Bol. Soc. Geol. Perú 103**:** 233-243 (2009)
© Sociedad Geológica del Perú SGP ISSN 0079-1091

GEOCRONOLOGÍA, GEOQUIMICA Y ESTRATIGRAFÍA VOLCÁNICA DEL CENOZOICO (GRUPO CALIPUY) EN OTUZCO Y HUAMACHUCO, NORTE DEL PERÚ

GEOCHRONOLOGY, GEOCHEMISTRY AND VOLCANIC STRATIGRAPHY OF THE CENOZOIC (CALIPUY GROUP) IN OTUZCO AND HUAMACHUCO, NORTHERN PERU

Pedro Navarro y Mirian Mamani

RESUMEN

Los estudios geológicos llevados a cabo en un sector de la Cordillera Occidental del Norte del Perú (7°30' – 8° S y 78° – 78°45' O), consistentes en un cartografiado actualizado con énfasis en los depósitos volcánicos, la estratigrafía y geocronología, sugieren la ocurrencia continua de un magmatismo y volcanismo sucedido en el Oligoceno, durante el cual se emplazaron los centros eruptivos Rushos y Payhual, actualmente en avanzado estado de erosión; así como precisar la edad de emplazamiento para los cuerpos plutónicos cenozoicos correspondientes al Batolito de la Costa.

Tres nuevas dataciones radiométricas $^{40}Ar/^{39}Ar$ efectuadas en depósitos de flujos de lava emitidos por los centros volcánicos Payhual (Complejo volcánico Payhual-Caupar): 24.6 ± 1.1 Ma y Rushos (Complejo volcánico Urpillao-Rushos): 24.81 ± 0.18 Ma; y en un cuerpo granítico del Batolito de la Costa: 27.69 ± 0.16 Ma; muestran una actividad magmática ocurrida en el Oligoceno.

Las variaciones geoquímicas de estos magmas sugieren que en adición a la cristalización fraccionada, la fusión y asimilación de una corteza inferior de composición granate anfibolita, han controlado la petrogénesis de estas rocas.

Palabras Claves: *Geocronología, geoquímica, rocas volcánicas, Grupo Calipuy, Otuzco-Huamachuco, Norte Perú*

ABSTRACT

Geological research, carried out in a sector from Western Cordillera of Northern Peru (7°30' – 8° S y 78° – 78°45' W), consistent in updated cartography with emphasis on volcanic deposits, stratigraphy and geochronology, suggest a continuous magmatic and volcanic event developed in Oligocene time, and originated Rushos and Payhual eruptive centers, both eroded; also to point out age from stocks that belong to the Coastal Batolith.

Three new radiometric ages $^{40}Ar/^{39}Ar$ obtained on lava flows from Payhual (Payhual-Caupar Volcanic Complex): 24.6 ± 1.1 Ma and Rushos (Urpillao-Rushos Volcanic Complex): 24.81 ± 0.18 Ma and intrusive granitic body: 27.69 ± 0.16 Ma, show that post-batholithic magmatic activity happened in Oligocene time.

The geochemical variations of this magma suggest that the melting and assimilation of the lower crust of garnet-amphibolite composition may have controlled the petrogenesis of these rocks, in addition to fractional crystallization.

Keywords: *Geochronology, geochemistry, volcanic rock, Calipuy Group, Otuzco-Huamachuco, Northern Peru*

INGEMMET, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Av. Canadá 1470, San Borja, Lima - Perú.
pnavarro@ingemmet.gob.pe, mmamani@ingemmet.gob.pe

INTRODUCCIÓN

En la Cordillera Occidental del Norte del Perú aflora una variedad de depósitos volcánicos, denominados inicialmente por Cossío (1964) como Formación Calipuy. Este volcanismo es subaéreo y se emplazó entre el Eoceno y el Mioceno (Wilson, 1975; Farrar y Noble, 1976; Noble et al., 1990, 1999; Rivera et al., 2005; Navarro et al., 2008). Los estudios volcanológicos desarrollados en las provincias de Otuzco y Sánchez Carrión del departamento de La Libertad (Fig. 1) consistentes en el establecimiento de la estratigrafía volcánica, con el apoyo de la geocronología $^{40}Ar/^{39}Ar$, han sido llevados a cabo por el INGEMMET dentro del Proyecto GR4 "Volcanismo Cenozoico del Grupo Calipuy y su asociación con los yacimientos epitermales, Norte del Perú". Los estudios ponen en evidencia el emplazamiento y formación de cinco centros eruptivos (volcanes y complejos volcánicos), domos erosionados y secuencias piroclásticas emplazadas en el Cenozoico. Estos centros eruptivos muestran, de acuerdo a los productos emitidos, varias etapas evolutivas siendo inicialmente efusivas y posteriormente explosivas. Habiendo sido edificados a lo largo de fallas regionales cuya dirección predominante es NO-SE.

MARCO GEOLÓGICO

En el área de estudio se ha reconocido como las rocas más antiguas a los afloramientos correspondientes a las pelitas titonianas del Grupo Chicama (Jacay, 1992) que se encuentran conformando anticlinales con direcciones NO-SE. Sobreyacen las secuencias silicoclásticas-carbonatadas del periodo Valanginiano al Aptiano inferior conocidas como Grupo Goyllarisquizga. Durante el Aptiano superior al Albiano medio se produjo una transgresión marina, depositándose areniscas calcáreas, calizas arenosas y lutitas calcáreas, denominadas como formaciones Inca, Chulec y Pariatambo. Hacia el oeste, se tienen intercalaciones de depósitos volcánicos y volcano-sedimentarios, característicos del Grupo Casma. El periodo comprendido entre el Cretáceo superior y el Paleoceno consiste en depósitos silicoclásticos y conglomerádicos, rojo violáceos, conocidos como Formación Tablachaca (Cerpa et al., 2008) o Formación Huaylas (Cossío, 1964; Reyes, 1980). A partir del Oligoceno, se reconocen los depósitos volcánicos del Grupo Calipuy, los cuales fueron asignados a sus respectivos centros eruptivos (Fig. 1).

