-	-	1.21	2.57	1.10	1.68	1.68	-	-	4.31	2.10	1.02	3.41	2.15	1.25	2.05
P2O5	0.23	0.51	-	-	0.63	0.24	0.43	0.39	0.60	-	-	0.38	0.54	0.08	0.31	0.00	0.09	0.26
Rb	92.20	90.60	20.70	98.60	35.70	24.20	59.70	43.50	47.10	32.70	127.00	163.00	68.70	40.60	60.80	113.00	102.90	46.40
Sr	268.00	262.00	357.00	330.00	218.00	368.00	409.50	442.00	583.00	638.00	237.00	153.00	909.00	763.30	430.00	303.00	276.90	275.70
Ba	831.00	793.00	432.00	835.00	144.00	366.00	909.00	235.00	696.00	1080.00	607.00	793.00	461.00	844.00	839.70	745.00	353.00	670.30
Sc	8.00	9.00	25.00	15.00	17.00	34.00	21.00	25.00	19.00	16.00	-	9.00	7.00	27.00	21.00	12.00	10.00	9.00
V	36.00	54.00	193.00	57.00	122.00	289.00	185.00	209.00	203.00	161.00	116.00	57.00	75.00	276.00	192.00	61.00	51.00	62.00
Cr	80.00	50.00	90.00	130.00	40.00	80.00	92.00	130.00	120.00	70.00	-	100.00	80.00	55.00	44.00	88.00	51.00	164.00
Co	5.40	7.50	22.60	8.00	13.70	30.40	24.20	26.30	25.90	19.60	12.90	7.90	7.00	21.50	10.80	5.10	2.40	2.30
Ni	4.00	65.00	62.00	17.00	18.00	64.00	51.00	49.00	49.00	41.00	23.00	9.00	-	28.00	11.00	38.00	15.00	9.00
Zr	179.00	209.00	106.00	386.00	192.00	125.00	205.30	118.00	159.00	146.00	220.00	207.00	138.00	70.50	126.40	162.00	171.60	172.60
Y	28.20	30.60	21.20	53.70	33.60	37.20	27.90	19.20	21.90	15.90	25.80	34.90	12.50	22.10	25.70	23.90	20.20	26.50
Nb	11.00	11.00	5.00	12.00	12.00	7.00	15.00	16.00	10.00	7.00	8.00	12.00	8.00	4.00	8.00	11.00	11.00	13.00
Cs	1.40	1.10	0.60	2.80	1.70	0.90	2.40	3.60	3.90	1.00	6.50	1.30	1.30	3.50	1.20	10.00	8.80	1.60
La	27.40	26.10	12.70	38.10	30.10	16.40	32.00	16.70	31.40	23.40	21.70	32.60	39.40	22.40	17.00	26.40	33.40	30.30
Ce	52.10	49.90	25.80	77.90	56.60	36.70	65.90	32.20	62.00	45.10	44.60	65.70	72.60	44.80	34.80	54.20	68.10	61.20
Pr	5.99	5.88	3.35	9.75	6.76	4.91	8.40	3.90	7.56	5.33	5.23	7.75	8.29	5.90	4.80	6.47	8.02	7.44
Nd	25.30	26.10	15.50	44.00	30.80	23.90	32.80	17.60	33.90	23.80	22.50	32.50	34.20	25.00	19.50	24.80	29.80	28.40
Sm	5.10	5.70	3.90	10.20	6.80	6.10	7.50	3.90	6.90	4.70	4.30	6.90	5.90	5.90	4.80	5.00	6.20	5.70
Eu	1.27	1.36	1.15	1.93	1.62	1.61	1.84	1.42	1.61	1.34	0.81	1.09	1.39	1.79	1.16	1.29	1.00	1.24
Gd	5.42	5.62	4.18	9.72	6.92	6.60	7.23	3.97	6.06	4.20	4.24	6.51	4.49	5.82	5.00	5.40	4.91	5.60
Tb	0.84	0.91	0.66	1.64	1.11	1.09	1.05	0.60	0.86	0.62	0.67	1.08	0.61	0.81	0.77	0.82	0.72	0.84
Dy	4.88	5.39	3.74	9.56	6.30	6.82	5.84	3.67	4.34	3.24	3.95	6.29	2.57	4.24	4.65	4.38	3.52	4.76
Ho	1.00	1.11	0.77	1.89	1.20	1.39	1.09	0.70	0.82	0.60	0.89	1.25	0.44	0.84	0.96	0.89	0.71	0.97
Er	2.90	3.16	2.20	5.50	3.66	4.16	3.10	2.09	2.32	1.69	2.69	3.76	1.16	2.50	3.05	2.71	2.32	3.01
Tm	0.46	0.49	0.33	0.83	0.53	0.58	0.39	0.29	0.31	0.26	0.34	0.60	0.17	0.32	0.39	0.37	0.33	0.44
Yb	3.20	3.40	2.10	5.70	3.70	4.00	2.80	1.80	2.10	1.60	2.80	4.00	1.10	2.10	2.60	2.80	2.50	2.90
Lu	0.53	0.55	0.37	0.83	0.56	0.64	0.43	0.28	0.34	0.28	0.39	0.63	0.20	0.33	0.44	0.35	0.41	0.51
Ga	17.00	17.00	17.00	17.00	16.00	20.00	17.00	19.00	18.00	18.00	14.00	16.00	24.00	18.00	20.00	14.00	15.00	17.00
Hf	5.00	5.00	3.00	9.00	5.00	4.00	6.00	3.00	4.00	3.00	6.00	5.00	4.00	2.00	4.00	5.00	5.00	5.00
Ta	0.80	0.80	0.40	1.00	0.80	0.40	1.10	1.00	0.70	0.60	0.60	0.90	-	-	0.50	0.70	1.00	0.80
Th	9.00	8.50	3.00	11.40	6.90	3.10	12.50	3.40	8.60	4.80	16.90	18.50	7.50	7.30	5.00	11.80	13.90	10.60
Sm/Yb	2.40	2.47	3.11	2.33	2.89	2.52	4.28	5.07	4.74	4.79	2.08	1.73	6.95	5.42	2.64	3.69	2.44	2.43
La/Sm	41.02	36.69	22.43	40.36	34.94	22.80	35.82	22.68	38.51	33.66	55.06	60.28	52.23	25.03	30.00	42.02	68.10	49.35
Sr/Y	75.55	72.09	86.40	69.58	12.00	52.29	60.60	14.69	69.60	154.29	75.88	66.08	57.63	211.00	104.96	67.73	32.09	51.56

