

EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL (CRETÁCICO TARDÍO-PALEÓGENO)

Cristian Vallejo (1,2), Wilfried Winkler (1), Richard Spikings (3), Leonard Luzieux (1)

(1) Geological Institute, ETH Zurich, Suiza, cristian.vallejo@alumni.ethz.ch

(2) Escuela de Geociencias, Universidad de Aberdeen, Reino Unido

(3) Departamento de Mineralogía, Universidad de Ginebra, Suiza

RESUMEN

El basamento volcánico de la Cordillera Occidental (Formación Pallatanga y Unidad San Juan) se compone de rocas máficas y ultramáficas con afinidades geoquímicas de plateau oceánico. Una edad de cristalización en circón de 87.1 ± 1.66 Ma y de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (hornblenda) de 84.69 ± 2.22 Ma de fragmentos acrecionados del plateau, se superponen con una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (hornblenda) de 88 ± 1.6 Ma; obtenida para las rocas oceánicas del basamento de la Formación Piñón en la costa de Ecuador (Luzieux et al., 2006), y una serie de edades de ~ 92 -88 Ma; reportadas para las secuencias de plateau oceánico en Colombia y la región del Caribe.

Estos resultados son consistentes con la idea que las rocas de tipo plateau oceánico de la Cordillera Occidental y la Costa de Ecuador se derivan del Plateau Oceánico del Caribe y Colombia (CCOP) de edad Cretácico Tardío.

Las secuencias de arco de isla intraoceánico (Granito de Pujilí, Grupo Río Cala) sobreyacen a rocas del plateau y tienen edades de cristalización que se extienden entre ~ 85 -72 Ma. La geoquímica y las edades radiométricas de las lavas asociadas al arco de Río Cala, indican que el arco se inició por subducción debajo del CCOP, y son contemporáneas con las rocas del arco de isla de la Costa de Ecuador. Estas unidades del arco de isla se pueden relacionar con el Gran Arco Cretácico del Caribe.

Rápida exhumación (>1 km/ma) a lo largo del margen continental durante el Cretácico Tardío durante ~ 75 -65 Ma es consistente con el inicio de la colisión entre la Placa Sudamericana y el Plateau del Caribe que dio lugar al bloqueo de la zona de subducción, a la terminación del magmatismo de arco de isla, y a la deformación del margen continental.

El establecimiento de un nuevo margen activo dio lugar al arco volcánico Silante del Maastrichtiano Tardío (aprox. 65 Ma.), que fue depositado en un ambiente terrestre. Durante el Paleoceno al Eoceno, las condiciones marinas fueron dominantes en el área ahora ocupada por la Cordillera

Occidental y las rocas volcánicas de la unidad Macuchi fueron depositadas, posiblemente como continuación del arco volcánico de Silante. Este volcanismo submarino fue contemporáneo con la depositación de las rocas siliciclásticas del Grupo Angamarca, y la Formación Saguangal, que fueron derivadas principalmente de la Cordillera Real que emergía.

No existe una clara evidencia para apoyar hipótesis anteriores que sugieren que el arco volcánico Macuchi fue acrecionado en el Eoceno Tardío.

Palabras claves: Cordillera Occidental, evolución geodinámica, plateau oceánico, acreción, subducción, arco de isla interoceánico, arco volcánico, bloque alóctono.

ABSTRACT

The volcanic basement of the Cordillera Occidental (Pallatanga Formation and San Juan Unit) comprises mafic and ultramafic rocks with geochemical affinities of an oceanic plateau. A zircon crystallization age of 87.1 ± 1.66 Ma and an $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (in hornblende) of 84.69 ± 2.22 Ma for accreted plateau segments, overly in age a $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (in hornblende) dating of 88.0 ± 1.6 Ma for the oceanic rocks of Piñon Formation in the coast of Ecuador (Luzieux et al., 2006) and to a series of dating in the range of ~92-88 Ma for the oceanic plateau sequences formed in western Colombia and in the Caribbean region.

They results are consistent with the idea that oceanic plateau rocks from the Cordillera Occidental and from the Ecuadorian coast are derived from the Caribbean and Colombia Oceanic Plateau (CCOP) which have a late Cretaceous age.

The intraoceanic island arc sequences (Pujili granite and Rio Cala Group) overly the plateau rocks and show crystallization ages ranging between 85-72 Ma. Geochemistry and radiometric ages of lavas associated to the Rio Cala arc indicate that the arc was initiated from subduction under the CCOP, and are contemporaneous with rocks of the coastal island arc in Ecuador. These units can be related to the Cretaceous Great Arc of the Caribbean.

Rapid exhumation ($>1\text{Km}/\text{Ma}$) along the continental margin during the Late Cretaceous ~75-65 Ma is consistent with the initiation of collision between the South American Plate and the Caribbean Plateau, which blocked the subduction zone, causing the termination of the volcanic arc magmatism and inducing continental margin deformations.

The new active margin generated the Silante volcanic arc in Late Maastrichtian (~65 Ma), deposited as continental red beds. During the Paleocene and the Eocene marine conditions prevailed in the area occupied by Cordillera Occidental and Macuchi rocks were deposited as a continuation of

Silante volcanic arc. This submarine volcanism was contemporaneous with deposition of siliciclastic rocks of Angamarca Group and Saguangal Formation, which derived from the emerging Cordillera Real.

There is no clear evidence to support former hypothesis of the Macuchi arc being accreted in Late Eocene.

Keywords: Cordillera Occidental, geodynamic evolution, oceanic plateau, accretion, subduction, oceanic island arc, volcanic arc, allochthonous block.

INTRODUCCIÓN

La subducción de corteza oceánica en un límite convergente de placa se puede mirar como un proceso continuo. La interrupción o la finalización de este proceso comúnmente se asocian a la llegada de un objeto boyante. Los arcos volcánicos y corteza continental son las clases de objetos comúnmente implicados en colisiones. En este trabajo, se proporciona un análisis detallado de una clase menos familiar de colisión, la de un plateau oceánico.

La determinación precisa de la colisión entre plateaux oceánicos y la corteza continental proporciona una comprensión de como las placas tectónicas responden a eventos colisionales.

La Cordillera Occidental del Ecuador está compuesta de bloques alóctonos, los cuales fueron acrecionados al margen Sudamericano durante el Cretácico Tardío y el Terciario Temprano. Cada bloque alóctono está compuesto de un basamento máfico oceánico, el cual está cubierto por rocas sedimentarias

pre, syn- y postacrecionarias cuya edad varía entre el Cretácico y el Terciario. Desplazamientos transcurrentes a lo largo de fallas principalmente de rumbo N-S, resultado de variables rotaciones horarias, han producido una compleja yuxtaposición de unidades tectono-estratigráficas (Fig. 1,2). Relaciones estratigráficas pueden ser observadas en la Fig. 3.

Basados en determinaciones de las zonas fuente de sedimentos y dataciones, nosotros proponemos un marco geológico para la Cordillera Occidental del Ecuador entre 1° N a 2° S, así como un tentativo modelo geológico para esta región.

MATERIALES Y MÉTODOS

En este estudio se han realizado análisis de procedencia (minerales pesados, geoquímica de clinopiroxenos detríticos) en sedimentos complementados con dataciones radiométricas (U/Pb). Los análisis de procedencia nos permiten distinguir entre secuencias pre-acrecionarias y post-acrecionarias, los cuales fueron usados para

determinar el tiempo de acreción de los terrenos alóctonos, así como determinar el ambiente tectónico de las rocas del basamento que suplieron de sedimentos a las cuencas.

Las edades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ son usadas para determinar la edad de cristalización de las rocas volcánicas del basamento y reconstruir la evolución paleotectónica.