ESTRATIGRAFÍA VOLCÁNICA

En base al estudio estratigráfico, cartografiado geológico e interpretación de fotografías aéreas e imágenes satelitales, se han determinado al menos cinco centros eruptivos, los cuales corresponden a las etapas eruptivas comprendidas entre el Oligoceno inferior al Mioceno inferior (Fig. 2).

CENTRO VOLCÁNICO QUESQUENDA

Comprende cuatro eventos eruptivos: 1) Depósitos de flujos de lava andesítica, ubicados en la parte central del volcán. Sobre estas lavas yacen depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas, riolíticos, gris claros; intercalados con depósitos de flujos de ceniza gris blanquecinos, y depósitos de lahares. 2) Depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas, dacíticos, gris claros; con fragmentos líticos monomícticos, porfiríticos, de tamaños centimétricos a decimétricos. 3) Depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas riolíticos, gris blanquecinos a beiges. 4) Depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas, gris verdosos, con fragmentos líticos juveniles de texturas porfiríticas; los fragmentos son de tamaño centimétrico a decimétrico. Se intercalan algunos depósitos de oleadas piroclásticas. Los flujos piroclásticos del primer evento eruptivo reportan una edad de 19.5 ± 0.5 Ma (Rivera et al., 2005). Así mismo, los depósitos del cuarto evento son intruidos por un cuerpo subvolcánico que reporta una edad de 18.2 ± 0.6 Ma. (Gauthier et al., 1999; Tabla 2). Por lo tanto se asignan a los depósitos del Volcán Quesquenda al Mioceno inferior.

CENTRO VOLCÁNICO QUIRUVILCA

De acuerdo a los estudios estratigráficos realizados se han determinado cuatro etapas eruptivas: 1) Depósitos de flujos de lava andesítica afírica, gris verdosa. 2) Depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas, gris amarillentos, estos flujos poseen fragmentos líticos lávicos porfíricos y afíricos, y fragmentos sedimentarios (lutitas y areniscas cuarzosas). 3) Depósitos de flujos de lava andesítica porfirítica, gris verdosa. 4) Depósitos de flujos de bloques y cenizas, gris claros a gris verdosos. Estos flujos contienen fragmentos juveniles porfiríticos, monomícticos y con fractura prismática, producto de la explosión de domos volcánicos. En base a muestras de flujos de lava del primer y tercer evento que reportan edades de 24.2 ± 0.7 Ma (Rivera

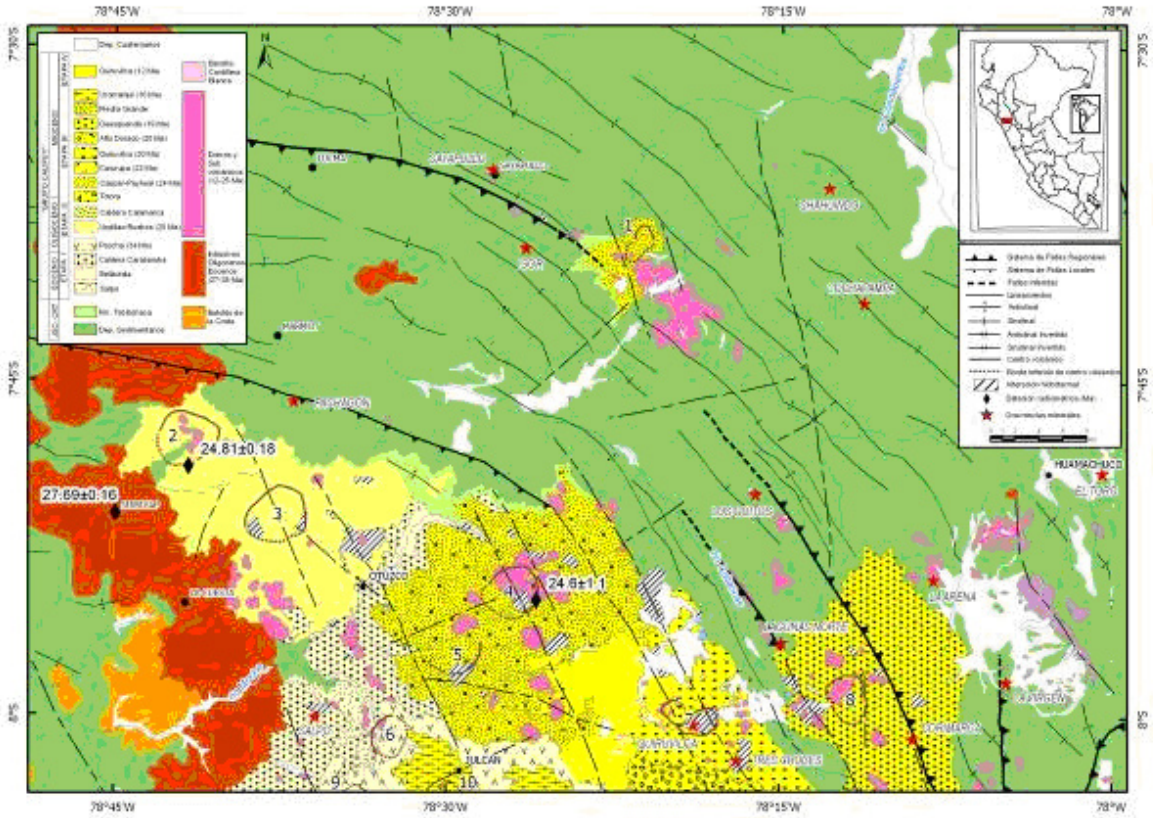

Figura 1. Mapa Geológico resumen del área de estudio.
Centros volcánicos: 1. Piedra Grande, 2. Rushos, 3. Urpillao, 4. Payhual, 5. Caupar, 6. Salpo, 7. Quiruvilca, 8. Quesquenda, 9. Paccha, 10. Uromalqui

et al., 2006; Tabla 2) y de 20.3 ± 0.6 Ma. (Rivera et al., 2005; Tabla 2), se asignan a los depósitos del volcán Quiruvilca al Oligoceno superior - Mioceno inferior.