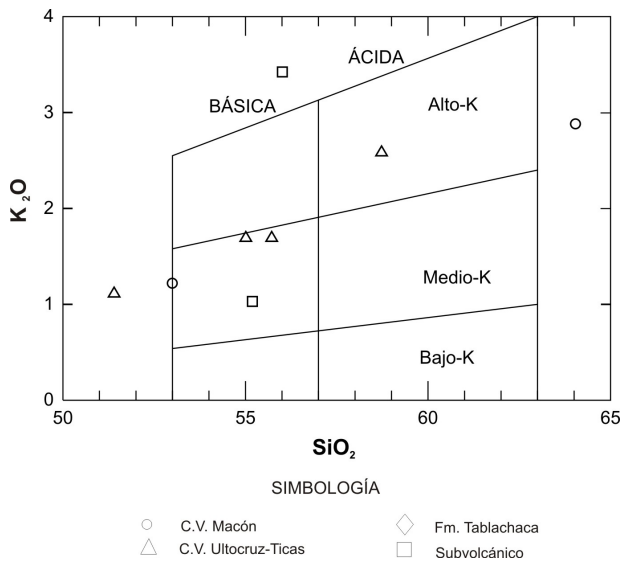


Figura 7. Diagrama K_2O/SiO_2 de Gill (1981), donde se muestra que las rocas del volcanismo Cenozoico son básicas y medianamente potásicas.