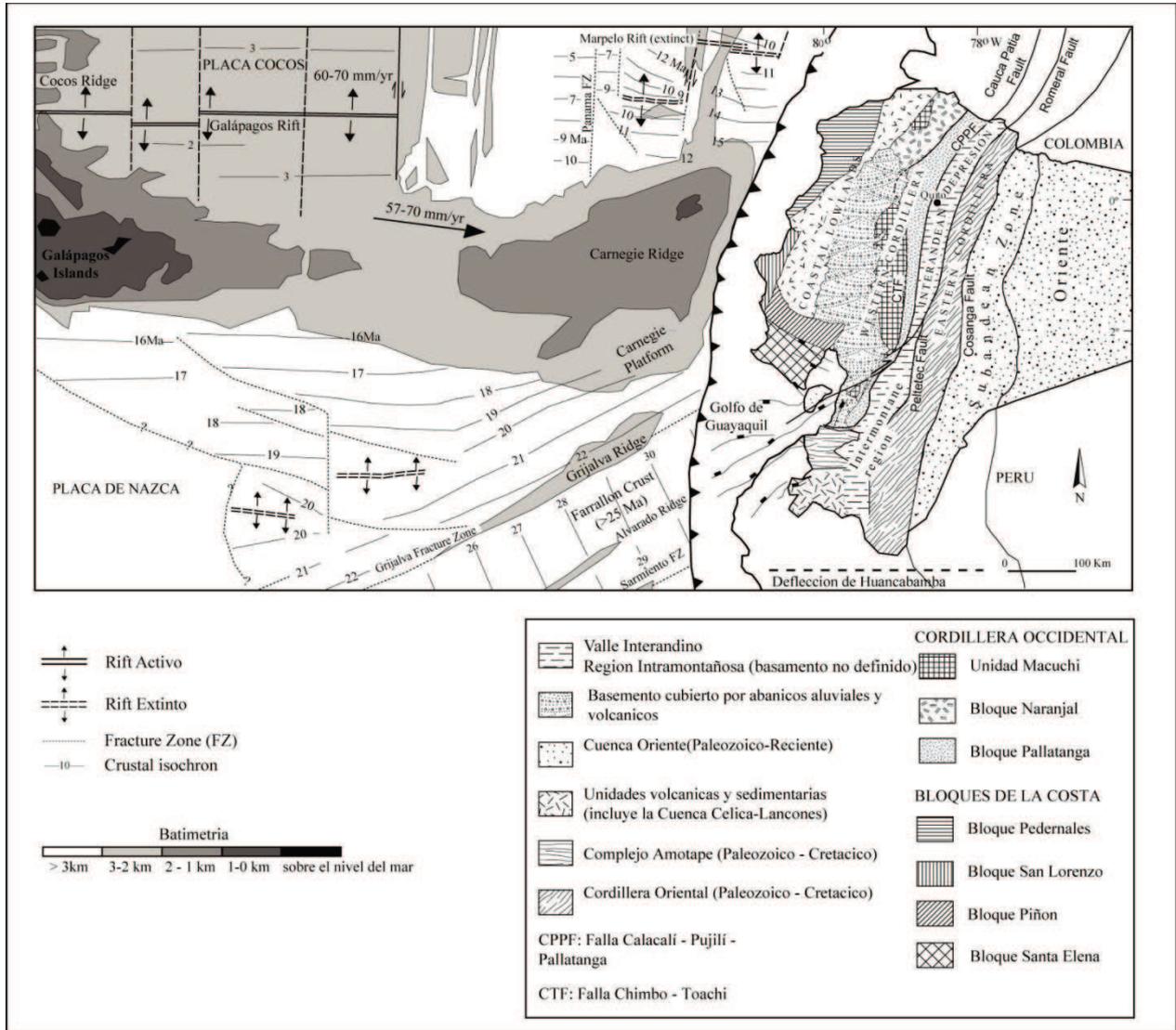


Figura 1. Marco Geológico de Ecuador continental e insular, batimetría y anomalías magnéticas de la Placa de Nazca. Modificado de Spikings et al. (2001).

ambiente tectónico de las rocas del basamento que suplieron de sedimentos a las cuencas. Las edades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ son usadas para determinar la edad de cristalización de las rocas volcánicas del basamento y reconstruir la evolución paleotectónica.

Para realizar el análisis de minerales pesados es necesario moler la muestra, seguida por

una disolución ácida en una solución acética (al 10%) caliente (70°). Pequeñas cantidades de agua oxigenada se adicionan a esta solución acética para evitar la formación de acetatos. Luego de la disolución ácida se procede a tamizar el material en mallas de 64 a 400 μm . Para separar la porción pesada de la liviana se utiliza el líquido pesado bromoformo de densidad 2.82 g/cc.

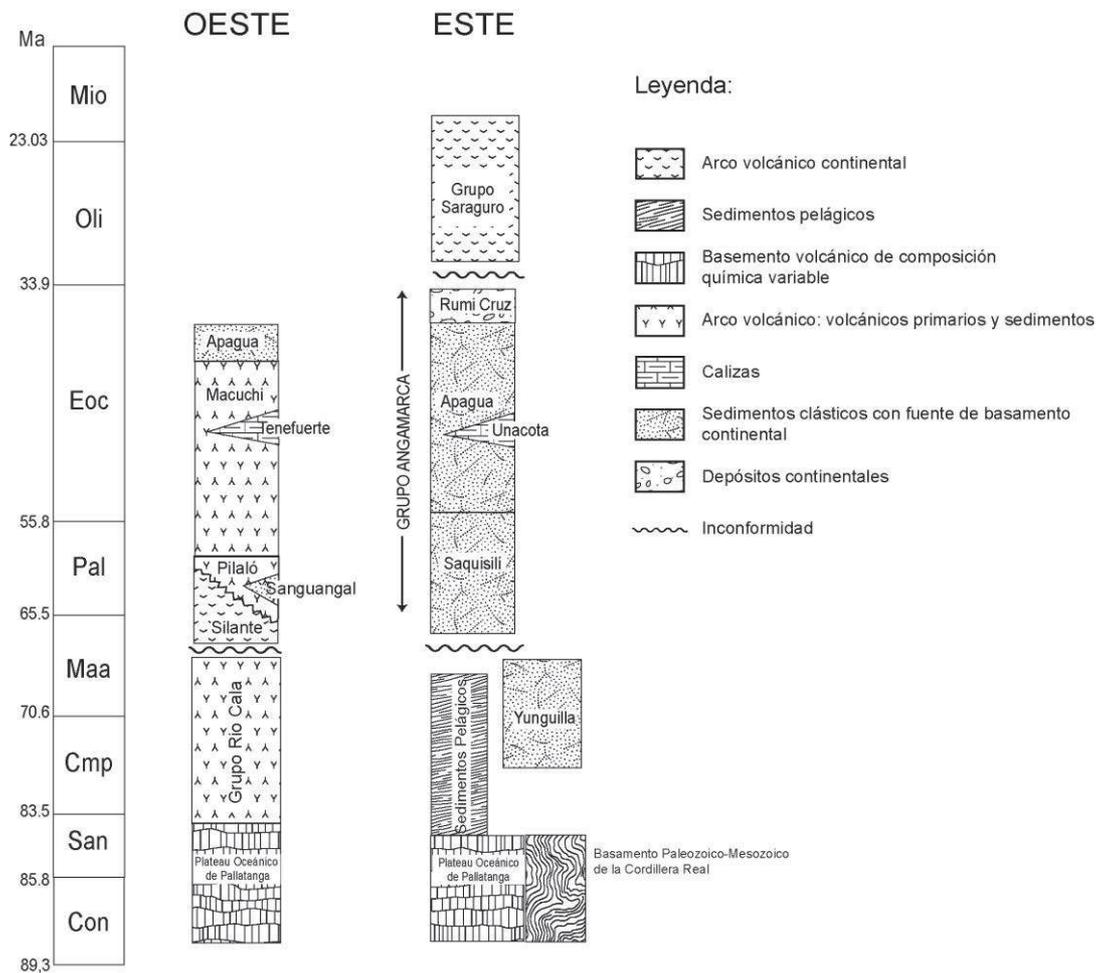


Figura 2. Relaciones estratigráficas de las formaciones de la Cordillera Occidental analizadas en el presente estudio.

EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL (CRETÁCICO TARDÍO-PALEÓGENO)

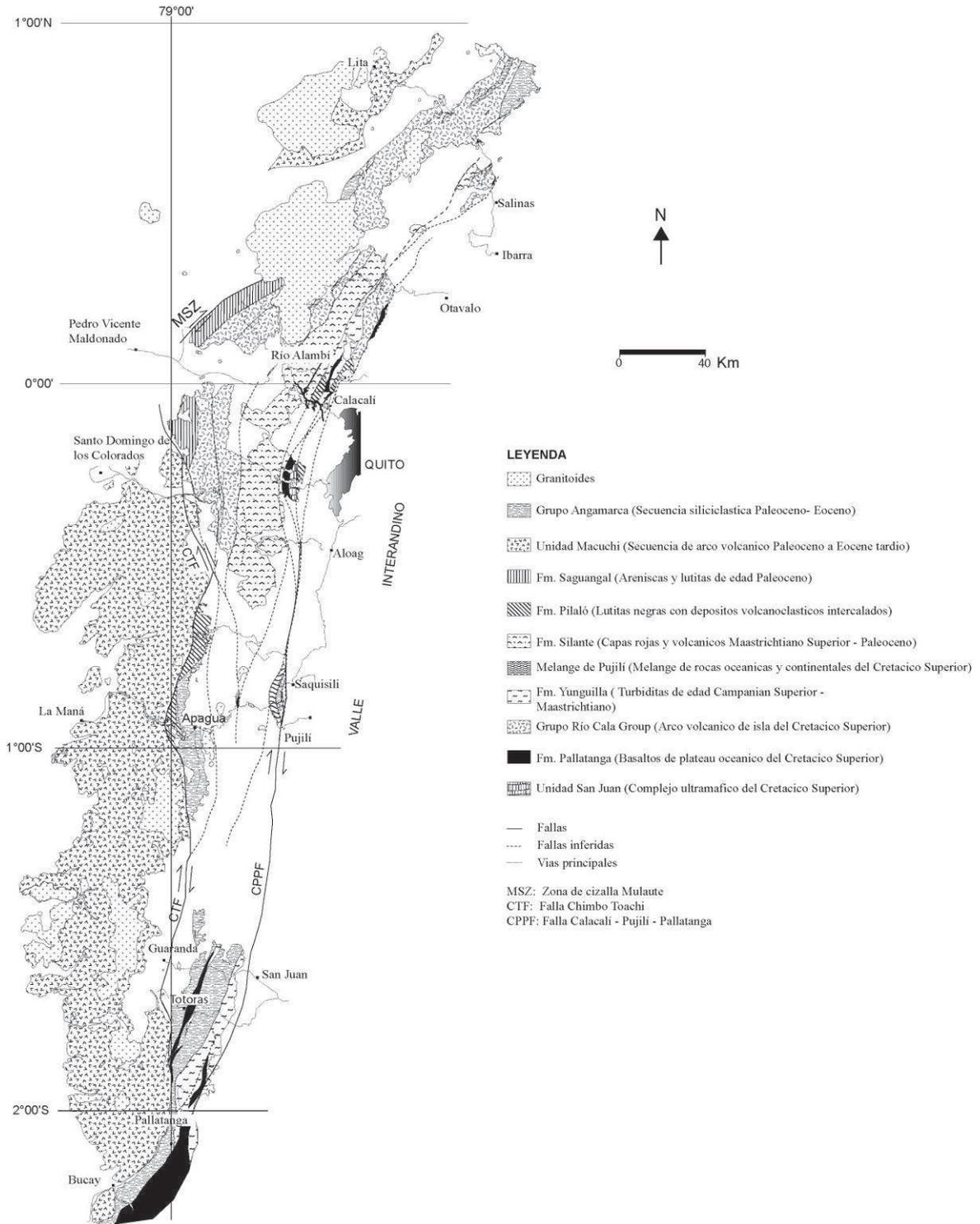


Figura 3. Mapa Geológico de la Cordillera Occidental entre 1 N a 2 S (Modificado de Hughes y Pilatasig, 2002)

Los minerales pesados son montados en láminas delgadas, para luego realizar un conteo de aproximadamente 300 granos y de acuerdo a las asociaciones minerales determinar la composición de las posibles zonas de aporte.

Para el análisis químico de los clinopiroxenos, es necesario separar estos minerales del resto de la fracción de minerales pesados mediante el separador magnético Frantz. Luego son montados en la resina epofix, pulidos y cubiertos con una lámina de carbón, deben existir por lo menos 12 granos por muestra. La composición química obtenida del análisis de cristales individuales está directamente relacionada a la composición química de las rocas volcánicas de donde provienen (Leterrier et al., 1982).

Para el análisis de elementos mayores se usó el analizador de microsonda JEOL JXA-8200 y para el análisis de elementos trazas el LA-ICPMS, ambos aparatos disponibles en los laboratorios de la ETH.

Las dataciones $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ fueron realizadas en zircones separados de las fracciones de minerales pesados. Estos zircones fueron separados mediante el separador magnético Franz y luego separados por densidad usando el di – iodometano ($\delta = 3.3 \text{ g/cc}$), y por último fueron montados en resina epofix. La datación U/Pb en zircones detríticos fue realizada en el espectrómetro de masas con plasma de acoplamiento inductivo y ablación láser (LA-ICPMS) DRC Perkin-Elmer 6100 disponible en los laboratorios de la Universidad de

Laussane. Los circones recuperados de rocas del basamento, fueron analizados con el método SHRIMP en la Universidad Nacional de Australia.

Dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fueron realizadas en concentrados de plagioclasa y matriz de rocas volcánicas. Los datos fueron obtenidos utilizando el método de calentamiento gradual (step heating) en donde el argón es liberado en forma controlada, conforme aumenta la temperatura aplicada sobre las fases minerales en estudio. Las muestras fueron analizadas en los laboratorios de la Universidad de Ginebra, Suiza.

RESULTADOS

Bloque Pallatanga

El Bloque Pallatanga aflora a lo largo del borde este de la Cordillera Occidental y está separado del margen continental por una zona de sutura deformada (Zona de Falla Pujilí). Está compuesto por un basamento máfico (Unidades Pallatanga y San Juan) interpretados como fragmentos de plateau oceánico (Kerr et al., 2002), similares a rocas del Plateau Caribe de Colombia y la región Caribe. El borde occidental del Bloque Pallatanga está marcado por la Falla Calacalí-Pujilí-Pallatanga, que incluye una zona de melange tectónico conocido como Melange de Pujilí.

El basamento máfico está cubierto por rocas sedimentarias y volcánicas de edad Cretácico Tardío a Reciente. Las relaciones

relaciones estratigráficas de estas secuencias son complejas debido al fuerte tectonismo que afecta estas rocas, lo que ha producido que la mayoría de las unidades se encuentren separadas entre sí por fallas en sentido N-S (Fig. 3).

En la Fig. 3 se resume la estratigrafía de las principales unidades y formaciones estratigráficas que sobreyacen el basamento oceánico de la Cordillera Occidental.

Unidad Pallatanga

La Unidad Pallatanga incluye basaltos, doleritas, pillow lavas, con afinidades geoquímicas de plateau oceánico y probablemente fueron parte del Plateau Oceánico Caribe (Spikings et al., 2001; Kerr et al., 2002). La Unidad Pallatanga aparece como bloques tectónicos principalmente al borde este de la Cordillera Occidental.

Unidad San Juan

La Unidad San Juan consiste de cumulados máficos gabroicos y ultramáficos, los cuales tienen afinidad química con la Unidad Pallatanga (Mamberti et al., 2004). Aflora como bloques tectónicos al suroccidente de Quito, orientados en dirección NNE.