COMPLEJO VOLCÁNICO PAYHUAL - CAUPAR

Conformado por dos volcanes superpuestos, edificados luego de ocho eventos eruptivos. El volcán Caupar, es el más antiguo, conforma el sector Oeste del complejo y comprende los cinco primeros eventos eruptivos: 1) Intercalaciones de flujos de lava andesítica, afírica, gris verdosa; flujos de cenizas gris violáceos; flujos piroclásticos de pómez y cenizas; y secuencias volcanoclásticas. 2) Depósitos de flujos de lava andesítica porfirítica y afírica, gris verdosa a gris oscura. 3) Depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas, dacíticos, gris claros, con fragmentos líticos lávicos porfiríticos. 4) Depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas riolíticos, gris amarillentos. Se intercalan depósitos de flujos de cenizas. 5) Probablemente marca la finalización de la actividad eruptiva del volcán Caupar. Consiste en la emisión de flujos lávicos andesíticos afirícos y porfiríticos, gris verdosos. El volcán Payhual, es el más joven, se ubica en la parte Este del complejo, cubriendo parcialmente al volcán Caupar, comprende los tres eventos restantes: 6) Conformado por depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas dacíticos, gris claros. Se intercalan depósitos de flujos de cenizas y otros depósitos piroclásticos de pómez y cenizas, gris blanquecinos, con fragmentos líticos lávicos porfiríticos y algunos de areniscas cuarzosas que sugieren una fuerte actividad explosiva. 7) Depósitos de flujos lávicos andesíticos porfíricos, gris verdosos a rojizos, uno de los cuales reporta una edad $^{40}Ar/^{39}Ar$ en plagioclasa de 24.6 ± 1.1 Ma (Fig. 3, Tabla 1). En algunos sectores, sobreyacen discordantemente a los últimos flujos lávicos del volcán Caupar. 8) Depósitos de flujos de pómez y cenizas, grises a gris amarillentas. Se le asigna una edad del Oligoceno superior al Mioceno temprano por su posición estratigráfica concordante sobre los

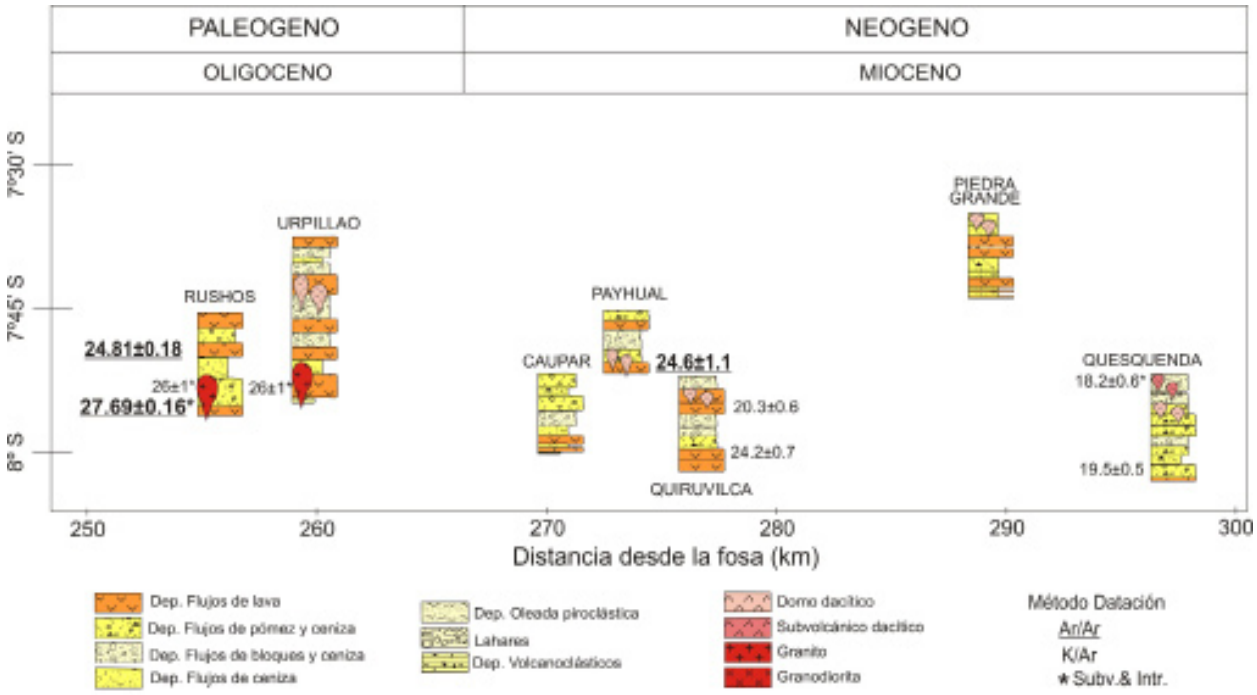

Figura 2. Columna estratigráfica generalizada del Volcanismo Cenozoico.

flujos piroclásticos de la Caldera Carabamba, y estar cubiertos por los depósitos del volcán Quiruvilca.

COMPLEJO VOLCÁNICO URPILLAO - RUSHOS

Está compuesto por dos estratovolcanes erosionados y alineados en dirección Noroeste a Sureste: Urpillao (al Sur) y Rushos (al Norte). Los depósitos emitidos por el volcán Rushos sugieren que este volcán tuvo cinco etapas eruptivas, caracterizadas por actividades efusivas y explosivas: 1) Depósitos de flujos de lava andesítica muy alterada, sobreyacen depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas. 2) Depósitos de flujos piroclásticos de cenizas, grises, intercalados con otros flujos de ceniza de coloraciones gris rojizas. Estos depósitos están cortados por vetas de cuarzo que tienen una dirección NE-SO. 3) Depósitos de flujos de lava andesítica afírica, gris azulada, uno de los cuales reporta una edad $^{40}Ar/^{39}Ar$ (matriz) de 24.81 ± 0.18 Ma (Fig. 3, Tabla 1). Se intercalan con capas delgadas de depósitos de flujos de ceniza. 4) Depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas. 5) Depósitos de flujos de lava andesítica afírica, gris verdosas.