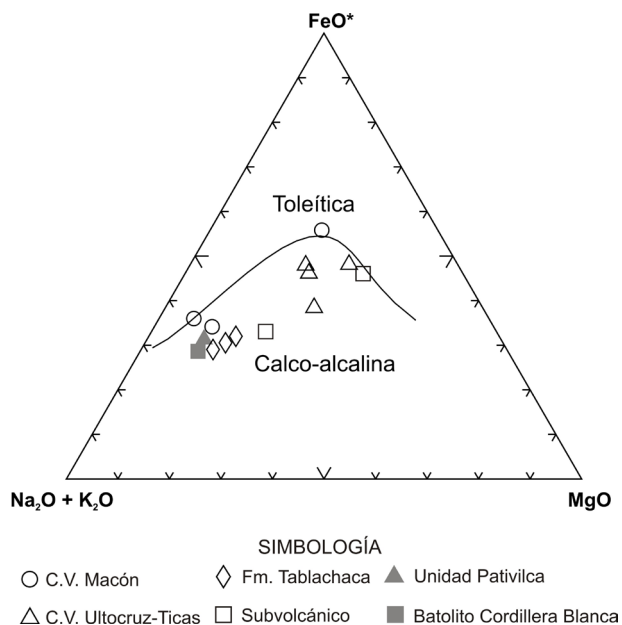


Figura 8. Definición de la serie calco-alcalina utilizando los diagramas de Kuno (1968) y de Irvine & Baragar (1971).

Génesis de magmas

Como se indicó anteriormente, las rocas volcánicas comprenden desde basaltos a riolitas, evidenciando un cambio en la composición, siendo ácida en las rocas más antiguas: Los piroclastos de la Formación Tablachaca e intermedia a básica

en las más jóvenes (Ultocruz-Ticas y Macón). En los subvolcánicos, la composición es intermedia; mientras que los intrusivos son ácidos.

El análisis de Tierras Raras (REE) sugiere que las rocas volcánicas evolucionaron mediante procesos de cristalización fraccionada con un fraccionamiento del anfíbol de la fuente, que proviene de la fusión de un manto enriquecido donde la plagioclasa, el clinopiroxeno y posiblemente el anfíbol son estables, tal como lo muestra el diagrama La/Sm versus Sm/Yb (Fig. 10). Es necesario resaltar que no existiría una contaminación cortical por la ausencia de un basamento en esta parte del norte del Perú (Schaltegger et al., 2006) que pueda alterar grandemente la composición inicial de los magmas.

En cuanto a la Cordillera Blanca, los espectros de Tierras Raras y multielementos sugieren un comportamiento que difiere notablemente de los líquidos calco-alcalinos “normales” de las rocas volcánicas de la Cordillera Occidental por sus bajos tenores en HREE y por el elevado fraccionamiento de las Tierras Raras Ligeras (LREE) y Tierras Raras Pesadas (HREE). Este género de espectros es similar a los TTG (Tonalitas-Trondhjemitas-Granodioritas) arqueanas (Martin, 1987) o sus equivalentes modernos del tipo adakítico (Fig. 11) (Drummond & Defant, 1990). Estas son rocas ácidas e intermedias (>56% SiO_2) según varios autores (Maury et al., 1996; Drummond & Defant, 1990) provienen de la fusión parcial de una corteza oceánica subducida de edad reciente (<20 Ma). Ellas derivan de la fusión de los basaltos oceánicos metamorizados en facies eglogitas o anfibolitas de granate, a temperaturas que varían entre 800 y 1000°C y a una presión de 1 a 2 GPa (Maury et al, 1996). Las adakitas muestran bajos tenores en HREE e Y, ya que estos elementos son concentrados en el granate como residuo de fusión. La presencia de adakitas en la Cordillera Blanca fue anteriormente explicada por Atherthon & Petford (1993) quienes asocian a un proceso distinto a la fusión de la corteza oceánica que hace mención al ascenso continuo de magmas desde el manto hasta la base de la corteza continental (>40 km profundidad) donde el granate es estable, y donde posteriormente los magmas provenientes del manto interaccionaban con estos magmas generando una firma del tipo adakita en las rocas.