La unidad San Juan ha sido interpretada como la raíz ultramáfica de la Unidad Pallatanga y probablemente representan una sola secuencia de plateau, muy similar a lo que puede ser observado en la Cordillera Occidental de Colombia, donde el complejo ultramáfico

Bolívar se considera como un fragmento del Plateau Caribe (Kerr et al., 1997).

Zircones extraídos de un gabro de esta unidad han dado una edad U/Pb de 87.1 ± 0.8 Ma, la cual se interpreta como el tiempo de cristalización de la raíz ultramáfica del plateau oceánico al cual pertenece el Bloque Pallatanga.

Cubierta de rocas sedimentarias y volcánicas

Grupo Río Cala

El Grupo Río Cala está compuesto por rocas volcánicas (Formaciones Río Cala, Natividad y La Portada) y rocas turbidíticas (Formaciones Mulaute y Pilatón).

Edades bioestratigráficas en sedimentos de la Formación Natividad (Boland et al., 2000) indican una edad Campaniano-Maastrichtiano.

Las asociaciones de minerales pesados de las areniscas que pertenecen a las *Formaciones Mulaute y Pilatón*, están caracterizadas por altos porcentajes de clinopiroxenos y hornblendas (55-90%, Fig. 4), lo que sugiere que estas areniscas se formaron cerca de una fuente volcánica y distante del continente.

Análisis geoquímicos de los clinopiroxenos de estas unidades indican que la fuente basáltica de estas areniscas es toleítica (Fig. 5c) y que fueron formadas en una zona de subducción (Fig. 5b). Geoquímica de roca

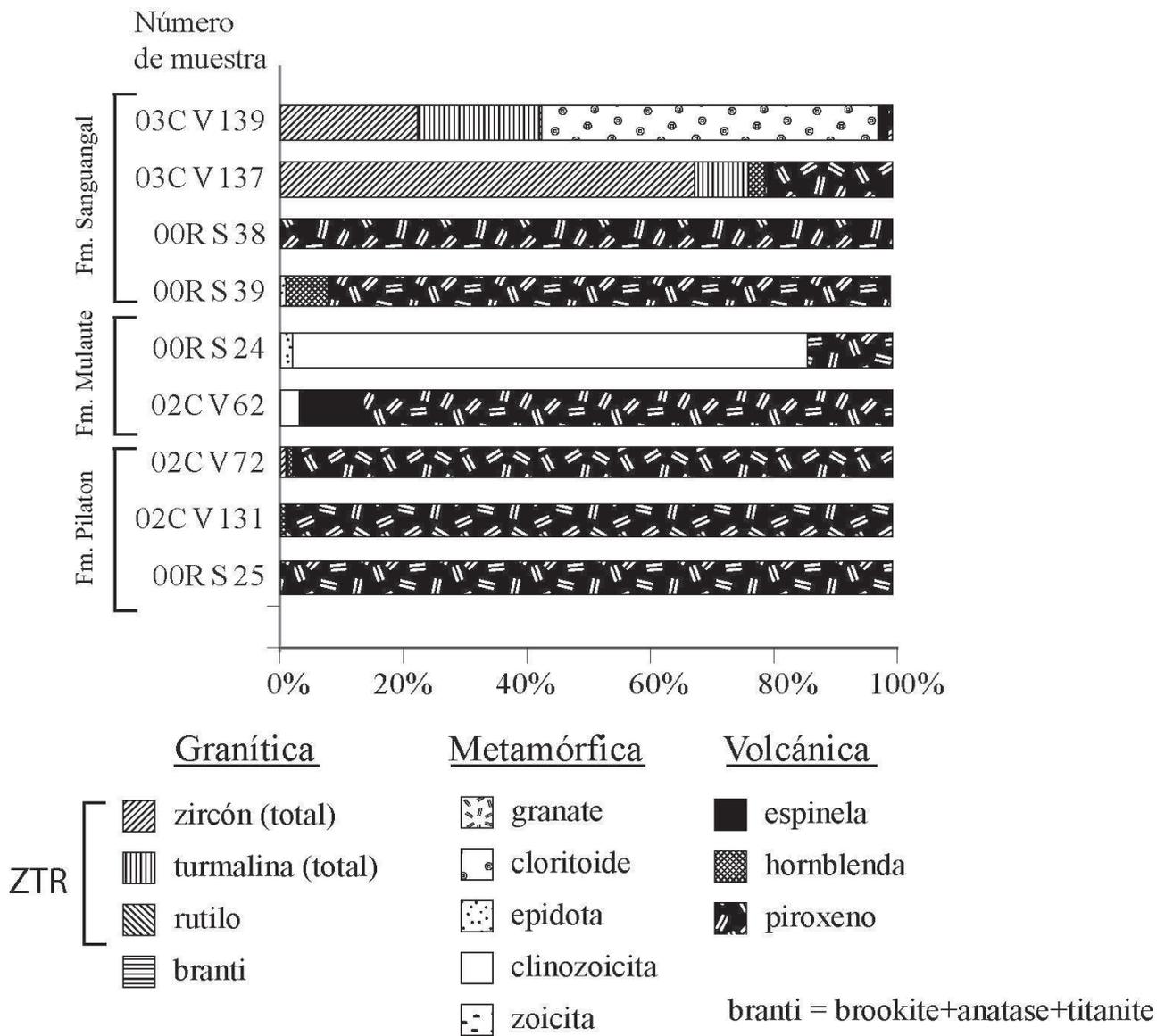


Figura 4. Análisis de las asociaciones de minerales pesados de las formaciones Pilatón, Mulaute y Sanguangal. En la parte inferior de la figura se aprecia las diferentes asociaciones minerales con sus respectivas zonas fuente.

total en los basaltos de la Formación Pilatón y Río Cala indican una afinidad de arco de isla intraoceánico (Alibon, 2005).

Formación Yunguilla

Los resultados del análisis de minerales pesados en la Formación Yunguilla a lo largo

de la Cordillera Occidental son muy variables, lo que indican dos posibilidades: 1) variaciones en la fuente de los sedimentos, o

2) que lo que actualmente está mapeado como Yunguilla puede representar más de una formación sedimentaria (Fig. 6).

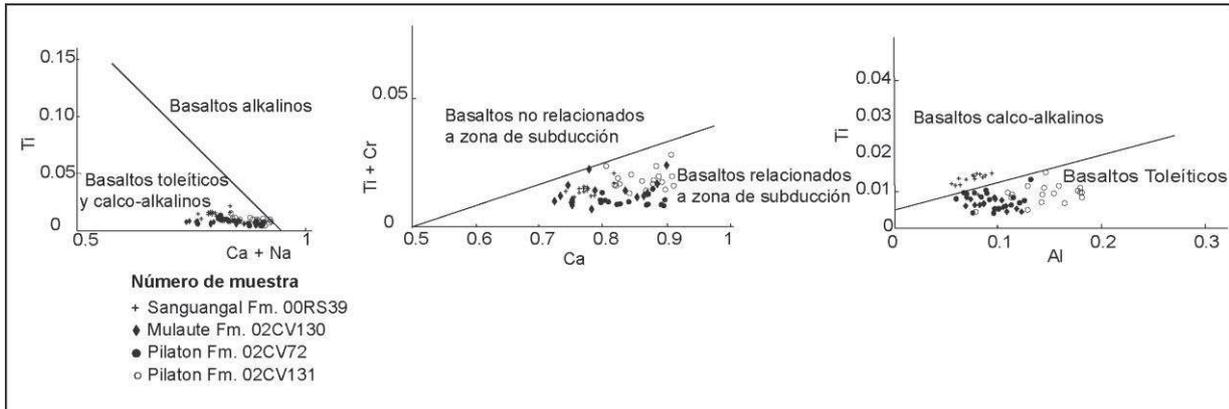


Figura 5. Análisis geoquímico de los clinopiroxenos de las formaciones Mulaute, Pilatón y Sanguangal.

