



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CENTRO DE GEOCIENCIAS

**EL PAPEL DEL CLIMA, EL OCÉANO Y LA CORTEZA CONTINENTAL EN LA
FORMACIÓN DEL MAGMATISMO DE ZONAS DE SUBDUCCIÓN**

TESIS

**QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**PRESENTA:
CARLOS ERRÁZURIZ HENAO**

**TUTOR
DR. ARTURO GÓMEZ TUENA (INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM)**

**COMITÉ TUTOR
TERESA OROZCO ESQUIVEL (CENTRO DE GEOCIENCIAS, UNAM)
BERENGERE MOUGEL (CENTRO DE GEOCIENCIAS, UNAM)**

**COMITÉ EVALUADOR
JOSÉ FERNANDO DUQUE TRUJILLO (ESCUELA DE CIENCIAS, EAFIT)
JOSÉ LUIS ARCE SALDAÑA (INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM)
LAURA MORI (FACULTAD DE INGENIERÍA, UNAM)
TERESA OROZCO ESQUIVEL (CENTRO DE GEOCIENCIAS, UNAM)**

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX, ENERO 2024



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

DECLARATORIA DE ETICA

“Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales”.

A handwritten signature in black ink, appearing to read "Carlos Errázuriz Henao". The signature is fluid and cursive, with a stylized initial "EH" at the end.

CARLOS ERRÁZURIZ HENAO

Índice general

Agradecimientos.....	7
Prefacio	8
Resumen.....	9
Abstract.....	10
A. Introducción	11
B. Acercamiento metodológico.....	18
<i>a. Construcción de bases de datos de sedimentos oceánicos y rocas volcánicas</i>	<i>19</i>
<i>b. Análisis composicionales en sedimentos oceánicos y rocas volcánicas</i>	<i>21</i>
C. Una aproximación biogeoquímica al magmatismo de arco.....	24

CAPÍTULO UNO

La Influencia de la Cuenca de Panamá en el magmatismo del arco colombiano

1. La zona de subducción colombiana.....	30
1.1 Contexto tectónico.....	30
1.2 Contexto geológico	32
1.3 La Cuenca de Panamá.....	34
1.4 La Provincia Volcánica Norte de Colombia.....	39
2. Discusión: Petrogénesis de la Provincia Volcánica Norte	42
2.1 Los efectos de la estructura cortical.....	42
2.2 La influencia de la cuenca de Panamá.....	45
2.3 Efectos de la batimetría y distribución sedimentaria en la trinchera.....	49
2.4 Mèlanges de subducción y modelo petrogenético.....	51
2.5 Aprendizajes sobre un estudio local	55

CAPÍTULO DOS

Biogeoquímica del Pacífico Ecuatorial del Este

1. La margen del Pacífico Ecuatorial del Este.....	58
1.1 Marco geotectónico.....	58
1.2 Edad de los materiales subducidos.....	61

1.3	<i>Marco oceanográfico y sedimentológico</i>	65
1.3.1	Fluctuaciones en el espacio	65
1.3.2	Fluctuaciones en el tiempo	69
1.4	<i>Cierre de la vía marítima de Centroamérica</i>	72
1.5	<i>Los volcanes de las márgenes del PEE</i>	73
2.	Discusión: La respuesta magmática del cambio climático	79
2.1	<i>El rol del procesamiento cortical y de las variaciones elementales dependientes de la P-T</i>	79
2.2	<i>Enlace geoquímico entre sedimentos y volcanes a lo largo del PEE</i>	83
2.3	<i>Relación con las condiciones oceanográficas del presente</i>	86
2.4	<i>Implicaciones en el cierre del CAS y la topografía de la margen del PEE</i>	88
2.5	<i>La respuesta del magmatismo al enfriamiento del planeta</i>	90
2.6	<i>Conclusiones de un estudio regional</i>	96

CAPÍTULO TRES

La fusión cortical en el orógeno de los Andes del Norte

1.	Marco general del Complejo Volcánico de Paipa	100
1.1	<i>Contexto tectónico</i>	101
1.2	<i>Contexto geológico</i>	103
2.	Resultados	105
2.1	<i>Petrografía</i>	105
2.2	<i>Geoquímica de roca total</i>	106
3.	Discusión: El origen del Complejo Volcánico de Paipa	112
3.1	<i>¿Existe alguna relación entre el CVP y el arco activo?</i>	112
3.2	<i>Relación con fundidos corticales naturales y experimentales</i>	117
3.3	<i>Evidencia geoquímica de fundidos saturados en H₂O</i>	121
3.4	<i>Fraccionamiento de elementos traza durante la fusión en presencia de H₂O</i>	124
3.5	<i>Condiciones de P-T de fusión y la naturaleza de la fuente cortical</i>	126
3.6	<i>El origen del exceso de H₂O debajo de la cordillera Oriental</i>	129
D.	Conclusiones generales	134
E.	Referencias	136
F.	Anexos	161
	<i>Anexo 1. Artículo publicado #1</i>	161

<i>Anexo 2. Artículo publicado #2.....</i>	<i>161</i>
<i>Anexo 3. Bases de datos de sedimentos y rocas volcánicas.....</i>	<i>161</i>
A.3.1 Composición de los sedimentos del Pacífico Este Ecuatorial.....	161
A.3.2 Composición de las rocas volcánicas del arco activo	161
A.3.3 Composición de las rocas del arco Mioceno.....	162
<i>Anexo 4. Resultados geoquímicos de rocas y sedimentos.....</i>	<i>162</i>
A.4.1 Composición de U, Ba y K ₂ O de los sedimentos oceánicos de la margen mexicana	162
A.4.2 Composición elemental e isotópica de las rocas del Complejo Volcánico de Paipa.....	163
<i>Anexo 5. Metodología de laboratorio detallada.....</i>	<i>165</i>
A.5.1 Digestión para elementos traza y relaciones isotópicas	165
A.5.2 Separación cromatográfica de Pb, Sr, REE, Nd y Hf.....	166

*“When we try to pick out anything by itself,
we find it hitched to everything else in the Universe.”*

John Muir (1991)

Agradecimientos

Al Dr. Arturo Gómez Tuena por la rigurosidad, la paciencia y por sus innumerables enseñanzas. Esta aventura conjunta de estudiar la zona de subducción colombiana no sería posible sin su apoyo, compañía y entrega desmedida. Y, sobre todo, gracias infinitas por mostrarme el lado bonito de la ciencia. Gracias Arturo.

Al Dr. Mattia Parolari por su apoyo, pertinentes ideas y necesarias discusiones. Por más años de amistad y colaboración.

A Andrea Billarent Cedillo por el amor y la desmesurada preparación de chilaquiles durante nuestros meses juntos en Holanda. La elaboración de este trabajo hubiera sido mucho menos divertida sin su compañía.

A Liliana Corona, Ofelia Pérez, Juan Vázquez y Carlos Ortega por su apoyo en las tediosas labores de laboratorio y las largas horas de conversa y chisme.

A Moni, Juanca y Sandra por las enseñanzas de baile, las arepas y la amistad. Su compañía durante la pandemia en México me hizo sentir en casa.

A mis colegas colombianos Gustavo, Brigith, Andre, Felipe y Viviana por recordarme lo bonito de mi tierra y por la linda amistad.

A mi mamá, papá y hermane por el cariño incondicional y por ser siempre un ancla a tierra.

A mis amigxs de Colombia, Santi, Cata, Mateo, Cami N, Cami O, Maria, Salo, Laura, Pena y tantos más por su cariño, que hasta el momento le ha ganado al tiempo y la distancia.

A Berengere y Teresa, que conformaron mi comité tutor, y a otros investigadores que han revisado mi trabajo gracias por la detallada lectura y escucha.

A Blanca, Armando, administrativos y personal de limpieza por hacer de las instalaciones del CGeo un lugar más agradable.

A CONACHyT y al fondo PAPIIT de la UNAM por financiar, respectivamente, mi estancia en México y una porción importante de los estudios de laboratorio de este trabajo.