Los depósitos volcánicos pertenecientes al centro volcánico Urpillao, sugieren nueve eventos eruptivos: 1) Depósitos de flujos de lava andesítica porfirítica gris verdosa, que sobreyacen a una secuencia volcanoclástica gris violácea. 2) Depósitos de flujos piroclásticos de cenizas, con alto contenido de fragmentos líticos lávicos. 3) Depósitos de flujos lávicos porfiríticos gris verdosos. 4) Depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas con fragmentos líticos juveniles monomícticos. 5) Depósitos de flujos lávicos andesíticos afaníticos. 6) Consiste en depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas. 7) Depósitos de flujos de lava andesítica afírica gris oscuros a gris verdosos. 8) Depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas, con fragmentos líticos porfiríticos. Se intercalan con algunos depósitos de flujos piroclásticos de cenizas. 9) Depósitos de flujos de lava andesítica afírica, gris verdosa.

Las primeras etapas eruptivas de los volcanes Rushos y Urpillao son asignadas al Oligoceno superior por estar intruidas por un stock granodiorítico de 26 ± 1.0 Ma (Stewart et al., 1974; Tabla 2) e infrayacer a los depósitos de flujos piroclásticos de cenizas pertenecientes a la Caldera Carabamba. Los últimos eventos eruptivos del complejo volcánico corresponden al Oligoceno superior-Mioceno temprano, por sobreyacer en discordancia erosional a los depósitos piroclásticos de la Caldera Carabamba, los cuales reportan una edad máxima de 27.0 ± 0.4

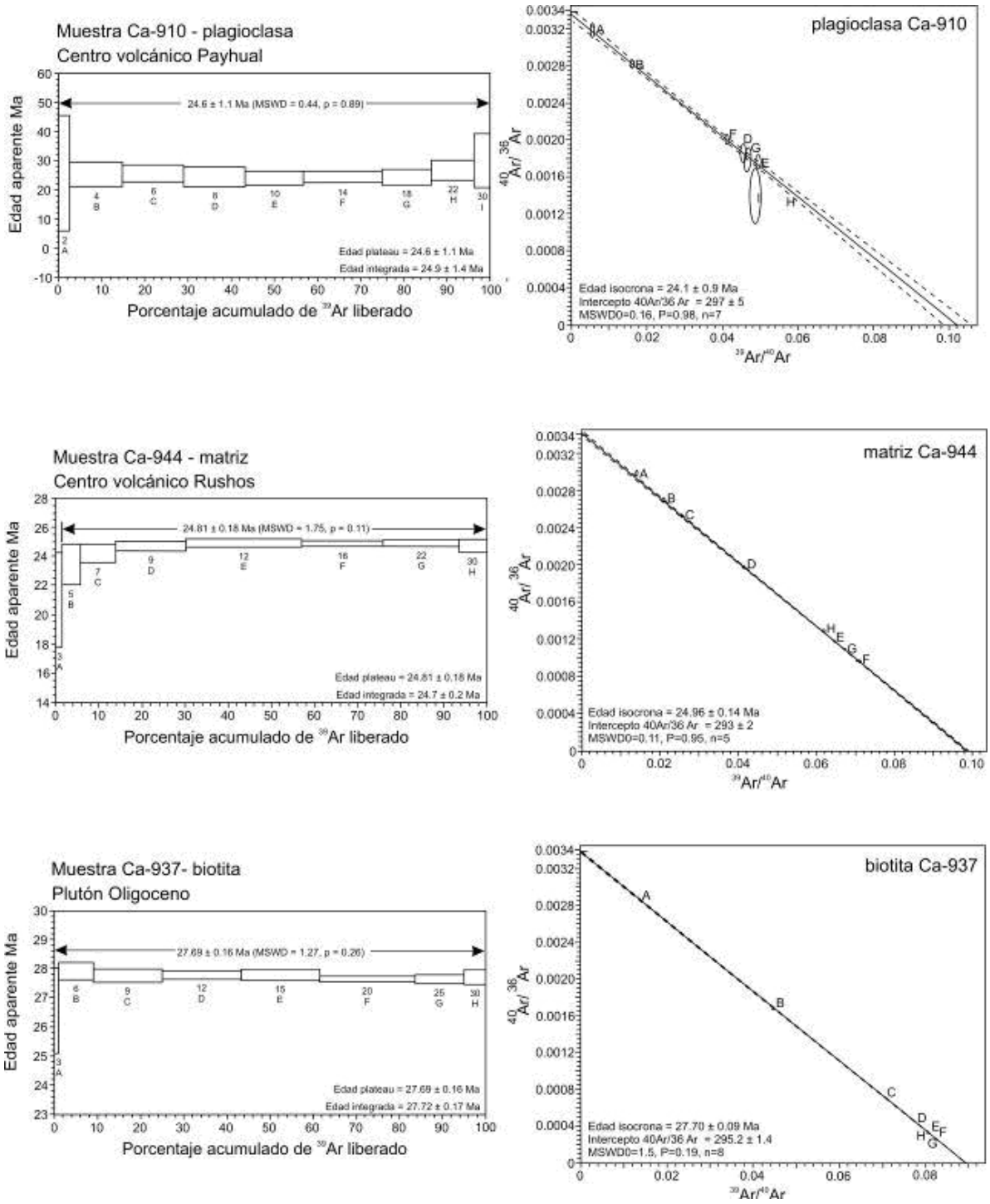

Figura 3. Espectros de pasos de calentamiento (step heating) e isócronas en muestras de rocas volcánicas e intrusivas Cenozoicas. El error de la edad de plateau está dado en ±2σ.

Ma (Rivera et al., 2005; Tabla 2).

CENTRO VOLCÁNICO PIEDRA GRANDE

Luego del estudio estratigráfico se han determinado cinco etapas eruptivas: 1) Depósitos de flujos de lava andesítica afírica, gris verdosa. Sobreyacen depósitos de flujos piroclásticos de cenizas, gris amarillentos. 2) Depósitos de flujos de lava andesítica afírica, gris verdosa. 3) Depósitos de flujos piroclásticos de cenizas, con fragmentos

Tabla 1. Resumen de los resultados de las dataciones $^{40}Ar/^{39}Ar$ presentadas en este trabajo.