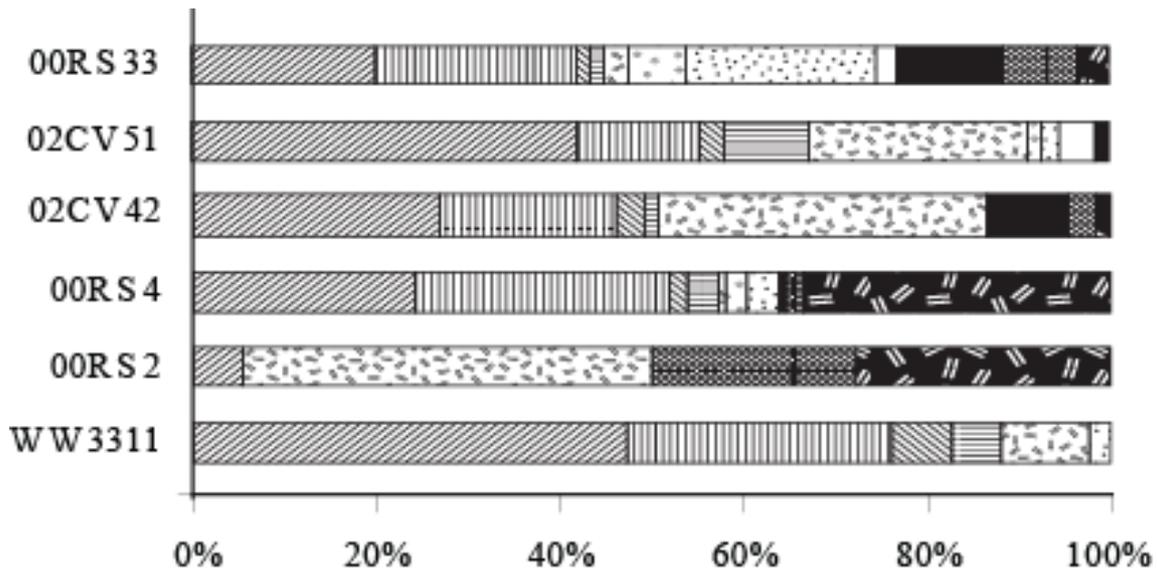


Figura 6. Análisis de las asociaciones de minerales pesados de la Formación Yunguilla. Ver leyenda en la Fig. 2.

Hacia la parte norte de la Cordillera Occidental, los minerales graníticos y metamórficos son abundantes (44-57%); hacia el centro siguen dominando los minerales de corteza continental pero la cantidad de piroxenos y hornblendas aumenta también; hacia el Sur en el sector de Cumbe, los minerales graníticos dominan el conjunto de minerales pesados (82%). Dataciones de circones recuperados en las areniscas de la Formación Yunguilla indican zonas fuente con múltiples edades, que varían entre 70 y 2000 Ma (Fig. 7). Lo cual sugiere que estas rocas fueron parcialmente derivadas de la Cordillera Real y el Cratón Sudamericano, ya que este rango de edades han sido reportadas para estas regiones (Chew et al., 2007).

Formación Silante

Las asociaciones de minerales pesados de la Formación Silante del Maastrichtiano Tardío - Paleoceno están caracterizadas por una alta abundancia de minerales volcánicos (80 - 95%), así como una importante presencia de material derivado de la corteza continental (5 - 20%, Fig. 8). La geoquímica de clinopiroxenos indica que provienen de basaltos relacionados a una zona de subducción y de afinidad calco-alcalina (Vallejo, 2007). Esta composición contrasta con la afinidad toleítica de las rocas subyacentes del Grupo Rio Cala.

Edades radiométricas utilizando el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en plagioclasa y matriz de roca indican edades que varían entre 58 y 65 Ma (Fig. 9). Las muestras analizadas fueron

tomadas al Noroccidente de Quito, en rocas andesíticas intercaladas en la secuencia de capas rojas de la Formación Silante.

Formación Sanguangal

La Formación Sanguangal se define como una secuencia siliciclástica que incluye lutitas negras, pizarras negras y areniscas de cuarzo, localmente afectadas por metamorfismo de contacto asociado al Batolito de Santiago. En el Río Guayllabamba la Formación Sanguangal sobreyace a las formaciones Mulaute y Pilatón, sin embargo las ensamblajes de minerales pesados son muy diferentes (Fig. 4). Mientras que en las formaciones Mulaute y Pilatón predominan los minerales derivados de un arco volcánico, en la Formación Sanguangal los minerales predominantes son derivados de la corteza continental, lo que implica que esta formación es postacrecionaria. El análisis geoquímico de los clinopiroxenos también mostró resultados diferentes: para las formaciones Mulaute y Pilatón los clinopiroxenos son de origen toleítico, mientras que los clinopiroxenos de la Formación Sanguangal son de afinidad calco-alcalina (Fig. 5). Dataciones U/Pb (LA-ICPMS) en circones de rocas sedimentarias de la Formación Sanguangal indican una edad máxima de 56 Ma para esta formación (Fig. 7), lo cual sugiere que los bloques oceánicos de la Cordillera Occidental estuvieron ya incorporados al margen continental durante el Paleoceno Tardío, recibiendo material detrítico derivado de la Cordillera Real.