Prefacio

Los dos primeros capítulos de este documento, y lo que considero es el eje central y más importante de este trabajo, resultaron de la imposibilidad de habitar la universidad durante el año más restrictivo de la pandemia, y de la libertad que nos dimos de curiosear con algunas ideas sobre cómo conectar la biología y el clima con el magmatismo. Sin meses de laboratorio en el calendario, nos dedicamos a aprender sobre corrientes oceánicas, las causas de la productividad primaria o el impacto de la bomba biológica del carbono marino en el clima, pero, sobre todo, a buscar una forma de relacionar el mundo oceánico con los volcanes de Colombia. Nos dimos cuenta también que no teníamos que salir de nuestras casas, que los datos que necesitábamos para testear nuestras hipótesis estaban a solo unos clics de distancia.

Meses antes de la pandemia, analizando lo que pensábamos en ese entonces era otro volcán de arco más en Colombia, nos encontramos con un set de rocas composicionalmente extrañas. Por su posición alejada del arco principal, la idea que teníamos al estudiar estas rocas era reconocer la heterogeneidad del manto y la naturaleza de los sedimentos en subducción en diferentes regiones de los Andes. Y nada más alejado de ese objetivo, en el tercer capítulo de este documento se intenta plantear un modelo de formación para el Complejo Volcánico de Paipa en donde un contexto tectónico local muy particular deriva en la generación de lo que parece ser uno de los pocos ejemplos de fundidos puros de la corteza continental en condiciones hidratadas.

Lo que sigue a continuación es entonces la consecuencia de una pandemia, una reinterpretación de lo que pensaron otros y el resultado de una hipótesis fallida.

Resumen

A través de un análisis comparativo de la composición de las rocas volcánicas de Colombia, Centroamérica y México, del estudio de las secuencias sedimentarias oceánicas del Pacífico Ecuatorial del Este, y de registros climáticos y medioambientales desde Mioceno medio al presente, se discute el rol del clima, el océano y la corteza continental en el magmatismo de zonas de subducción. La influencia de estos factores se estudia través de un marco conceptual biogeodinámico que busca establecer las relaciones entre la tectónica, la oceanografía, la biología y el magmatismo.

Los primeros dos capítulos de esta tesis demuestran que existe una relación directa entre los sedimentos en subducción y el magmatismo de arco. En Colombia, se propone que la batimetría impuesta por dos crestas oceánicas controla la preservación del carbonato y carbono orgánico en el piso marino, y que, al subducirse, transfieren al manto una amplia gama de composiciones sedimentarias que se ven reflejadas por las sistemáticas geoquímicas de las rocas volcánicas de la Provincia Volcánica Norte de Colombia. Se estima que los enriquecimientos en elementos como el U y Ba tanto en volcanes como en sedimentos son una respuesta de procesos biogénicos en la columna de agua asociados con la productividad primaria y la conservación de la materia orgánica. Con este marco biogeoquímico, se amplía el área de estudio al incluir los arcos activos de Centroamérica y México, al igual que el registro volcánico miocénico, para explorar los cambios seculares y geográficos de la productividad primaria y de las variaciones medio ambientales de la cuenca del Pacífico Ecuatorial del Este desde el Mioceno Medio.

Un tercer capítulo explora la formación del Complejo Volcánico de Paipa, la única evidencia de magmatismo Cuaternario de la Cordillera Oriental de Colombia. Su naturaleza peraluminosa, su isotopía enriquecida y la gran cantidad de zircones heredados sugieren que su formación estuvo relacionada con un proceso de fusión cortical. La estructura térmica fría de la corteza y el manto litosférico, y las altas concentraciones de H₂O disueltas en el magma, sugieren que la fusión cortical se dio a temperaturas relativamente bajas (700° C) y presiones intermedias (1.3 GPa), y que estuvo probablemente asistida por agua libre a lo largo de fallas de basamento.

Estos acercamientos al magmatismo de márgenes convergentes demuestran que: 1) los componentes en subducción son los principales agentes en la heterogeneidad composicional de los magmas de arco, 2) los magmas de arco pueden ser considerados como excelentes registros climáticos y medio ambientales y 3) que la fusión de la corteza es un proceso menor en zonas de subducción, que solo parece ser viable en condiciones tectónicas y térmicas particulares.

Abstract

This work discusses the role of climate, marine sedimentation, and the continental crust in the formation subduction zone magmatism through a biogeodynamic conceptual framework that establishes the relationship between tectonics, biology, and volcanism. This approach uses a comparative analysis of the composition of volcanic rocks from Colombia, Central America and México, sedimentary sequences from the Eastern Equatorial Pacific, as well as climatic and environmental records spanning since the Middle Miocene.

The first two chapters of this thesis show that a direct relationship exists between the nature of subducted sediments and arc magmatism. In Colombia, it is proposed that the subduction of two oceanic ridges at the trench control the oceanic floor bathymetry and thus the preservation of carbonate and organic carbon during marine sedimentation. The subduction of these two ridges transfers an array of different sedimentary compositions to the mantle source of arc magmas and explains the along-arc geochemical systematics of the Northern Volcanic Province. It is argued that the relative enrichments of U and Ba in both sediments and volcanic rocks results from biogenic processes in the water column associated with biological primary productivity and the conservation of organic matter at the seafloor. Using this biochemical framework, the discussion expands to include the Central American and Mexican active volcanic arcs, as well as the Miocene volcanic record, to explore the secular and geographical changes in primary productivity and environmental conditions that affected the Eastern Equatorial Pacific since the Middle Miocene.

The third chapter discusses the formation of the Paipa Volcanic Complex, the only evidence of Quaternary magmatism of the Colombian Eastern Cordillera. Its peraluminous and enriched isotopic nature, as well as its high amount of zircon inheritance suggests that its formation was related to an episode of localized crustal melting. The cold thermal structure of the crust and mantle in the area, and the high concentration of pre-erupted H₂O in the volcanic rocks suggest that crustal melting occurred at relatively low temperatures (700° C), intermediate pressures (1.3 GPa) and that was probably assisted by free H₂O that flowed along deep crustal faults.

This approach to the origin of convergent margin magmatism suggests that: 1) the nature of subduction components control the compositional heterogeneity of arc magmas, 2) arc magmas can be considered as useful climatic and paleoenvironmental records, and that 3) crustal melting rarely occurs in subduction zones and is only geologically viable under very specific tectonic and thermal conditions.

A. Introducción

Las márgenes convergentes manifiestan la estrecha relación que existe entre los diferentes reservorios del planeta Tierra. Por un lado, las placas oceánicas en subducción arrastran sedimentos marinos y material cortical hacia el manto profundo (Elliott et al., 1997; Plank and Langmuir, 1993; Straub et al., 2020), mientras que los volcanes de arco transportan de manera eficaz fundidos y volátiles desde el interior del planeta hacia la superficie (Fischer et al., 2019; Hilton et al., 2002; Parolari et al., 2018). Los arcos magmáticos también parecen regular la composición de la atmósfera, ya sea contribuyendo en el aumento de la concentración de CO₂ a través de su desgasificación (Fischer et al., 2019), o capturando CO₂ durante el intemperismo a causa de la construcción de nueva corteza continental en los orógenos (Hilton and West, 2020; Lee et al., 2015). Así, la variabilidad climática en escalas geológicas depende no solo de cambios cíclicos orbitales y teleconexiones atmosféricas, sino también de la actividad magmática que se origina al interior del planeta (Kasbohm and Schoene, 2018; McKenzie et al., 2016). Paradójicamente, también parece haber una influencia del clima en los sistemas magmáticos. Por ejemplo, los periodos interglaciares que se caracterizan por la pérdida de los hielos continentales pueden tener efectos en la carga litosférica y la descompresión del manto, facilitando erupciones volcánicas generalizadas en los continentes (Huybers and Langmuir, 2009). De hecho, los cambios en la composición de los sedimentos oceánicos, cuyo registro estratigráfico es especialmente sensible a las condiciones climáticas y medio ambientales, parecen también contribuir a la heterogeneidad del manto y la corteza continental (Eguchi et al., 2020; Moreira et al., 2023) y a las variaciones en la composición de las rocas de arcos magmáticos (Plank et al., 2002; Wang et al., 2021). El estudio de estas relaciones entre las distintas esferas terrestres está englobado en una nueva disciplina denominada como *Biogeodinámica* (Zerkle, 2018).