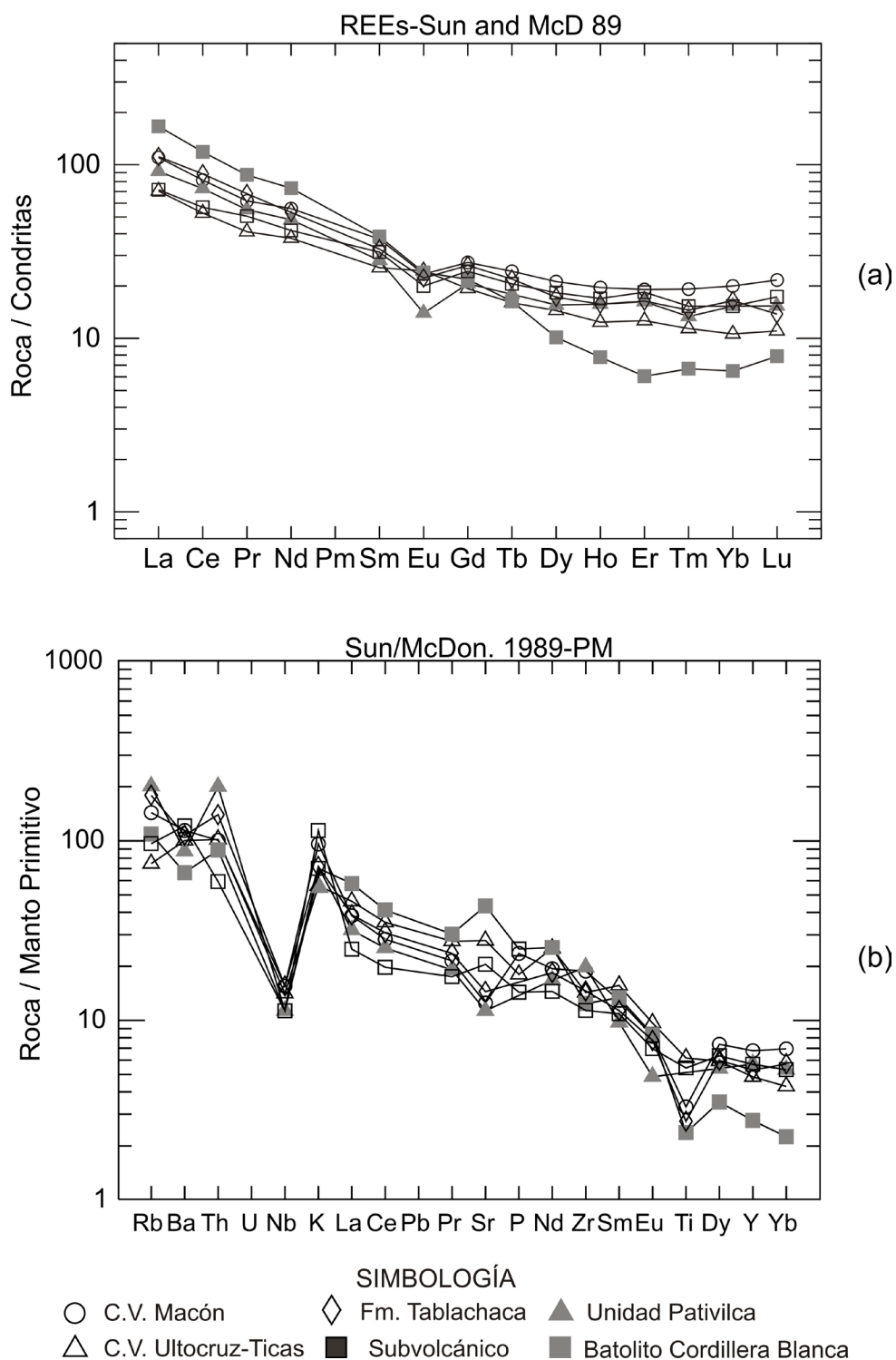


Figura 9. Espectro de las tierras raras (REE) normalizados a la condrita (a) y diagrama multielementos normalizado al manto primitivo (b).