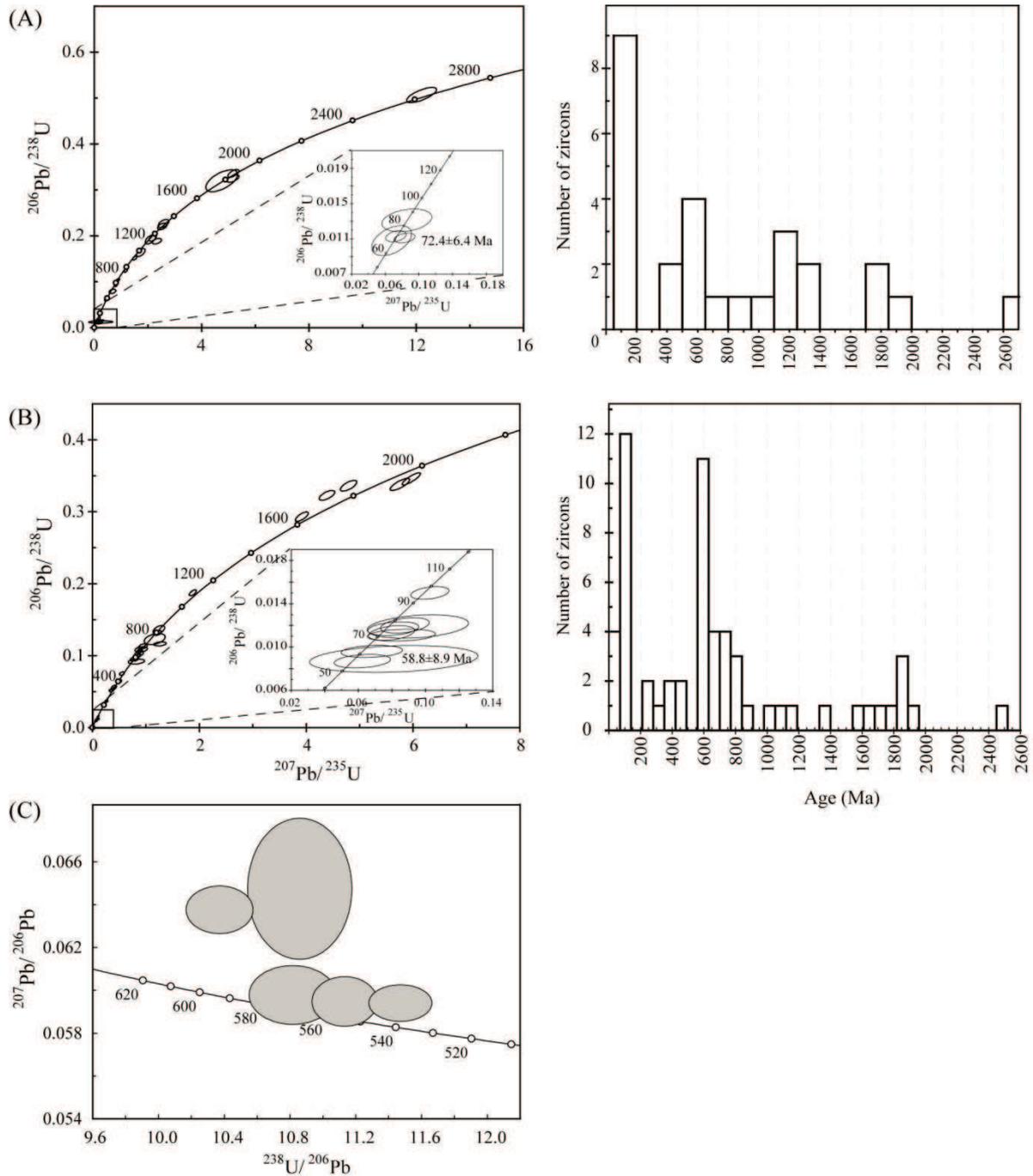


Figura 7. A) Edades U/Pb en zircons detríticos de la Formación Yunguilla utilizando el método LA-ICPMS. B) Edades U/Pb en zircons detríticos de la Formación Saguangal utilizando el método LA-ICPMS. C) Edades U/Pb de zircons detríticos de la unidad Macuchi utilizando el método SHRIMP.

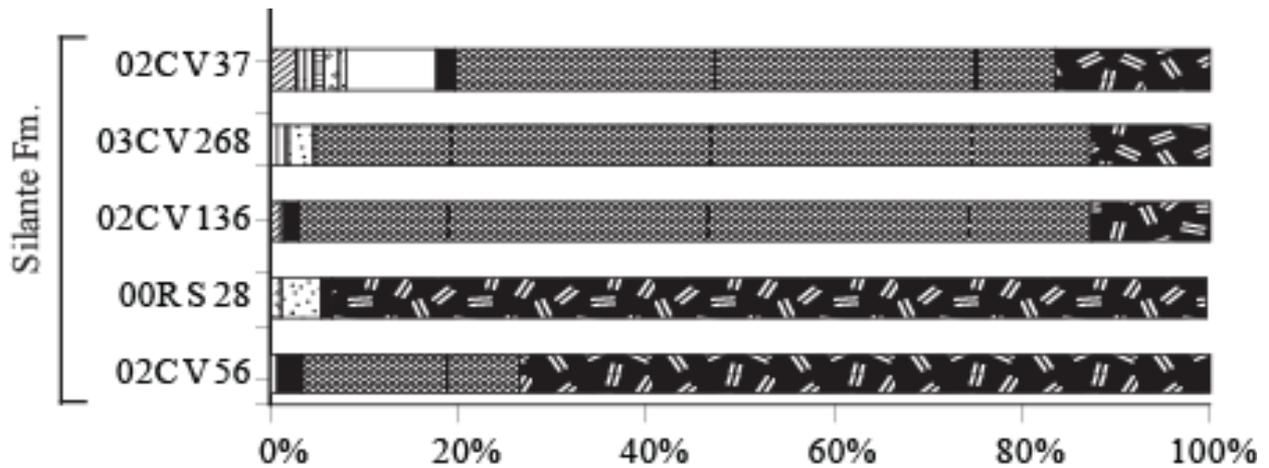


Figura 8. Análisis de las asociaciones de minerales pesados de la Formación Silante.

Grupo Angamarca

El Grupo Angamarca está conformado por las siguientes formaciones: Saquisilí, Apagua y Rumi Cruz. Las asociaciones de minerales pesados en general son dominadas por minerales derivados de corteza continental, aunque al tope de la Formación Saquisilí (Miembro Gallo Rumi) y la Formación Apagua la cantidad de minerales de origen volcánico aumenta (Fig. 10), lo que sugiere que durante la depositación de estas rocas existió una importante actividad volcánica.

Unidad Macuchi

La Unidad Macuchi está localizada en el borde este de la Cordillera Occidental. Geoquímicamente el basamento basáltico–andesítico tiene una afinidad de arco volcánico (Egüez, 1986; Hughes y Pilatasig, 2002) con composición química bimodal

(calco alcalina y toleítica). Localmente la unidad Macuchi está sobreyacida en conformidad por rocas del Grupo Angamarca. Dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en cristales de plagioclasa dan una edad de 42.62 ± 1.3 Ma, lo cual es consistente con la edad Eoceno medio, determinada para rocas sedimentarias asociadas a esta unidad (e.g. Egüez, 1986). Edades en circones detríticos de la unidad Macuchi (Fig. 7c), utilizando el método U/Pb muestran edades del Precámbrico, lo cual sugiere que la unidad Macuchi recibió material detrítico derivado de zonas fuentes muy antiguas, como podría ser la Cordillera Real o el Cratón Sudamericano.

La Unidad Macuchi es interpretada como un arco volcánico submarino, producido por cual sugiere que la unidad Macuchi recibió material detrítico derivado de zonas fuentes muy antiguas, como podría ser la Cordillera Real o el Cratón Sudamericano.