Código Muestra	Norte	Este	Localidad	Litología	Unidad	Edad (Ma)	Material
Ca-910	9124378	783059	Peña Blanca	lava	Payhual	24.6 ± 1.1	plagioclasa
Ca-944	9135525	754245	C. Mirador de la Laguna	lava	Rushos	24.81 ± 0.18	matriz
Ca-937	9131698	748167	Sinsicap	granito	Plutón Oligoceno	27.69 ± 0.16	biotita

Tabla 2. Compilación de dataciones de trabajos anteriores.

Norte	Este	Localidad	Edad (Ma)	Material	Método	Referencia
9118126	809440	Quesquenda	18.2 ± 0.6	?	K/Ar	Gauthier et al., 1999
9118082	816582	Quebrada del Agua	19.5 ± 0.5	plagioclasa	Ar/Ar	Rivera et al., 2005
9112648	799122	Cerro Negro	20.3 ± 0.6	plagioclasa	Ar/Ar	Rivera et al., 2005
9110923	796409	Campanario	24.2 ± 0.7	matriz	K-Ar	Rivera et al., 2006
9116585	757858	Plaza pampa (carretera Trujillo-Otuzco)	26 ± 1	biotita	K/Ar	Stewart et al., 1974
9107226	766458	Cerro Quinga	27 ± 0.4	anfíbol	Ar/Ar	Rivera et al., 2005

líticos lávicos y sedimentarios (areniscas cuarzosas). Se intercalan con flujos de cenizas. 4) Depósitos de flujos de lava andesítica porfirítica, gris verdosas, intercalados con depósitos de lahares. 5) Depósitos de flujos piroclásticos de cenizas, gris amarillentos. Se le asigna una edad Oligocena, en base a sus relaciones estratigráficas.

ROCAS INTRUSIVAS

Las rocas intrusivas reconocidas hacia el oeste de la zona de estudios, corresponden a tonalitas, granodioritas y granitos generados por eventos magmáticos ocurridos a partir de 55 Ma (Vidal, 1980; Cobbing, 2000) a 27 Ma. De esta manera, en inmediaciones del poblado de Sinsicap se ha obtenido una edad $^{40}Ar/^{39}Ar$ (biotita) de 27.69 ± 0.16 Ma (Fig. 3, Tabla 1) para un cuerpo de composición granítica.

GEOQUÍMICA

Las rocas volcánicas de los complejos y centros volcánicos tienen un rango de composición desde andesitas-traquiandesitas a dacitas, a excepción de una muestra del Complejo volcánico Payhual que tiene composición basalto andesita. Las rocas intrusivas caen en el campo de las dioritas y granodioritas (según el diagrama TAS). Las rocas estudiadas son bimodales y tienen, medio a bajo contenido de Fe (Fig. 4). No se observa una correlación entre el contenido de SiO_2 y el tiempo de formación de las rocas.

Normalizando las rocas a los valores del manto primitivo (Fig. 5) se observa en el perfil, el enriquecimiento en Ba, empobrecimiento en Nb, Ta y Zr. El perfil de los elementos traza está caracterizado por una moderada fraccionación entre los elementos de tierras raras pesadas y tierras raras ligeras (La/Sm y Sm/Yb, Fig. 5 y Fig. 6B,D) y la ausencia de las anomalías negativas de Eu. Altos contenidos de Sr se observan en las lavas de Quiruvilca y Quesquenda (Sr > 450 ppm). El Y ocurre en bajas concentraciones en Quesquenda y Quiruvilca y con altas razones en las lavas de Payhual, Urpillao y en los intrusivos (Fig. 6A). Las razones de Sr/Y, La/Sm y Sm/Yb no incrementa sistemáticamente con el incremento de SiO_2, ligeramente se observa que las lavas de Quesquenda y Quiruvilca tienen altas razones de Sr/Y, La/Sm y Sm/Yb (Fig. 6A, B, D). Este incremento en las razones sugiere fraccionación de los minerales residuales como clinopiroxeno y

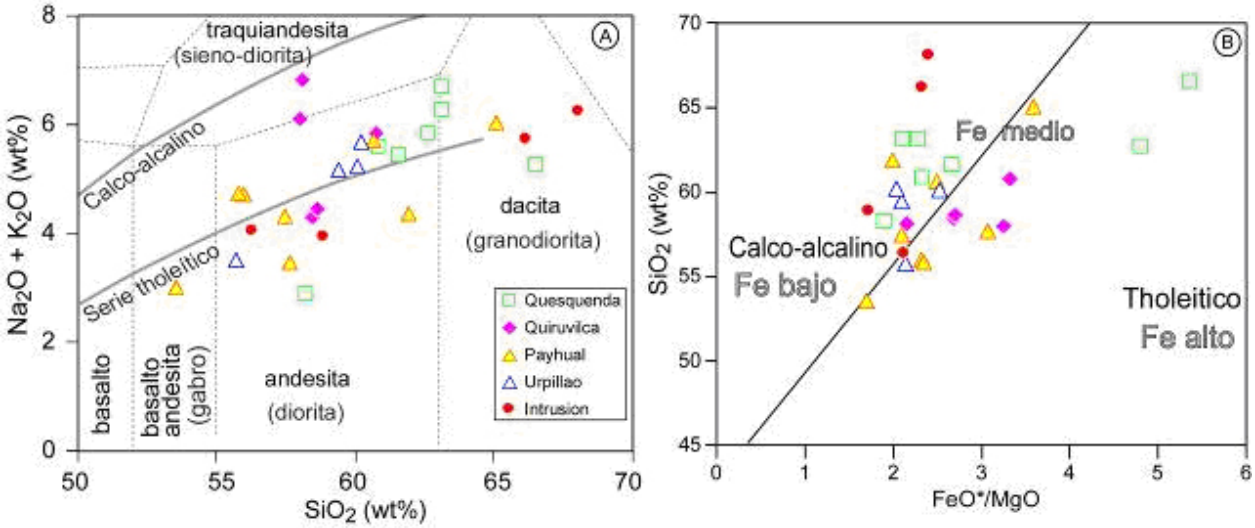

Figura 4. A) Diagrama del contenido de SiO_2 (wt%) versus Na_2O+K_2O. La línea de clasificación de las series calco-alcalino y tholeítico según Kuno (1968). B) Diagrama de las series de diferenciación relacionado a los campos calco-alcalinos y tholeíticos de Miyashiro (1974) y campos de alto, medio y bajo contenido de Fe tomado de Arculus (2003). Los contenidos de óxidos están recalculados al 100% y libre de bases volátiles y con todo el Fe como FeO total.

anfíbol (conocidas como rocas del tipo "adakitas", Fig. 6A). La razón de Dy/Yb sirve para diferenciar la fraccionación de anfíbol y granate, entonces en la figura 6C se observa que las altas razones de Dy/Yb de algunas lavas de Quesquenda muestran fraccionacción de granate y el resto de las muestras caen en el campo de la fraccionación de anfíbol.