CONCLUSIONES

Las dataciones radiométricas por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ efectuado en las rocas volcánicas de la Cordillera Occidental indican que el volcanismo en estuvo activo entre 35 a 24 Ma, es decir durante el Eoceno superior al Oligoceno inferior. Del mismo modo, un cuerpo granítico en el borde oriental del Batolito de la Costa perteneciente a la unidad Pativilca reporta una edad de 38 Ma, precisando que estas unidades intrusivas corresponden al Eoceno. Por otro lado, las composiciones de las rocas volcánicas tienen un rango de basaltos a riolitas, mientras que las rocas intrusivas del Batolito de la Costa y de la Cordillera Blanca son de composición granítica y granodiorítica, respectivamente. Todas las rocas en el área de estudio pertenecen a la serie calco-alcalina. Los espectros de Tierras Raras (REE) indican que los magmas han evolucionado principalmente por procesos de cristalización fraccionada en cámaras magmáticas superficiales. En base al comportamiento de HREE y elementos trazas asumimos que los magmas de los centros volcánicos de la Cordillera Occidental y Batolito de Costa provienen de la fusión del manto ligados a procesos de subducción. En cambio, las rocas del Batolito de la Cordillera Blanca están relacionadas al ascenso continuo de magmas desde el manto hasta la base de la corteza continental y donde posteriormente los magmas provenientes del manto interaccionaban con estos magmas generando una firma del tipo adakita.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo forma parte del proyecto de investigación GR-4: “Volcanismo Cenozoico (Grupo Calipuy) y su asociación con los yacimientos epitermales, Norte del Perú”, supervisado por la Dirección de Geología Regional del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET) durante el año 2005. Agradecemos al Dr. Víctor Carlotto, Director de Geología Regional del INGEMMET, y a la Dra. Mirian Mamani por la revisión del manuscrito.

REFERENCIAS

Arancibia, G., Matthews, S., Pérez de Arce, C. (2006) K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of supergene processes in Atacama Desert, northern Chile: tectonic and climatic relations. *Journal of the Geological Society (London)* 163: 107-118.

Atherton, M. & Petford, N. (1993). Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust.

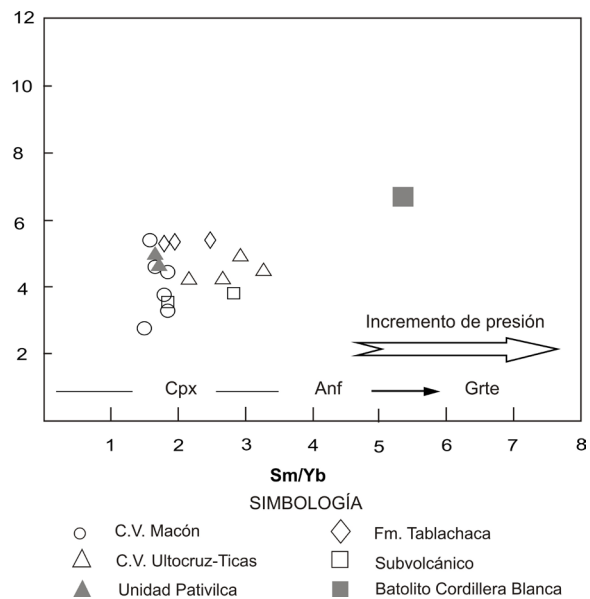


Figura 10. Diagrama La/Sm versus Sm/Yb.

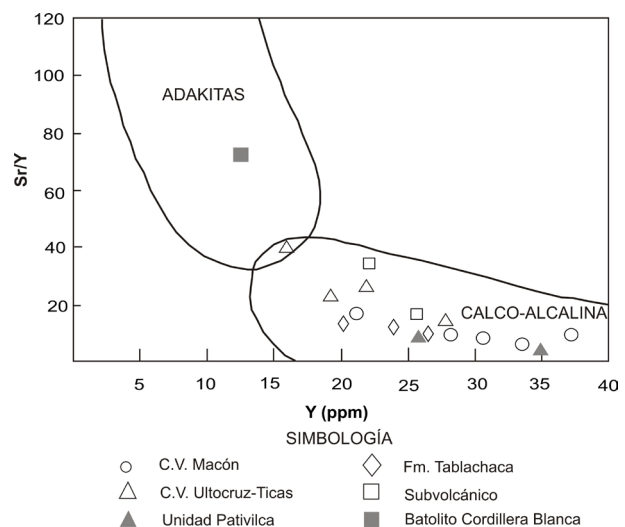


Figura 11. Diagrama discriminante entre series adakítica y calcoalcalina (Sr/Y versus Y).