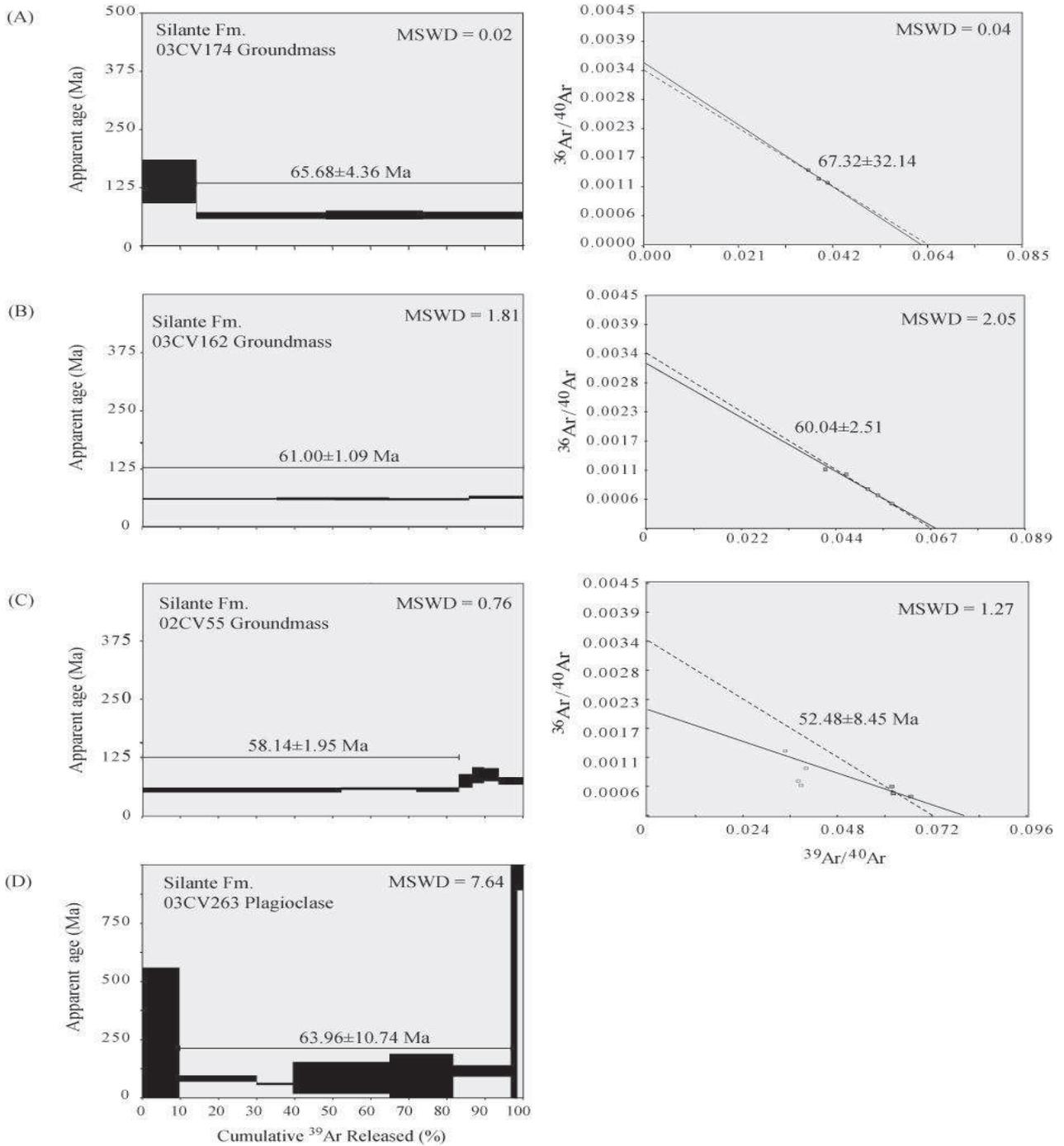


Figura 9. Espectro de edades utilizando el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para muestras de rocas volcánicas de la Formación Silante.

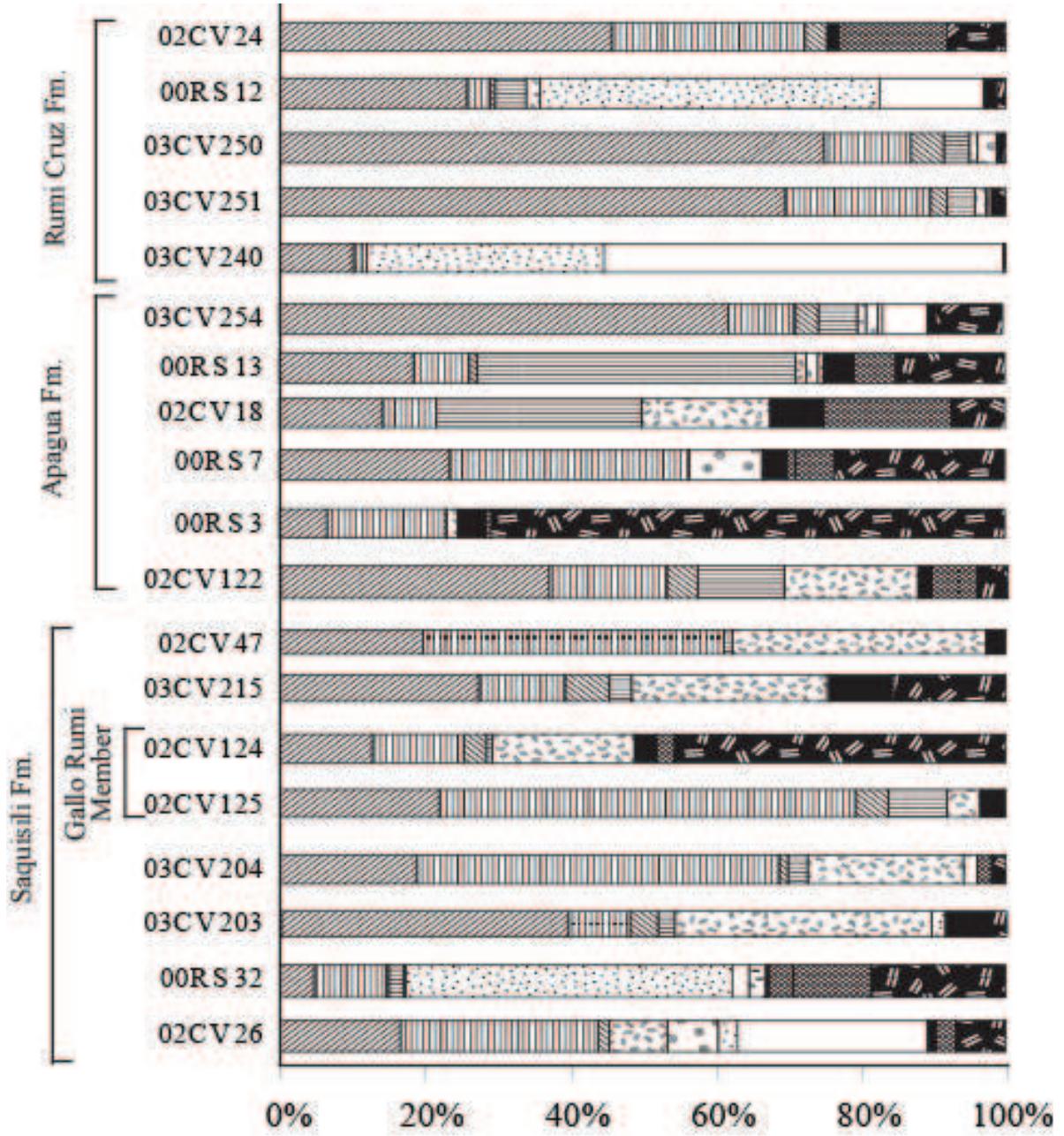


Figura 10. Análisis de las asociaciones de minerales pesados del Grupo Angamarca.

DISCUSIÓN

El basamento volcánico de la Cordillera Occidental (Formación Pallatanga y Unidad San Juan) se compone de rocas máficas y ultramáficas con afinidades geoquímicas de plateau oceánico. Una edad de cristalización SHRIMP (zircón) de 87.1 ± 1.66 Ma. (2σ) y de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (hornblenda) de 84.69 ± 2.22 Ma. (2σ) de fragmentos accrecionados del plateau, se superponen con una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (hornblenda) de 88 ± 1.6 (2σ) Ma. obtenida para las rocas oceánicas del basamento de la Formación Piñón en la costa de Ecuador (Luzieux et al., 2006), y una serie de edades de ~ 92 -88 Ma. reportadas para las secuencias de plateau oceánico en Colombia y la región del Caribe. Estos resultados son consistentes con la idea que las rocas de plateau oceánico de la Cordillera Occidental y la Costa de Ecuador se derivan del Plateau Oceánico del Caribe y Colombia (CCOP) de edad Cretácico Tardío.

Las secuencias de arco de isla intraoceánico (Granito de Pujilí, Grupo Río Cala, Unidad Naranjal) sobreyacen a rocas del plateau y tienen edades de cristalización que se extienden entre ~ 85 -72 Ma (Vallejo et al., 2006). El análisis de proveniencia en rocas del Grupo Río Cala y la geoquímica de sus productos turbidíticos y volcanoclásticos, indica que estas rocas fueron depositadas en un sistema de arco de isla intraoceánico. La geoquímica y las edades radiométricas de las lavas asociadas al arco de Río Cala, combinado con el rango de edades, indican

que el arco se inició por subducción debajo de el CCOP, y son contemporáneas con las rocas del arco de isla de la Costa de Ecuador (Luzieux et al., 2006). Estas unidades del arco de isla se pueden relacionar con el Gran Arco Cretácico del Caribe.

Durante este período rocas de la Formación Yunguilla fueron depositadas a lo largo del margen continental, recibiendo material derivado de la Cordillera Real, que por los rangos de edades (~ 2000 Ma), también incluiría material reciclado del Cratón Sudamericano.

La colisión inicial entre la Placa Sudamericana y el Plateau del Caribe fue sincrona con el levantamiento y la exhumación acelerados dentro del margen continental, en un área que se extendía tan lejos como la Cordillera Oriental, y con la depositación de material siliciclástico derivado del continente en el antearco y trasarco (las formaciones Yunguilla y Tena respectivamente).