DISCUSIONES

Las rocas aquí estudiadas muestran características típicas de magmas relacionados a subducción con anomalías negativas de Nb y Ta. El decrecimiento de FeO*/MgO sugiere fraccionación de clinopiroxeno, óxidos de Fe-Ti y apatito. La fraccionación de anfíbol es corroborada por las variaciones de Zr, además de la ocurrencia de fenocristales de anfíbol. La fraccionación de granate es sugerido sólo para aquellas muestras con altos valores de Dy/Yb >2, y esas sólo ocurren para algunas rocas de Quesquenda con edades de 18 Ma. Tomando los valores de La/Yb y Sm/Yb de las rocas, modelamos una fusión parcial (Fig. 7) a partir de valores de magma mantélico y basamentos sugerido por Petford y Atherton (1996) y Mamani et al. (2010) para esta parte de los Andes. El balance de masas muestra claramente que estos magmas fusionaron una corteza inferior de composición granate anfibolita (granate=12, anfíbol=88). Para las rocas de Quesquenda quizás la fraccionación de granate ocurrió a presiones de 1.7 Gpa (~45 km) en fundidos andesíticos ricos en H_2O (Fig. 6F). Esta presión se relaciona muy bien con el modelo de cálculo del MOHO usando las razones de Ce/Y según Mantle y Collins (2008), en la figura 6E se muestra que las rocas de Quesquenda (18 Ma) se formaron dentro de una corteza con espesor de 45 km, los intrusivos de 27 Ma se formaron entre 25 y 30 km y el resto de rocas que se formaron alrededor de 24 Ma entre 25 y 40 km. La plagioclasa ocurre como fenocristal en todas las rocas, sin embargo el incremento de Sr en los magmas de Quesquenda y Quiruvilca suprimió la estabilidad de plagioclasa, ya que estas rocas se formaron a mayores presiones y alta evolución de H_2O a partir de magmas andesíticos a magmas dacíticos (Fig, 6F). Normalmente esto se observa en magmas desde dacíticos a riolíticos ya que se forman a bajas condiciones de presión, y en esos casos el Sr se correlaciona negativamente con el incremento de SiO_2.

Quizás la cristalización fraccionada puede considerarse para muchas de las tendencias de la evolución geoquímica de las rocas aquí estudiadas. Las rocas de los diferentes eventos de los volcanes y complejos volcánicos tienen un amplio rango de variación geoquímica lo cual es una evidencia para la evolución de cámaras magmáticas de sistemas abiertos. Estos cambios en la geoquímica, inclusive las del tipo "adakitas", se pueden explicar por procesos de asimilación a diferentes profundidades, cristalización fraccionada y por mezcla entre

magmas.

Por otro lado, la fusión parcial de una corteza inferior (granate anfibolita) parece que ocurre cuando el fundido deriva del manto, siendo la contaminación cortical menor para los magmas de los intrusivos, del complejo volcánico Payhual y Urpillao, y mayor para los magmas de Quesquenda y Quiruvilca (Fig. 7). Como consecuencia se tiene que la signatura de anfíbol para la mayoría de los magmas, quizás se deriva de los fundidos de la corteza inferior de composición granate anfibolita. Esto confirma que la corteza, en esta parte de Perú, es distinta a la del sur (16° - 18° 30' S), ya que según el cálculo de balance de masas de fusión parcial realizado por Mamani et al. (2010) los magmas del sur fusionaron una corteza de composición anfibolita-eclogita (Fig. 7) y por esa razón las rocas formadas entre 30 y 24 Ma (Grupo Tazaca) y 24-12 Ma (Grupo Huaylillas) tienen valores más altos de Sr/Y, Sm/Yb, Dy/Yb.

CONCLUSIONES

Las dataciones radiométricas de $^{40}Ar/^{39}Ar$ efectuadas en depósitos de flujos de lava de los centros volcánicos Payhual (Complejo volcánico Payhual-Caupar) y Rushos (Complejo volcánico Urpillao-Rushos) indica que el volcanismo en esta parte estuvo activo hacia fines del Oligoceno (24.5 Ma), principios del Mioceno. Del mismo modo, una datación radiométrica efectuada en una roca granítica presumiblemente del Batolito de la Costa ha reportado una edad de ~27 Ma, precisando de esta manera a aquellas rocas intrusivas anteriormente asignadas a una sola unidad emplazada en el intervalo Cretáceo superior - Terciario inferior, estableciendo una edad correspondiente al Oligoceno. De esta manera podemos afirmar que los centros volcánicos Quesquenda y Quiruvilca corresponden a la etapa eruptiva definida para el Mioceno inferior. Mientras que los complejos volcánicos Payhual-Caupar y Urpillao-Rushos comprenden a las etapas eruptivas del Oligoceno superior y Mioceno inferior.