Por su estrecha dependencia con las márgenes convergentes, el magmatismo de arco podría representar un registro ambiental importante, siempre y cuando se demuestre que su composición

está controlada principalmente por la naturaleza de los materiales sedimentarios en subducción. En las últimas dos décadas, y derivado de un incremento en la exploración del piso oceánico, se ha confirmado que existe una correlación entre la composición de los sedimentos marinos subducidos y la naturaleza de los magmas de arco (Elliott et al., 1997; Errázuriz-Henao et al., 2019; Patino et al., 2000; Plank, 2005; Plank and Langmuir, 1998). Se ha demostrado, por ejemplo, que el relativo enriquecimiento de ciertos elementos (p. ej. Ba, Th, U, La, y otros) en secuencias sedimentarias muestreadas en las trincheras se transfiere al magmatismo asociado a ellas (Plank and Langmuir, 1993). Aun así, estas ideas se han visto opacadas en el debate científico por el modelo paradigmático de los arcos magmáticos que, de manera contraria, argumenta que la naturaleza composicional del magmatismo en las zonas de subducción es heredada de una interacción transcortical de fundidos basálticos derivados del manto (Annen et al., 2006; Bezar et al., 2014; Chiaradia et al., 2020; Hildreth and Moorbath, 1988). En este modelo transcortical, se invoca la participación de fundidos corticales como los responsables de la firma geoquímica propia de los magmas de márgenes convergentes. Y aunque se ha reconocido que los fundidos derivados del basamento pueden representar un componente importante del magmatismo en contextos tectónicos colisionales o de extensión litosférica, no es del todo clara su relación con los magmas arquetípicos de zonas de subducción. El acercamiento conceptual al magmatismo de arco bajo el modelo transcortical, especialmente en márgenes continentales como los Andes, ha obstaculizado utilizar el registro magmático más allá de las relaciones composicionales de los *inputs* y los *outputs*, y por supuesto, de su utilidad como indicadores climáticos y medio ambientales del pasado geológico.

Reconocer estas relaciones no es una tarea fácil, principalmente porque transcurren millones de años desde los procesos de sedimentación oceánica hasta la transferencia de estos materiales a los volcanes. Y no solo eso, las transformaciones metamórficas a altas presiones y temperaturas durante la subducción inducen inevitablemente cambios en las características geoquímicas de los sedimentos subducidos relacionadas con procesos de deshidratación y fusión parcial (Bebout et

al., 1999; Schmidt and Poli, 2013). En principio, las relaciones isotópicas pueden ser insensibles a algunos de estos procesos, pero los sistemas isotópicos convencionales (p ej. Sr, Nd, Pb y Hf) sufren de ser primariamente controlados por los componentes de la tierra silicatada y el decaimiento radioactivo a escalas temporales de decenas de millones de años (White, 2006). Es decir, su fraccionamiento no responde a mecanismos dominados por la variación climática y medioambiental que ocurren a bajas temperaturas y en rangos temporales más cortos (Anbar and Rouxel, 2007). Una primera tarea para explorar la relación medioambiente-océano-magmatismo es desarrollar indicadores geoquímicos que, por un lado, reflejen procesos biogeoquímicos superficiales, y que, por otro, sean conservativos durante las tantas transformaciones que ocurren al interior de la Tierra. Un acercamiento a este problema ha sido el de estudiar el ciclo profundo del carbono a través de un balance de masa entre la fracción subducida en la trinchera y aquella expulsada durante las erupciones volcánicas (p. ej. Aiuppa et al., 2017; Lages et al., 2019). Sin embargo, este enfoque ha probado ser ligeramente infructuoso porque el carbono se particiona fácilmente hacia fluidos, fundidos y volátiles (Plank and Manning, 2019), y su composición isotópica se ve fuertemente influenciada por procesos de baja temperatura durante la subducción y en etapas previas a la desgasificación en las cámaras magmáticas (Barry et al., 2019). Adicionalmente, las fumarolas volcánicas están pobremente distribuidas en los arcos, son de difícil accesibilidad para un muestreo adecuado, y son dependientes de los periodos intermitentes de actividad volcánica de los centros eruptivos.

Por si fuera poco, el registro ambiental almacenado en los sedimentos oceánicos debe “competir” con otro tipo de componentes subducidos (p ej. materiales del ante-arco y la litosfera oceánica). Como se ha reconocido en la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) (Gómez-Tuena et al., 2018a; Parolari et al., 2021, 2018), algunas márgenes convergentes tienen la capacidad de erosionar volúmenes significativos de rocas del ante-arco y dominar la proporción de materiales subducidos. No obstante, y aunque la contribución del antearco sea demostrablemente baja, reconocer el registro ambiental en los sedimentos subducidos y en el magmatismo de arco dependerá, en última

instancia, de la intensidad de la actividad biológica en el océano y de su capacidad para dejar un vestigio geoquímico significativo. La totalidad de las márgenes convergentes del Pacífico del Oeste (p ej. Marianas, Izu-Bonin, Kamchatka), por ejemplo, han sido influenciadas por materiales oceánicos empobrecidos en materiales biogénicos (Plank, 2013), y su estudio es por lo tanto fútil para establecer las interconexiones biogeodinámicas en las zonas de subducción.

Por su posición cercana a la banda de productividad ecuatorial y una margen continental que mira hacia el Este, que induce la formación de una vigorosa surgencia costera, la margen del Pacífico Este Ecuatorial (PEE) representa el mejor laboratorio para estudiar el efecto de las condiciones medio ambientales y climáticas en el magmatismo de arco. El PEE es responsable de más del 20% de la productividad biológica primaria en el océano (Pennington et al., 2006) y ha jugado un papel importante en la regulación del cambio climático durante el Cenozoico (Lyle et al., 2008; Pälike et al., 2012). Los sedimentos depositados en las placas de Nazca y Cocos que subducen a lo largo de las trincheras de Mexico, Centroamérica y los Andes del Norte son altamente enriquecidos en componentes biogénicos, y representan un registro climático detallado desde el Mioceno medio que ha servido para entender las variaciones en la temperatura, productividad, y química del océano (Kirillova et al., 2019; Lyle and Baldauf, 2015; Sepulchre et al., 2014; Tian et al., 2018, 2014). Este registro sedimentario ha sido constantemente arrastrado hacia las profundidades del planeta por los efectos de la subducción, dando origen a cientos de volcanes activos distribuidos a lo largo de más de ~4000 km. El efecto de estos sedimentos en la composición de las rocas volcánicas ha sido reconocido en algunos estudios de regiones particulares (Errázuriz-Henao et al., 2019; Plank et al., 2002; Saginor et al., 2013), y sin embargo, no se ha explorado si la información medioambiental, biológica y climática que se pierde en la trinchera puede ser transferida hacia un registro geológico más resistente y longevo: los volcanes de arco.

Y sin embargo, no todo el magmatismo reciente de la margen del PEE sigue los mismos patrones geoquímicos arquetípicos de los magmas de arco. El estudio de una gama de composiciones

magmáticas que oscilan entre rocas potásicas en México (Lange and Carmichel, 1991), basaltos tipo de intraplaca en Centroamérica y México (Gazel et al., 2009; Hoernle et al., 2008; Straub et al., 2013) o basanitas y nefelinitas en Colombia (Monsalve-Bustamante et al., 2020) ha permitido también hacer inferencias en otros procesos igual de relevantes para entender las zonas de subducción. Por su naturaleza basáltica y primitiva, las series volcánicas mencionadas han contribuido al entendimiento de la naturaleza del manto prístino, los procesos de metamorfismo progrado en la placa subducente e incluso al reconocimiento de ventanas astenosféricas (Borrero and Castillo, 2006; Gómez-Tuena et al., 2011). Por otro lado, son menos los estudios que se han enfocado en las rocas riolíticas y más diferenciadas en los márgenes convergentes, probablemente porque históricamente han sido consideradas como productos secundarios de los magmas de arco (Plank and Langmuir, 1988; Turner and Langmuir, 2015a). A pesar de un muestreo sesgado hacia los basaltos o andesitas, los pocos acercamientos que han intentado interpretar las secuencias más evolucionadas del espectro magmático han producido resultados importantes. Por ejemplo, el reconocimiento de fundidos directos de la placa oceánica en subducción a través de Trondjhemitas (Gómez-Tuena et al., 2008) o de remanentes de fundidos corticales que evidencian cambios tectónicos regionales (Orozco-Esquivel et al., 2002; Parolari et al., 2022).