Nature, 362, 144-146.

Cerpa, L., Carlotto, V., Navarro, P., Quispe, J. & Romero, D. (2008). Sedimentación y Tectónica en el área de Pallasca: La Formación Tablachaca. XIII Congreso Latinoamericano de Geología & XIV Congreso Peruano de Geología, Lima, Perú, Resúmenes Extendidos, 6p.

- Cobbing, E. (2000). The Coastal Batholith of Peru and other aspects of Andean magmatism. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 88, 5 - 20
- Cossío, A. (1964). Geología de los Cuadrángulos de Santiago de Chuco y Santa Rosa. INGEMMET. *Boletín N° 8, Serie A*, 69 p.
- Drummond, M. & Defant, M. (1990). A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *J. Geophys. Res.* 95, 21503 – 21521.
- Farrar, E. & Noble, D. (1976). Timing of late Tertiary Deformation in the Andes of Peru. *Geology Society of America Bulletin*, 87 (9), 1247-1250.
- Gill, J. (1981). *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag, Berlin. 390 p.
- Irvine, T. & Baragar, W. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8 (5), 523-548.
- Kihien, A. (1997). La Franja de oro-cobre del norte del Perú. IX Congreso Peruano de Geología. *Resúmenes Extendidos*, 51-56.
- Kuno, H. (1968). Differentiation of basalt magmas. In Hess, H.H. et Poldervaart, A. (eds) *The Poldervaart treatise, on Rocks of Basaltic Composition*, Vol.2. Interscience Publishers, 623-688.
- Le Maitre, R., Baternan, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, M., Sabine, P., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. & Zanettin, B. (1989). *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, Oxford.
- Martin, H. (1987). Petrogenesis of archaean trondhjemites, tonalites, and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry. *Journal of Petrology*, 28, 921-953.
- Maury, R., Sajona, F., Pubellier, M., Bellon, H. & Defant, M. (1996). Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes: l'exemple de Mindanao (Philippines). *Bull. Soc. Géol. France*, 167 (5), 579-595.
- McDougall, I. & Harrison, T. (1999). *Geochronology and Thermochronology by the ⁴⁰Ar/³⁹Ar Method*. Oxford University Press, Oxford, 269 p.
- Noble, D. & McKee, E. (1999). The Miocene metallogenic belt of central and northern Peru. *Society of Economic Geologists Special Publication*, 7, 155-193.
- Noble, D., Ríos, A., Vidal, C., Spell, T., Zanetti, K., Angeles, C., Ochoa, J. & Cruz, S. (2005). Late Cretaceous basalt in the rio Mala valley, central Perú: Evidence for extensión and mafic magmatism prior to Latest Cretaceous-Paleocene plutonism and silicic volcanism. *Sociedad Geológica del Perú, Volumen Jubilar*, 7, 141-148.
- Noble, D., Wise, J., Vidal, C. & Heizler, M. (1999). Age and deformational history of the "Calipuy Group" in the Cordillera Negra, Northern Peru. *Sociedad Geológica del Perú, Volumen Jubilar*, 5, 219-226.
- Rivera, M., Monge, R. & Navarro, P. (2005). Nuevos datos sobre el Volcanismo Cenozoico (Grupo Calipuy) en el Norte del Perú: Departamentos de La Libertad y Ancash. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, 99, 7-21.
- Romero, D. (2007). La Cuenca Cretácico Superior-Paleoceno del Perú Central: Un Metalotecto para la exploración de SMV, Ejemplo Mina María Teresa. Tesis de Maestría Red DESIR, 100 p.
- Schaltegger, U., Chew, D. & Miskovic, A. (2006). Neoproterozoic To Early Mesozoic Evolution Of The Western Gondwana Margin: Evidence From The Eastern Cordillera Of Peru. XIII Congreso Peruano de Geología, *Resúmenes Extendidos*, 316-319.
- Stewart, J., Evernden, J. & Snelling, N. (1974). Age determinations from Andean Peru: A reconnaissance survey. *Geological Society of America Bulletin*, 85, 1107-1116.
- Sun, S. & McDonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the ocean basin, Geological Society special publication*, 42, 313-345.
- Vidal, C. (1980). Mineral deposits associated with the Peruvian Coastal Batholith and its volcanic country rocks - With special reference to the Huaura - Ica region, 11° - 14° S. Ph.D. thesis, University of Liverpool, 240 p.
- Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis A Global Tectonic Approach*. Chapman & Hall, London. 466 p.
- Wilson, P. (1975). Potassium-argon age studies in Peru with special reference to the emplacement of the Coastal Batholith. Ph.D. Thesis. University of Liverpool, 299 p.