Las características geocronológicas y geoquímicas de estas rocas indican que derivan de magmas hídricos evolucionados, a niveles profundos, a través de la fraccionación de anfibol-clinopiroxeno y quizás algo de granate acompañado por la fusión de una corteza inferior de composición granate anfibolita; además una recarga a niveles someros, esto a través de la fraccionación de plagioclasa-anfibol. Las mayores variaciones geoquímicas se observan en las rocas de los centros volcánicos Quesquenda (19 Ma) y Quiruvilca (20 Ma), quizás

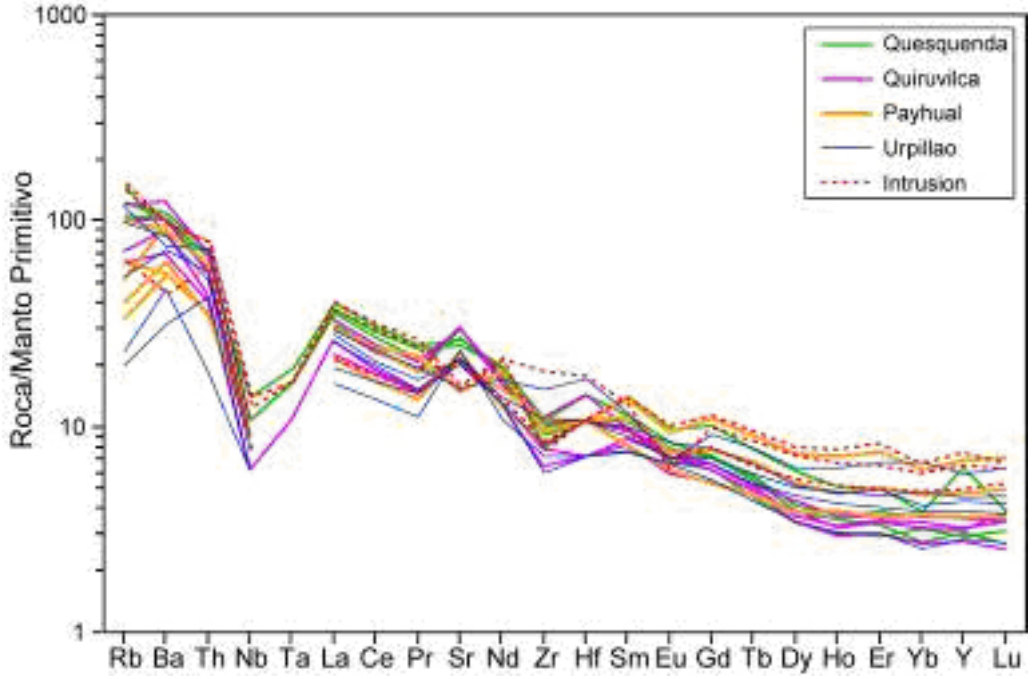

Figura 5. Elementos traza normalizados al manto primitivo. Los valores tomados para la normalización son de McDonough & Sun (1995).

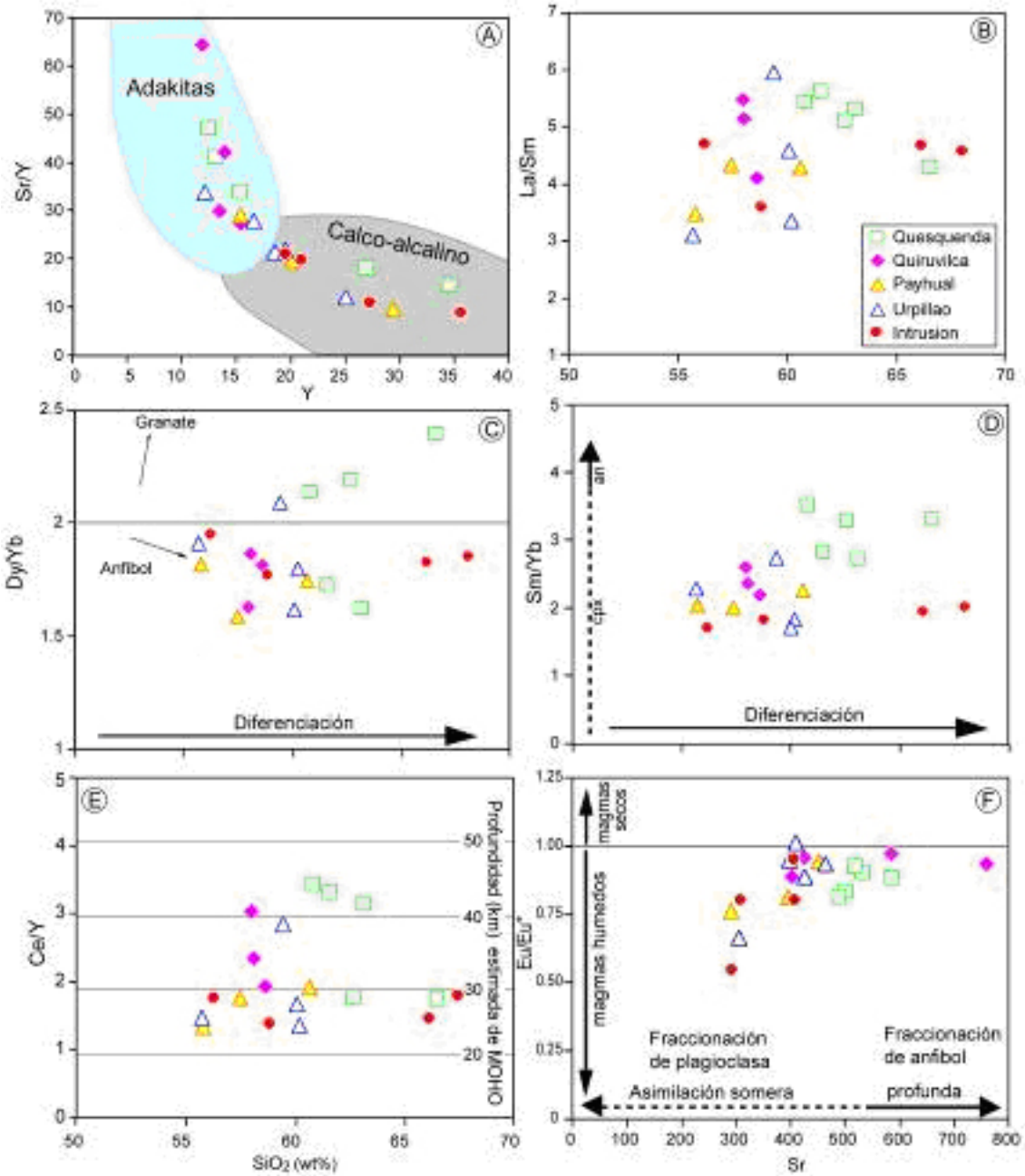

Figura 6. Diagramas de Sr/Y verus Y (A), La/Sm, Dy/Yb, Sm/Yb y Ce/Y versus SiO2 (B, C, D, E). Diagrama discriminatorio para magmas secos y húmedos según los valores de anomalías de Eu/Eu y variaciones de las concentraciones de Sr segun su profundidad de asimilación (F).*