Las investigaciones recientes en la única evidencia volcánica Cuaternaria en la Cordillera Oriental de Colombia han dado a conocer una peculiar serie magmática de rocas riolíticas sódicas que dan origen al Complejo Volcánico de Paipa (CVP) (Monsalve et al., 2019; Rueda-Gutiérrez, 2020). Su origen sigue siendo objeto de debate, pues no es del todo claro si existe relación con la placa Caribe o Nazca que subducen de manera plana en esta región de los Andes, o si hay alguna afinidad co-genética con el frente volcánico activo. Rocas con composiciones semejantes han sido reportadas en otras regiones de los Andes, donde se ha propuesto un origen asociado a la fusión cortical (Blum-Oeste and Wörner, 2016). De manera análoga al magmatismo de arco, existe en la actualidad dos diferentes modelos que buscan explicar el origen de los fundidos corticales. Con base en la premisa de que la corteza carece esencialmente de fluidos acuosos libres (Yardley and

Valley, 1997), un primer modelo sugiere que los fundidos corticales resultan de reacciones de deshidratación a alta temperatura en condiciones relativamente secas (Clemens et al., 2020). De manera contraria, se ha argumentado también que es posible que exista H₂O libre y disponible a lo largo de algunas secciones corticales (Hiatt et al., 2022), y que esta funcione como promotora de la fusión parcial cortical a temperaturas relativamente más bajas (Weinberg and Hasalová, 2015). Sin lugar a duda, un estudio detallado de la geoquímica de las rocas del CVP es vital para descifrar otros procesos relevantes para el origen del magmatismo Andino, y redefinir el papel de la corteza continental en la generación de magmas en márgenes convergentes.

El presente trabajo está dividido en tres capítulos. En el primero, se plantean nuevas interpretaciones para el origen de la Provincia Volcánica Norte de Colombia (PVN) y su relación con la naturaleza de los sedimentos de la cuenca de Panamá. Esta exploración detallada de una pequeña sección de todo el PEE sienta las bases conceptuales y construye un razonamiento geoquímico mediante el cual es posible trazar el registro oceánico a través de la subducción. Los resultados e interpretaciones presentados en esta sección están publicados en la revista *Geophysics, Geochemistry, Geosystems*, en el artículo titulado *A Biogeochemical Imprint of the Panama Basin in the North Andean Arc* (ver Anexo 1).

Utilizando este marco conceptual, en un segundo capítulo se describe cómo el registro magmático de México, Centroamérica y Colombia puede dar pistas sobre cambios climáticos en el pasado geológico. Para ello, se introduce una base de datos de rocas del arco Mioceno representativo de cada una de estas regiones, así como un marco de referencia sedimentario de los núcleos perforados y distribuidos a lo largo de toda la trinchera. Los resultados e interpretaciones presentados en esta sección están publicados en la revista *Earth-Science Reviews*, en el artículo titulado *Climate-driven compositional modifications of arc volcanoes along the East Equatorial Pacific Margin — The magmatic response to a cooling planet* (ver Anexo 2).

En un tercer capítulo, se discute un excepcional ejemplo en el registro magmático de los Andes del Norte a través del estudio del Complejo Volcánico de Paipa. A diferencia del voluminoso frente volcánico, estas rocas carecen de una firma clara de subducción, y se asemejan en cambio a fundidos derivados de la fusión de la corteza. En esta sección se evalúan las posibles causas de este magmatismo anómalo y sus implicaciones para la formación de fundidos corticales en los orógenos compresivos.

B. Acercamiento metodológico

Los diferentes tipos de datos que serán presentados y discutidos en las tres partes de este trabajo resultan principalmente de una extensiva compilación de análisis geoquímicos previamente publicados de sedimentos oceánicos y rocas volcánicas de la margen del PEE (ver Anexo 3). Sin embargo, algunos datos aquí presentados también derivan de la obtención de nuevos análisis geoquímicos de elementos mayores, traza e isótopos de Sr, Nd, Pb y Hf en rocas volcánicas y sedimentos oceánicos (ver Anexo 4). La figura 1 da un contexto de la localización y tipo de datos utilizados.

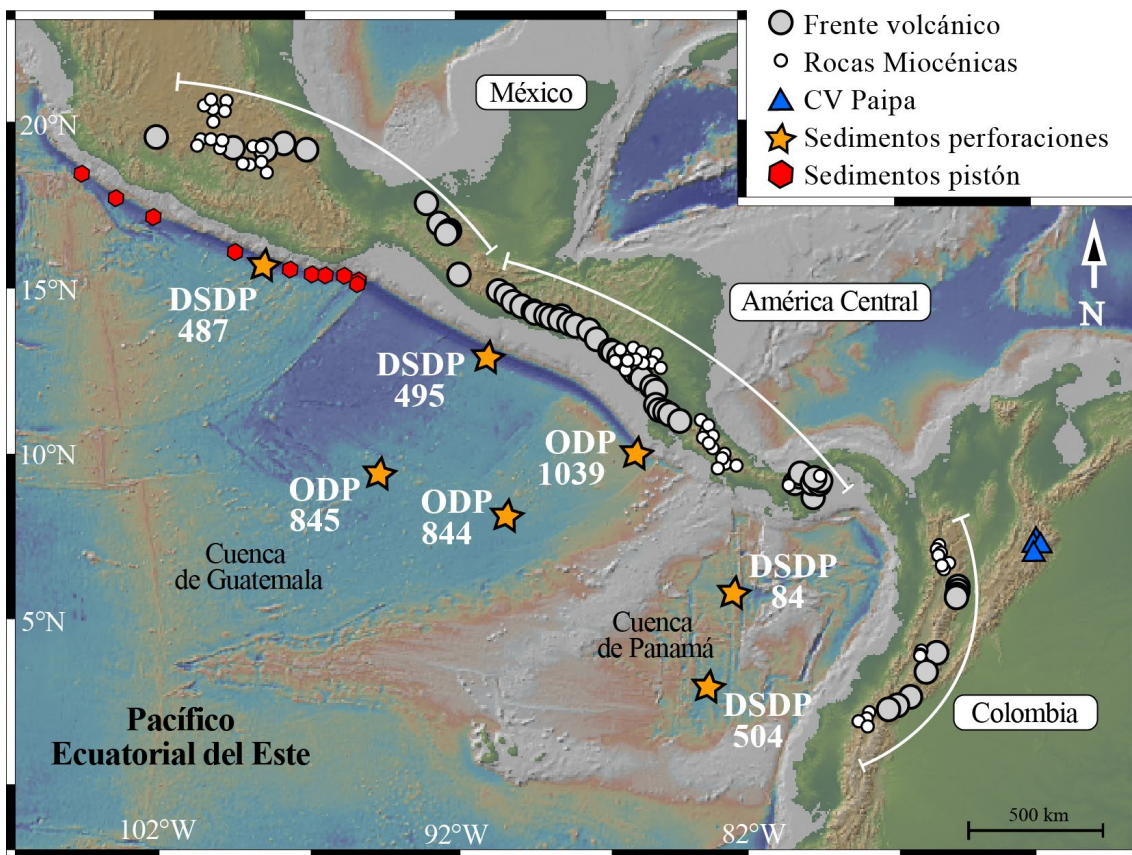


Figura 1. Mapa del PEE mostrando la localización de muestras de rocas y sedimentos oceánicos. A diferencia de la composición de los sedimentos de la margen mexicana (polígono rojo) y de las rocas del CVP (triángulo azul), el resto derivan de una compilación de datos previamente publicados.