Apéndice I. Cuadros de dataciones radiométricas.

Muestra Ca-667; Anfíbol Parámetro de irradiación $J = 0.0015157 \pm 5.000000e-6$

Steps	MSWD	Prob.	n/n-total	% Gas							
A - G	0.60	0.72	7/7	100.0							
Pasos	Incrementos usados, Pwr/Temp.	% en pasos	Mol 39Ar	Ca/K	36Ar/39Ar	%36Ar(Ca/Tot)	40*Ar/39Ar	Cum. %	%40Ar*	Edad (Ma) $\pm 2\sigma$	\pm Edad
A	10	0.5	0.0121	16.11402	1.981609	0.3	3.45994	0.5	0.6	9.43658	24.28447
B	13	1.8	0.0484	18.40244	0.019938	38.2	10.33191	2.3	73.6	28.03397	5.03136
C	16	12.3	0.3286	20.40210	0.010374	81.4	12.46245	14.5	95.5	33.76107	0.77545
D	19	44.1	1.1803	20.44687	0.008608	98.4	12.62807	58.6	99.7	34.20551	0.44161
E	22	34.0	0.9111	21.50064	0.007908	112.6	12.49636	92.6	102.5	33.85207	0.50550
F	25	5.7	0.1521	22.00655	0.008503	107.2	12.91720	98.3	101.5	34.98113	1.02622
G	30	1.7	0.0469	21.12883	0.011013	79.4	12.70320	100.0	94.9	34.40709	3.89067
										Edad integrada 33.8	0.7
										Edad plateau 34.10	0.6

Muestra Ca-714; Plagioclasa Parámetro de irradiación $J = 0.0015581 \pm 2.200000e-6$

Pasos	Incrementos usados, Pwr/Temp.	% en pasos	Mol 39Ar	Ca/K	36Ar/39Ar	%36Ar(Ca/Tot)	40*Ar/39Ar	Cum. %	%40Ar*	Edad (Ma) $\pm 2\sigma$	\pm Edad
A	2	1.2	0.0156	18.13274	1.401941	0.2	107.02897	1.2	20.4	278.24689	24.55267
B	4	6.9	0.0907	34.30967	0.359958	1.6	26.92663	8.0	20.2	74.14426	5.08997
C	6	11.4	0.1511	28.40852	0.113886	4.2	13.26520	19.5	28.9	36.90748	1.81233
E	10	16.0	0.2118	14.76798	0.032820	7.6	11.68055	35.5	56.5	32.53804	1.11067
F	14	18.7	0.2469	19.34421	0.043300	7.6	12.62263	54.2	51.4	35.13697	1.32094
G	18	21.9	0.2900	36.03082	0.030514	20.1	16.55981	76.1	69.4	45.95812	0.77528
H	22	16.9	0.2240	38.88219	0.018248	36.2	18.13307	93.0	83.8	50.26408	0.99711
I	30	7.0	0.0924	38.15439	0.016766	38.7	18.02669	100.0	85.4	49.97325	2.12101
										Edad integrada 46.6	1.3
										Edad plateau no detectada	

Muestra Ca-778; Masa fundamental Parámetro de irradiación $J = 0.0013226 \pm 3.800000e-6$