debido al incremento del espesor de la corteza en el Mioceno. Esto indujo a que los magmas demoraran en su ascenso y fueron forzados a formar cámaras magmáticas intermedias entre la corteza inferior y superior. Para soportar esta hipótesis, el cambio de transición a rocas con signaturas de adakitas (Drummond y Defant, 1990), solo se tiene en las rocas con edades entre 20 y 18 Ma que forman parte de los aparatos volcánicos de Quesquenda y Quiruvilca y algunas de Urpillao. Durante ese tiempo se tiene la mayor producción de depósitos de piroclastos en respuesta a la maduración termal de de la corteza debido al engrosamiento cortical y al incremento en la velocidad de convergencia de la subducción, sugiriendo un evento de deformación no reconocido en esta parte del país, alrededor de los 20 Ma. Este periodo marca también los primeros eventos de mineralización ligados engrosamiento

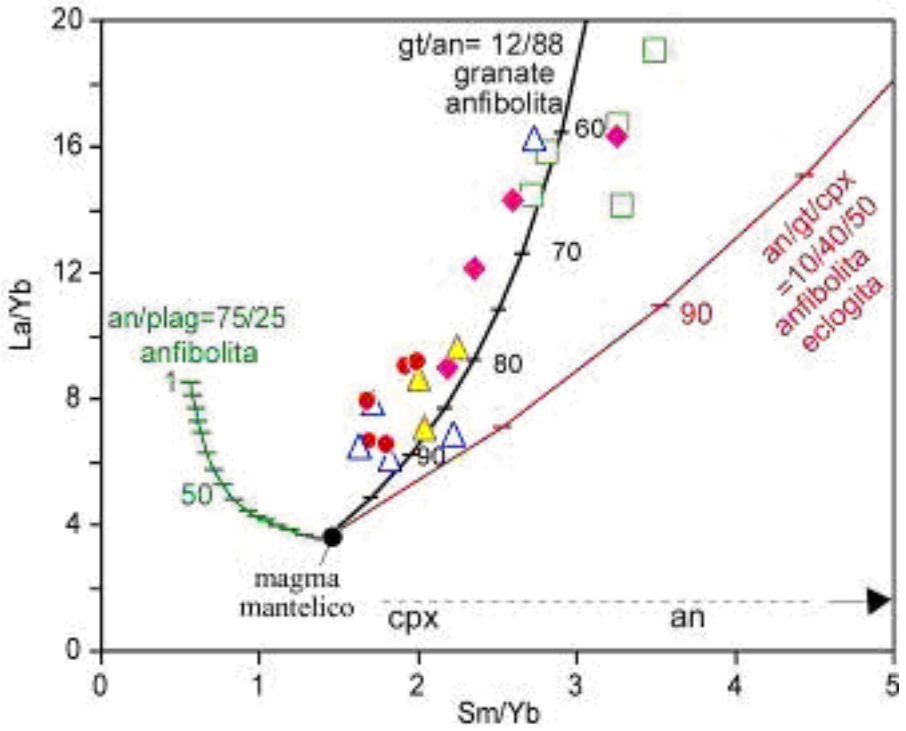

Figura 7. Diagrama de La/Yb versus Sm/Yb mostrando la evolución de las rocas; cpx-clinopiroxeno, an-anfibol, gt-granate, plag-plagioclasa Las curvas muestran el resultado del modelo de fusion parcial (Albarède, 1996) de anfibolita, granate anfibolita y anfibolita eclogita. Leyenda como en figura 4.

cortical en el norte, por ejemplo el stock de pórfido de Michiquillay 20 Ma (Stewart et al., 1974).

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", desarrollado en la Dirección de Geología Regional del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET). Agradecemos al Dr. Víctor Carlotto por la revisión del manuscrito.

REFERENCIAS

Albaréde, F. (1996). Introduction to Geochemical Modelling: New York, Cambridge University Press, 563 p.

Arculus, R. (2003). Use and abuse of the terms calcalkaline and calcalkalic. Journal of Petrology, 44 (5), 929-935.

Cerpa, L., Carlotto, V., Navarro P., Quispe, J. & Romero, D. (2008).- Sedimentación y Tectónica en el área de Pallasca: La Formacion 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 Nº 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.

Gauthier, A., Díaz, N. & Quirita, V. (1999). Yacimiento La Arena - Virgen, Huamachuco, La Libertad - Perú. I Pro Explo, Conferences, 73-92.

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. Insterscience Publishers, 623-688.

Mamani, M., Wöerner, G. & Sempere, T. (2010). Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space. Geological Society of America Bulletin (en prensa).

Mantle, G. & Collins, W. (2008). Quantifying crustal thickness variations in evolving orogens: Correlation between arc basalt composition and Moho depth. Geology, 36, 87-90.

McDonough, W. & Sun, S. (1995). The composition of the Earth. Chemical Geology, 120(3-4), 223-253.

Miyashiro, A. (1974). Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. American Journal of Science, 274 (4), 321-355.

Noble, D., McKee, E., Mourier, T. & Mégard, F. (1990). Cenozoic stratigraphy, magmatic activity compressive deformation, and uplift in Northern Peru. Geological Society of America Bulletin, 102, 1105 – 1113

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.

Reyes, L. (1980). Geología de los cuadrángulos de Cajamarca, San Marcos y Cajabamba. INGEMMET, Boletín Nº 31, Serie A, 67 p.

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.

Rivera, M., Rolin, D., Navarro, P. & Monge, R. (2006). Nuevas dataciones radiométricas de la secuencia volcánica Cenozoica en el Norte del Perú: departamento de La Libertad (7°45'-8°25'S). XIII Congreso Peruano de Geología, 4 p.

Stewart, J., Evernden, J. & Snelling, N. (1974). Age determinations from Andean Peru: A reconnaissance survey. Geological Society of America Bulletin, 85, 1107-1116.

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, 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.