a. Construcción de bases de datos de sedimentos oceánicos y rocas volcánicas

Para la caracterización de sedimentos oceánicos, se compilaron datos geoquímicos de elementos mayores y traza, así como concentraciones de carbonato (CaCO_3) y carbono orgánico (C_{Org}) de secuencias sedimentarias del piso marino cercanas a la margen del PEE (Anexo 3.1). A diferencia de los nuevos datos de sedimentos superficiales presentados para la margen mexicana (ver sección b), el resto de datos de sedimentos oceánicos provienen de muestras obtenidas en perforaciones realizadas por los programas *Deep Sea Drilling Program* (DSDP) y *Ocean Drilling Program* (ODP) en las cuencas de Guatemala y Panamá (Boyce and Bode, 1972; Patino et al., 2000; Plank et al., 2002; Survey et al., 1984; Whelan and Hunt, 1983). Se utilizaron datos de un total de 7 perforaciones que alcanzan el basamento oceánico cristalino, distribuidas entre el Pacífico mexicano, centroamericano y colombiano (Fig. 1). A excepción de los datos de CaCO_3 y C_{Org} , que se obtienen rutinariamente durante las expediciones, todos los análisis de elementos mayores y traza fueron filtrados para incluir solo aquellos que fueron producidos en laboratorios en tierra, por métodos cuantitativos de alta resolución (i.e. Fluorescencia de Rayos-X – XRF para elementos mayores y espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente - ICP-MS para elementos traza).

La construcción de la base de datos de rocas volcánicas requiere de un filtraje un poco más complejo, pues existe una gran variabilidad de productos eruptivos a lo largo de México, Centroamérica y Colombia que no siempre son un reflejo de los procesos inherentes a la subducción. Todos los datos fueron inicialmente obtenidos de la compilación global de márgenes convergentes de Georoc (<https://georoc.eu/georoc>), filtrados para la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), el Arco Volcánico de América Central (AVAC) y los Andes del Norte Colombianos (ANC), y complementados con bases de datos previamente publicadas para la FVTM (Parolari et al., 2021) y AVAC (Carr et al., 2014) (Anexo 3.2). Una vez categorizada la información por localidad, se realizó un primer filtraje utilizando las coordenadas geográficas que excluyera todas

aquellas muestras representativas del vulcanismo del tras-arco y de centros eruptivos monogenéticos inconexos con los principales estratovolcanes del frente volcánico. Este primer filtraje garantiza que el ejercicio comparativo se realizará con un mismo tipo de productos efusivos.

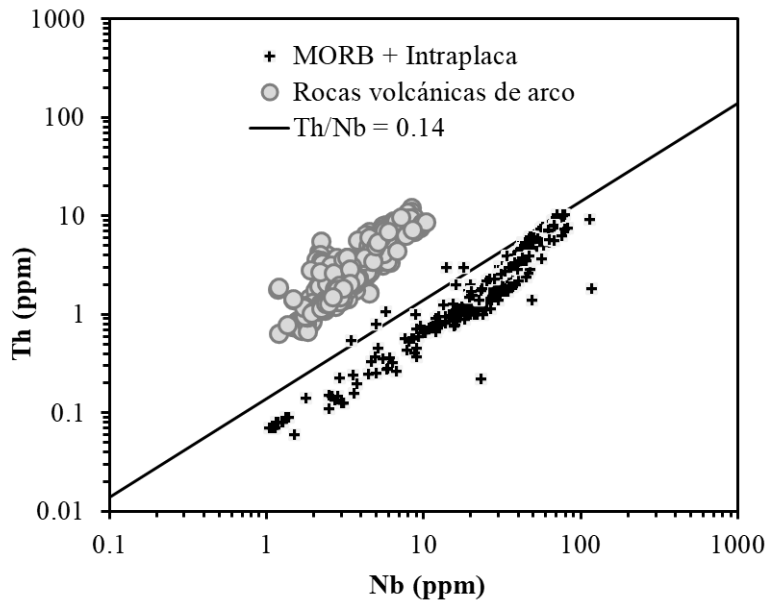


Figura 2. Concentraciones de Th y Nb de rocas volcánicas de arcos globales consideradas en Turner y Langmuir (2015) y composiciones de rocas derivadas de la fusión del manto en dorsales oceánicas (MORB, por sus siglas en inglés) y de tipo islas oceánicas (OIB, por sus siglas en inglés). La línea negra gruesa caracteriza la relación Th/Nb de 0.14 que fue utilizada para filtrar la base de datos en este trabajo.

Un segundo filtro, en esta ocasión con base en la composición química de las rocas, se realizó con base en la relación Th/Nb. Como se ha reconocido en estudios de vulcanismo global (Turner and Langmuir, 2022a), las rocas volcánicas de arcos magmáticos se diferencian de las rocas volcánicas intraplaca y de los basaltos de dorsales oceánicas por tener una anomalía negativa de Nb-Ta y un enriquecimiento relativo de Th, generando valores altos de Th/Nb que siempre exceden 0.14 (Figura 2). Este filtraje complementa aquel realizado por coordenadas geográficas para excluir pequeños conos parásito que pueden ser comunes en áreas aledañas a grandes estratovolcanes (Gómez-Tuena et al., 2018b). Finalmente, se hizo un filtraje por pérdida de calcinación a un 3%

(LOI, por sus siglas en inglés) para asegurar que la composición de las muestras restantes no estuviera afectada por procesos de alteración meteórica o hidrotermal. Para la base de datos de rocas volcánicas del Mioceno (Anexo 3.3) se siguieron los mismos tipos de filtraje que para el arco activo, pero se corroboró con cada publicación original que todas las muestras representaran productos extrusivos, bien mapeados y datados con métodos isotópicos cuantitativos. Se excluyeron rocas plutónicas y sub-volcánicas dado que estas no siempre representan una equivalencia composicional a las volcánicas (Clemens et al., 2022b, 2022a).

b. Análisis composicionales en sedimentos oceánicos y rocas volcánicas

Aunque la base de datos construida resulta ser robusta, se realizaron una serie de análisis para caracterizar de manera puntual algunas rocas volcánicas y sedimentos. Por un lado, se analizó la composición de los sedimentos oceánicos superficiales obtenidos por las expediciones de los buques oceanográficos Vema y Robert Conrad, y del DSDP 487, que se muestrearon a lo largo de la margen mexicana (Fig. 1 y anexo 4.1). Estos análisis nos permitirán testear las variaciones espaciales de los sedimentos oceánicos próximos a subducir, una tarea dificultosa con las perforaciones del DSDP y ODP que se encuentran pobremente distribuidas a lo largo del PEE. Por otro lado, los análisis de rocas volcánicas fueron realizados en muestras del Complejo Volcánico de Paipa (CVP), una expresión volcánica poco estudiada de los Andes del Norte que representa la evidencia de magmatismo más al norte de Suramérica (Anexo 4.2). Los nuevos análisis de elementos mayores, traza e isotópicos de las rocas del CVP representan el primer acercamiento con datos de alta resolución de este conjunto de rocas volcánicas.

Los análisis de elementos mayores y traza para sedimentos y rocas fueron realizados en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias siguiendo los procedimientos previamente descritos en Errázuriz-Henao et al. (2019), Gómez-Tuena et al. (2014), y Mori et al.