Steps	MSWD	Prob.	% Gas								
A - I	0.93	0.489	100								
Pasos	Incrementos usados, Pwr/Temp.	% en pasos	Mol 39Ar	Ca/K	36Ar/39Ar	%36Ar(Ca/Tot)	40*Ar/39Ar	Cum. %	%40Ar*	Edad (Ma) $\pm 2\sigma$	\pm Edad
A	2	1.4	0.0063	4.00497	1.03593	0.1	11.09332	1.4	3.5	26.33854	6.58262
B	4	5.3	0.0233	3.88968	0.289093	0.2	10.8607	6.7	11.3	25.79016	1.78648
C	6	9.5	0.0421	3.82687	0.14816	0.4	10.87503	16.2	19.9	25.82395	0.89616
D	8	13.4	0.059	2.55759	0.04787	0.9	10.51865	29.6	42.8	24.98351	0.44339
E	10	13.7	0.0611	1.79814	0.027984	1.1	10.47143	43.3	56.1	24.87211	0.44698
F	12	15.2	0.0668	1.94827	0.029102	1.1	10.48531	58.5	55.2	24.90486	0.42205
G	15	17.9	0.0789	3.77323	0.040059	1.6	10.39186	76.3	47.1	24.68441	0.40859
H	20	18.2	0.0809	9.134	0.065316	2.4	10.61446	94.5	36	25.20949	0.32117
I	30	5.5	0.024	9.08046	0.084456	1.8	9.55551	100	28	22.7102	1.04396
										Edad integrada 25	0.5
										Edad plateau 24.9	0.5

Muestra Ca-743; Anfíbol Parámetro de irradiación $J = 0.0013238 \pm 3.800000e-6$

Steps	MSWD	Prob.	% Gas								
A - F	1.17	0.322	100								
Pasos	Incrementos usados, Pwr/Temp.	% en pasos	Mol 39Ar	Ca/K	36Ar/39Ar	%36Ar(Ca/Tot)	40*Ar/39Ar	Cum. %	%40Ar*	Edad (Ma) $\pm 2\sigma$	\pm Edad
A	10	7.5	0.0132	18.16023	1.6292	0.2	18.96132	7.5	3.8	44.83126	5.41108
B	12	19.7	0.0347	15.6071	0.093957	2.8	16.21082	27.2	37.4	38.39664	0.64894
C	14	26.9	0.0473	12.71993	0.032414	6.7	16.18631	54.2	64.3	38.33919	0.54134
D	16	16.9	0.0295	13.76154	0.053218	4.4	16.25654	71.1	51.8	38.50378	0.64689
E	19	19.7	0.0351	12.13822	0.010665	19.3	16.48827	90.8	86.6	39.04674	0.77515
F	30	9.2	0.0165	12.97023	0.006776	32.5	17.34955	100	92.8	41.06342	1.10339
										Edad integrada 39.3	1
										Edad plateau 38.7	1

Muestra Ca-722; Biotita Parámetro de irradiación $J = 0.0013272 \pm 3.800000e-6$

Steps	MSWD	Prob.	% Gas								
A - G	0.52	0.794	100								
Pasos	Incrementos usados, Pwr/Temp.	% en pasos	Mol 39Ar	Ca/K	36Ar/39Ar	%36Ar(Ca/Tot)	40*Ar/39Ar	Cum. %	%40Ar*	Edad (Ma) $\pm 2\sigma$	\pm Edad
A	3	12	0.0859	0.03903	0.02457	0	4.44874	12	38	10.64534	0.46647
B	5	22.7	0.164	0.01813	0.003142	0.1	4.5024	34.7	82.9	10.77336	0.19464
C	7	20.8	0.1486	0.01698	0.002628	0.1	4.50392	55.5	85.3	10.77698	0.22494
D	9	13.7	0.099	0.0561	0.002628	0.4	4.46121	69.2	85.2	10.67508	0.34205
E	13	16.9	0.1224	0.0138	0.00203	0.1	4.38395	86.2	88	10.49075	0.20099
F	19	11.2	0.0812	0.0142	0.001722	0.1	4.47162	97.4	89.8	10.69992	0.23577
G	30	2.6	0.0188	0.0226	0.002957	0.1	4.23229	100	82.9	10.12884	0.9971
										Edad integrada 10.7	0.2
										Edad plateau 10.7	0.2