Colectivamente, esta evidencia demuestra que la colisión inicial entre el Plateau Caribe y el margen de Ecuador ocurrió durante el Campaniano Tardío – Maastrichtiano (73-70 Ma.), y dio lugar al bloqueo de la zona de subducción, a la terminación del magmatismo del arco de isla, y a la deformación del margen continental.

El evento de colisión del Campaniano fue seguido por la iniciación de subducción hacia

el Este debajo del plateau oceánico ya acrecionado. El nuevo margen activo dio lugar al arco volcánico Silante del Maastrichtiano Tardío (Vallejo, 2007), que fue depositado en un ambiente terrestre. Durante el Paleoceno al Eoceno, las condiciones marinas fueron dominantes en el área ahora ocupada por la Cordillera Occidental, rocas del Grupo Angamarca fueron depositadas en el borde oriental de los terrenos oceánicos acrecionados. Estas rocas recibieron material derivado de la Cordillera Oriental, en proceso de levantamiento.

Al Oeste de los terrenos acrecionados, las rocas volcánicas de la unidad Macuchi fueron depositadas, posiblemente como continuación del arco volcánico de Silante. Este volcanismo submarino fue contemporáneo con la depositación de las rocas siliciclásticas del Grupo Angamarca, y la Formación Saguangal.

Los análisis paleomagnéticos de rocas volcánicas, de las formaciones Piñon y San Lorenzo de la zona de antearco (Luzieux, 2007), indican su extrusión pre-colisional en latitudes ecuatoriales. Además, los datos paleomagnéticos de la declinación del basamento y de la cobertura sedimentarias de la región costera (Luzieux, 2007) indican 20-50° de rotación en sentido horario cerca de la época de la colisión, durante el Campaniano. La rotación fue probablemente sincrónica con la colisión de la secuencia de plateau oceánico y de arco con Sudamérica.

CONCLUSIONES

Edades radiométricas de - 88 Ma en secuencias de plateau oceánico en la Cordillera Occidental y Costa de Ecuador, combinadas con datos geoquímicos, indican una relación genética con el Plateau Caribe.

El inicio de subducción bajo el Plateau Caribe fue responsable de la generación de rocas volcánicas y volcanosedimentarias de afinidad de arco de isla (Grupo Río Cala), y granitoides intraoceánicos a aproximadamente 85 Ma, por subducción bajo el Plateau Caribe. Edades radiométricas y composición química de rocas de afinidad arco de isla en la Cordillera Occidental se correlacionan con secuencias de arco de isla en la zona costera de Ecuador, Colombia y la región Caribe. Por lo tanto es razonable sugerir que ellos representan la extensión sur del Arco del Caribe.

El plateau oceánico y el arco de isla sobreyacente migraron hacia el Este y colisionaron con Sudamérica durante el Campaniano (- 73 Ma). La terminación de volcanismo de arco de isla en el Maastrichtiano temprano (- 70 Ma) fue causada por el bloqueo de la zona de subducción durante la colisión entre el Plateau del Caribe y Sudamérica.

Datos paleomagnéticos del basamento oceánico y su cubierta sedimentaria en la región costera indican una rotación horaria de 20 a 50 durante 73-70 Ma (Luzieux et al., 2006).

Rápida exhumación (>1km/ma) a lo largo del margen continental durante el Cretácico tardío durante ~75-65 Ma es consistente en tiempo con el inicio de sedimentación clástica derivado del margen continental en el Campaniano Tardío – Maastrichtiano (Formación Yunguilla).

Finalmente, ninguna evidencia existe para apoyar hipótesis anteriores que sugieren que el arco volcánico Macuchi fue acrecionado en el Eoceno Tardío, causando la inversión estructural de la Cuenca de Angamarca. Es geoméricamente difícil sugerir que el bloque Macuchi se acrecionó en el Eoceno Tardío y se insertó entre los bloques de Piñón y Pallatanga, que fueron acrecionados durante el Cretácico Tardío. Además, turbiditas del Grupo Angamarca sobreyacen conformablemente rocas volcánicas de la Unidad Macuchi, lo cual es un argumento en contra de un evento acrecional que haya afectado al Grupo Angamarca.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer a Arturo Egúez y Bernardo Beate por valiosas sugerencias para mejorar el contenido de este artículo. Este trabajo fue financiado por la Swiss National Science Foundation (proyectos 2-77193-02 y 2-77504-04).

REFERENCIAS

- [1] ALLIBON, J., MONJOIE, P., LAPIERRE, H., JAILLARD, E., BUSSY, F., BOSCH, D., (2005), High Mg-basalts in the Western Cordillera of Ecuador: evidence of plateau root melting during Late Cretaceous arc magmatism. In: Proceedings of the Sixth International Symposium on Andean Geodynamics, Program and Abstracts, Barcelona, Spain, pp. 3335.
- [2] BOLAND, M.P., Pilatasig, L.F., Ibandango, C.E. McCourt, W.J., Aspden, J.A., Hughes, R.A., Beate, B., (2000), Geology of the Western Cordillera between 0°-1°N, Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información cartográfica y Geológica, Informe No. 10. CODIGEM-BGS, Quito, Ecuador, 72 pp.
- [3] EGÚEZ, A., (1986), Evolution Cenozoique de la Cordillere Occidentale septentrionale d'Equateur (0°15' S - 01°10' S), les mineralisations associees. Doc. Thesis, UPMC, Paris, 116 pp. (unpublished).
- [4] HUGHES, R & PILATASIG, L., (2002), Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador. Tectonophysics 345, 29-48.
- [5] KERR, A.C., ASPDEN, J.A., TARNEY, J., PILATASIG, L.F., (2002), The nature and provenance of accreted oceanic terranes in western Ecuador: geochemical and tectonic constraints. J. of Geol. Soc. 159: 577-594.
- [6] LETERRIER, J., MAURY, R., THONON, P., GIRARD, MARCHAL, M., (1982), Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series, Earth and Planetary Science Letters, v. 59, p. 139-154.

[7] LUZIEUX, L.D.A., HELLER, F., SPIKINGS, F., VALLEJO, C.F., WINKLER, W., (2006), Origin and Cretaceous tectonic history of the coastal Ecuadorian forearc between 1°N and 3°S: Paleomagnetic, radiometric and fossil evidence. Earth and Planetary Science Letters, v. 249, p. 400-414. <http://e-collection.ethbib.ethz.ch/show?type=diss&nr=16983> .

[8] LUZIEUX, L.D.A., (200), Origin and Late Cretaceous-Tertiary evolution of the Ecuadorian forearc. PhD Thesis, Institute of Geology ETH Zürich, Switzerland, p. 197.

[9] MAMBERTI, M., LAPIERRE, H., BOSCH, D., JAILLARD, E., HERNANDEZ, J. & POLVE, M., (2004), The Early Cretaceous San Juan Plutonic Suite, Ecuador: a magma chamber in an oceanic plateau. Can. J. Earth Sci. 1: 1237-1258.

[10] SPIKINGS, R.A. WINKLER, W., SEWARD, D., HANDLER, R., (2001), Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust, Earth and Planetary Science Letters, v. 186, p. 57-73.

[11] VALLEJO, C., SPIKINGS, R.A., WINKLER, W., LUZIEUX, L., CHEW, D., PAGE, L., (2006), The early interaction between the Caribbean Plateau and the NW South American Plate, Terra Nova, v. 18, p. 264-269.

[12] VALLEJO, C., (2007), Evolution of the Western Cordillera in the Andes of Ecuador (Late Cretaceous–Paleogene) [Ph.D. thesis]: Zürich, Switzerland, Institute of Geology, ETH Zürich, 208 p., <http://e-collection.ethbib.ethz.ch/show?type=diss&nr=17023>.