(2007) (ver Anexo 5.1). Las muestras de roca fueron previamente trituradas, limpiadas repetidas veces con baños de ultrasonido y pulverizadas utilizando un contenedor de alúmina en el laboratorio de molienda del Centro de Geociencias. A través de un microscopio se separó la fracción de esquirlas de ~0.5mm más fresca para los análisis isotópicos. Los sedimentos fueron pulverizados directamente sin ningún pretratamiento, de forma manual, utilizando un mortero de alúmina. Alrededor de ~0.05 gramos de los polvos representativos de rocas y sedimentos fueron pesados en una balanza de alta resolución en el laboratorio ultra-limpio del LEI previo a la digestión con ácido a baja presión. Esta primera fase de digestión destruyó la estructura de la mayoría de las especies silicatadas y carbonatadas al atacar la muestra con ácidos de alta pureza y concentración, en dos partes de ácido fluorhídrico (HF) y una de ácido nítrico (HNO₃). Una segunda fase de digestión fue realizada a alta presión y temperatura para asegurar la completa destrucción de fases más resistentes, como el circón. La solución resultante fue aforada utilizando un estándar interno y analizada en un ICP-MS modelo iCAP de la empresa Thermos Scientific en el LEI. La reducción de los datos fue realizada utilizando una serie de estándares internacionales (BHVO-2, AGV-2, BCR-2, JB-2, JR-1) que fueron también medidos durante la misma sesión analítica.

Las relaciones isotópicas de Sr, Nd, Pb y Hf para las rocas del CVP fueron obtenidas a través de la purificación de estas especies elementales siguiendo métodos de separación cromatográfica previamente descritos en Errázuriz-Henao et al. (2019), Gómez-Tuena et al. (2014), y Mori et al. (2007) (ver Anexo 5.2). Las muestras fueron digeridas siguiendo los mismos pasos que para los elementos traza, modulando el volumen de ácidos requeridos para poner en solución ~0.2 gramos de esquirlas limpias y cuidadosamente seleccionadas (ver Anexo 5.1). Las relaciones isotópicas fueron medidas en un espectrómetro de masas multi-colector con plasma acoplado (MC-ICP-MS por sus siglas en inglés) modelo Neptune Plus de la empresa Thermos Scientific en el LEI. Los valores isotópicos fueron corregidos a través de la técnica *standard bracketing* utilizando soluciones con valores aceptados por la comunidad científica internacional para cada elemento. La

corrección por el fraccionamiento de masa instrumental se realizó a través del monitoreo de las relaciones entre isotopos estables del mismo elemento o entre elementos voluntariamente añadidos (técnica de *spike*).

Los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ fueron corregidos por fraccionamiento de masa con $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ y ajustadas a la relación estándar de NIST SRM 987 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710230$. Durante la sesión analítica, el valor promedio de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del estándar fue de SRM 987 = 0.710318 ± 0.000018213 (2σ , $n = 9$). Los valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ fueron corregidos por fraccionamiento de masa con $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.72190$ y ajustadas a la relación estándar de JNdi $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512115$ (Tanaka et al., 2000). Durante la sesión analítica, el valor promedio de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ del estándar fue de JNdi = 0.512103 JNdi = 0.512099 ± 0.000019 (2σ , $n = 9$). Las composiciones isotópicas de Pb fueron corregidas utilizando trazas de la solución SRM 997 Tl $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl} = 2$ y ajustadas a la relación estándar de NIST SRM 981 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9356$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4891$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7006$ (Todt et al., 1996). Durante la sesión analítica, el valor promedio de las composiciones isotópicas de Pb del estándar fue de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9303$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4835$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.6742$ ($2\sigma = 50, 62, 81$ ppm, respectivamente, $n=6$). Los valores de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ fueron corregidos por fraccionamiento de masa con $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.7327$ y ajustadas a la relación estándar Hf-spex $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282160$ (Straub et al., 2015b). Durante la sesión analítica el valor promedio de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ del estándar fue de Hf-Spex = 0.282150 ± 0.000005233 (2σ , $n = 22$).

C. Una aproximación biogeoquímica al magmatismo de arco

El principal objetivo de este trabajo es el de establecer indicadores geoquímicos que sirvan como vestigios de cambios medioambientales, climáticos y oceanográficos, al mismo tiempo que puedan ser resilientes y conservativos durante la subducción y formación del magmatismo asociado a márgenes convergentes. En la medida de lo posible, estos indicadores geoquímicos deben estar bien caracterizados tanto en sedimentos oceánicos como en rocas volcánicas y representar datos abundantes y de buena resolución.

Derivado del estudio de perforaciones del piso marino desde la década 1970 y 1980, se ha logrado reconocer de manera relativamente robusta el comportamiento de los elementos mayores y traza en secuencias sedimentarias oceánicas (Plank and Langmuir, 1998). Los elementos que los constituyen pueden dividirse en tres principales grupos (Li and Schoonmaker, 2003): los terrígenos, derivados de la erosión fluvial y aportes eólicos; los elementos biogénicos, controlados en gran medida por la acción biológica en la columna de agua; y los elementos autigénicos, regulados por los cambios oxido-reductivos durante la sedimentación. Entre los elementos puramente terrígenos se encuentran los elementos mayores como el Al_2O_3 , TiO_2 , K_2O , los elementos traza como el Rb, Cs, Th, o casi la totalidad de elementos de las tierras raras (REE, por sus siglas en inglés), exceptuando el Ce. Entre los elementos biogénicos se incluyen muchos de los metales con mayor biodisponibilidad para el funcionamiento celular como el Zn, Fe, Cu, Mn (Wiederhold, 2015), pero también elementos que se adsorben y precipitan por la actividad bacteriana, como el Ba (Dymond and Collier, 1996). También aquí se incluyen aquellos que constituyen o se particionan hacia las estructuras inorgánicas de los microorganismos como el Ca y el Si que dan origen a las frústulas de las diatomeas, o a la testa de los foraminíferos, respectivamente (Lyle and Baldauf, 2015). Entre los elementos autigénicos se pueden reconocer el U, Pb, Mo, Mn o Cr que presentan distintos estados naturales de oxidación, y que su

comportamiento es por lo tanto sensible a la disponibilidad de oxígeno libre en el ambiente (McManus et al., 2005, 2002).

Es evidente, sin embargo, que no todos los elementos pertenecen una única agrupación. El U o el Ba, por ejemplo, están altamente enriquecidos en litologías continentales (Rudnick and Gao, 2013), y en esa medida, su composición en los sedimentos representa también los aportes terrígenos durante la sedimentación. A pesar de esto, oceanógrafos y químicos marinos han logrado filtrar el impacto de los procesos biogénicos o autigénicos en el enriquecimiento de estos elementos al normalizar con una relación canónica invariable durante la erosión continental (Schoepfer et al., 2015). Este cálculo rutinario se obtiene siguiendo la ecuación (Eq. 1):

$$xsX_{Sed} = X_{Sed} - (Y_{Sed} * X/Y_{BCC}) \quad \text{Ecuación 1}$$

En donde el subíndice *xs* denota un “exceso”, *X* el elemento biogénico o autigénico de interés, *Y* la concentración de un elemento exclusivamente terrígeno y *X/Y_{BCC}* la relación elemental en la corteza continental promedio. Por ejemplo, es bien sabido que la relación Ba/K₂O o U/K₂O es relativamente constante en rocas cristalinas tanto de corteza oceánica como continental (Jochum et al., 1983; Rudnick and Gao, 2013), y en principio cualquier variación de esta relación en los sedimentos oceánicos debe ser producto de un enriquecimiento biogénico, como es el caso del Ba, o autigénico para el caso del U.

El utilizar el Ba y el U como ejemplos no es gratuito. Ambos elementos tienen un potencial notable a la hora de hacer inferencias sobre la evolución de cuencas oceánicas (Carter et al., 2020; Jacobel et al., 2017), son medidos rutinariamente en los análisis composicionales en rocas y sedimentos y, como se verá más adelante, su distribución entre los diferentes componentes de la subducción y el manto los hace excelentes candidatos para reconocer el retrabajo de materiales sedimentarios en

el magmatismo de arco. Por un lado, el Ba se encuentra disuelto en el agua de mar, pero es rápidamente precipitado en forma de barita biogénica en la parte superior de la columna de agua por la acción bacteriana asociada a la producción y respiración de la materia orgánica en suspensión (Charbonnier et al., 2018; Dymond and Collier, 1996; Neff, 2002). Así, la acumulación de barita y la concentración de Ba en los sedimentos oceánicos ha demostrado tener una correlación robusta con la exportación de C_{Org} al fondo marino (Schoepfer et al., 2015; Singh et al., 2020). Por esta estrecha relación, la concentración de Ba en sedimentos oceánicos también ha sido utilizada para cuantificar y reconstruir la paleo-productividad primaria en el océano (Carter et al., 2016; Olivarez Lyle and Lyle, 2006). Por su parte, el U^{+6} también se encuentra disuelto en el agua de mar, pero puede ser precipitado a U^{+4} en los ambientes reducidos del agua de poro en sedimentos ricos en C_{Org} , a través de la respiración bacteriana anaeróbica (McManus et al., 2005; Zheng et al., 2002). A diferencia del Ba, la concentración o enriquecimiento de U en sedimentos oceánicos ha sido reconocido como un indicador de la eficiencia de la preservación y almacenamiento de C_{Org} (Andersen et al., 2014; Bradtmiller et al., 2010; Loveley et al., 2017). Es decir, mientras las sistemáticas de Ba dan pistas sobre los procesos que ocurren en la parte superior de la columna de agua, las de U sirven para entender procesos más profundos de la sedimentación oceánica. Estos procesos explican las altas concentraciones de Ba en los sedimentos depositados debajo de zonas de alta productividad y durante épocas con mayor disponibilidad de nutrientes (Dymond and Collier, 1996), o el enriquecimiento de U en sedimentos tipo *black shale* representativos de zonas con alta conservación de materia orgánica (Arthur and Sageman, 1994; Jenkyns, 2010).

Tanto la barita como la uraninita que conservan el enriquecimiento biogénico y autigénico en los sedimentos son altamente insolubles a las presiones (P) y temperaturas (T) que caracterizan los ambientes marinos profundos (Singh et al., 2020). Lo más importante, sin embargo, es si este vestigio geoquímico que está estrechamente relacionado con procesos biológicos y superficiales es resiliente a las transformaciones de altas P-T durante la subducción. Tanto el U como el Ba se

han catalogado como elementos litófilos, y por la relación entre sus radios iónicos y cargas se comportan como especies elementales altamente incompatibles durante la fusión del manto (Railsback, 2003). Por su preferencia a incorporarse hacia fundidos y fluidos acuosos, estos elementos se particionan hacia la corteza continental, mientras que se encuentran empobrecidos en rocas producto de la fusión del manto como los basaltos de dorsal medio oceánicas (MORB, por sus siglas en inglés) o en rocas peridotíticas que representan el manto prístino debajo de los arcos magmáticos (Rudnick and Gao, 2013). De esta forma, la disponibilidad del Ba y U estará esencialmente controlado por las litologías continentales y sedimentos oceánicos que hacen parte de los componentes en subducción.

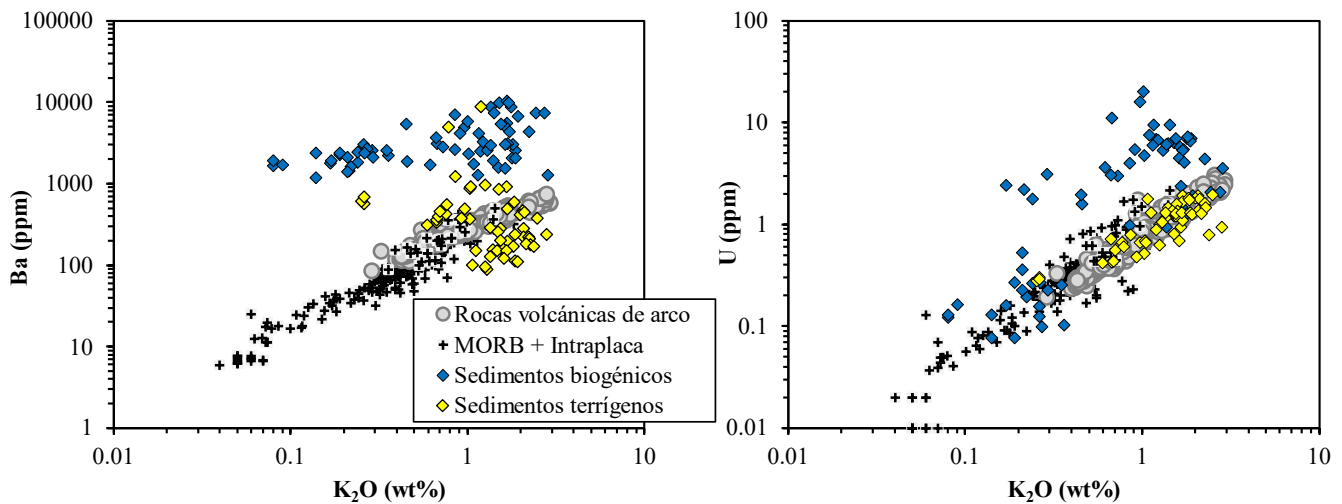


Figura 3. Relaciones entre Ba, U y K_2O para rocas volcánicas, MORB + Intraplaca y sedimentos oceánicos ricos en componentes biogénicos y terrígenos. Estas gráficas demuestran el acople que existe entre los componentes de la tierra silicatada (i.e. manto, corteza continental y corteza oceánica), pero también la capacidad que tienen los componentes biogénicos de fraccionar ambos grupos de elementos. Los sedimentos biogénicos son del PEE, mientras que los sedimentos terrígenos son de las Antillas menores (Carpentier et al., 2008).

Siguiendo el mismo tratamiento que para los sedimentos, las relaciones entre Ba y U con otros elementos incompatibles también parecen ser relativamente insensibles a la fusión parcial o

metamorfismo en el canal de subducción, e incluso en la diferenciación magmática en la corteza continental. Esto sucede cuando se compara con el K_2O , principalmente porque los tres elementos tienen un comportamiento geoquímico análogo. Es notable observar que la relación U/K_2O o Ba/K_2O en rocas tipo MORB o rocas volcánicas de un número significativo de arcos es virtualmente invariable (Fig. 3) y por lo tanto puede ser también considerada canónica durante los procesos inherentes a la fusión del manto y a los complejos mecanismos que ocurren durante la subducción.

Los dos siguientes capítulos exploran la tectónica, la oceanografía, el clima y los procesos magmáticos del PEE con especial énfasis en las sistemáticas del U y Ba. En la discusión se incluyen también elementos terrígenos (Th, La, K_2O) para explorar cambios en los aportes fluviales continentales y como elementos normalizadores para filtrar la señal biogénica. El tercer capítulo se aleja de este acercamiento conceptual, esencialmente porque las rocas del CVP parecen no tener conexión alguna con los sedimentos subducidos o con procesos inherentes a la fusión del manto.

CAPÍTULO UNO

El impacto de la naturaleza biogénica de la Cuenca de Panamá en el magmatismo del arco colombiano

1. La zona de subducción colombiana

1.1 Contexto tectónico

El arco volcánico activo de Colombia es el resultado de la subducción de la porción más joven de la Placa Nazca (14-16 Ma) debajo de Suramérica (Fig. 4), y en muchos sentidos, representa un ejemplo local y detallado de muchas de las particularidades que serán descritas más adelante para toda la margen del PEE.

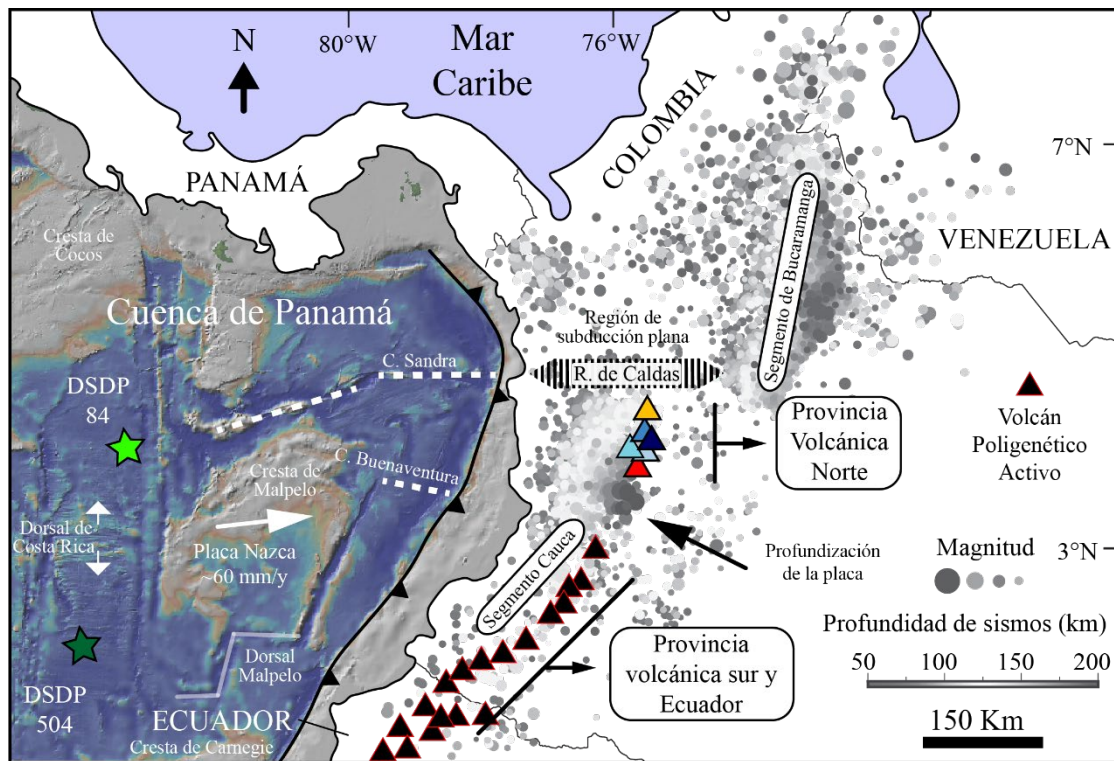


Figura 4. Contexto tectónico de la margen convergente de Colombia y su respectivo arco activo, que se divide entre la Provincia Volcánica Norte y Sur (PVN y PVS, respectivamente). También se muestra la localización de los puntos DSDP perforados en la placa Nazca, que penetran más específicamente una porción del piso oceánico formado por la dorsal de Costa Rica. La subducción de las crestas de Sandra y Buenaventura delimitan la PVN y dan origen al segmento de Bucaramanga hacia el norte y el segmento de Cauca hacia el sur. Las ubicaciones y magnitudes de los sismos fueron obtenidos de Porrit et al. (2014).

La margen colombiana ha sido influenciada por una subcuenca del PEE, la cuenca de Panamá, limitada por las grandes crestas de Carnegie y Cocos que se levantan más de ~1000 metros sobre el piso marino y que subducen en las trincheras de Ecuador y Costa Rica. Dentro de la cuenca de Panamá se observan lineamientos e irregularidades batimétricas asociadas a las crestas de las dorsales oceánicas extintas de Sandra, Buenaventura y Malpelo, que se formaron durante el Mioceno medio-tardío (~15-8 Ma) como respuesta a la fragmentación de la antigua placa de Farallones (Hardy, 1991; Lonsdale, 2005; McGirr et al., 2021) (Fig. 4). Su eventual subducción a los 7-6 Ma ha dado origen a la segmentación del arco activo y a los cambios en la geometría de la placa oceánica subducida (Gutscher et al., 1999). Hacia el norte, la cresta de Sandra limita la continuación del frente volcánico (Chiarabba et al., 2016; Syracuse et al., 2016) y forma una discontinuidad en la geometría de subducción a la que se le conoce como la ruptura de Caldas. Hacia el sur, la cresta de Buenaventura correlaciona con la brecha o gap que existe entre la Provincia Volcánica Norte y Sur (PVN y PVS, respectivamente) a los 4.5 – 3° N (Chang et al., 2019, 2017). A diferencia de las márgenes más erosivas de Perú o México, que se encuentran representadas por una trinchera profunda y detallada, la morfología suavizada y somera de la trinchera colombiana parece ser el reflejo de su carácter acrecional (Straub et al., 2020).

La PVN es una de las regiones del arco activo mejor estudiadas (Errázuriz-Henao et al., 2019; Laeger et al., 2013; Londono, 2016; Thouret et al., 1995; Vatin-Pérignon et al., 1990) y es la zona en donde se concentra este estudio. La PVN está proyectada hacia una placa oceánica que se profundiza hacia al sur (120 -160 km), como lo demuestra la gradual profundización de los hipocentros sísmicos (Porrirt et al., 2014) (Fig. 5). Al sur del volcán Cerro Machín, los valores de profundidad de la placa oceánica alcanzan los 220 km, probablemente en respuesta a la subducción de la cresta de Buenaventura (Chang et al., 2019, 2017). Las funciones receptoras sísmicas y los perfiles gravimétricos (Poveda et al., 2018; Sanchez-Rojas and Palma, 2014) sugieren que la PVN está construida en una corteza continental que se engruesa hacia el sur, con profundidades del Moho de 38.5 km para Cerro Bravo y hasta de 52 km para el Cerro Machín (Fig. 5).

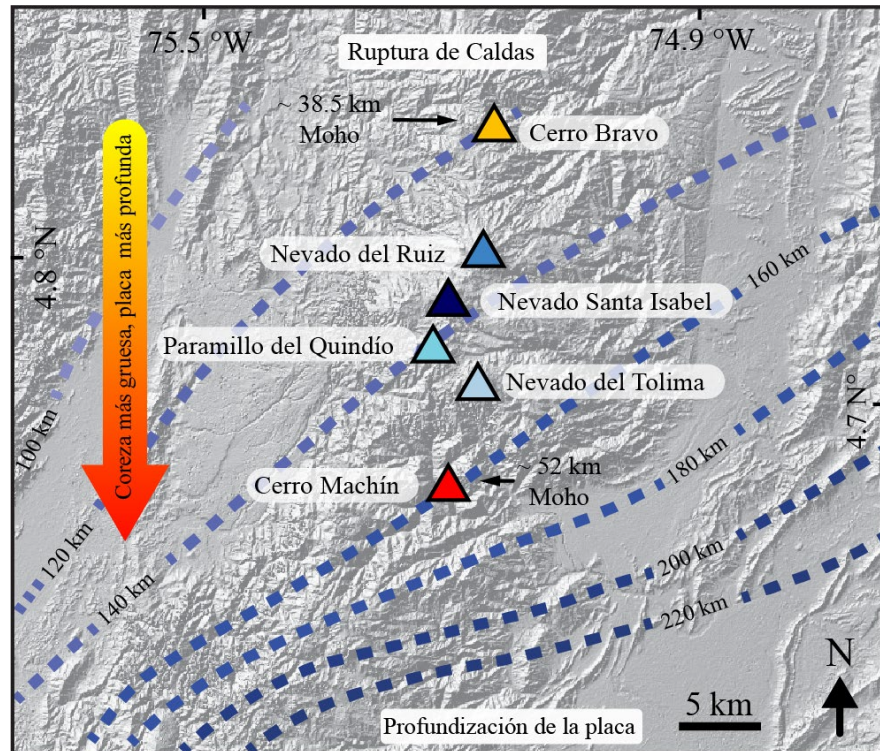


Figura 5. Mapa local de las condiciones tectónicas de la PVN y la localización de los volcanes estudiados. La profundidad de la placa oceánica en subducción fue obtenida de Chang et al. (2017), mientras que el espesor cortical fue calculado a partir de registros geofísicos sísmicos y gravimétricos (Poveda et al., 2015; Sanches-Rojas y Palma, 2014). La ruptura de Caldas hacia el norte correlaciona con la subducción de la cresta de Sandra, mientras que la profundización de la placa en subducción parece estar relacionada con la subducción de la cresta de Buenaventura.

1.2 Contexto geológico

Los volcanes de la PVC reposan sobre un basamento heterogéneo de la Cordillera Central, una subdivisión fisiográfica y geológica delimitada por las fallas regionales de Otú-Pericos hacia el este y Romeral hacia el oeste (Spikings et al., 2015; Vinasco, 2019). Los volcanes principales se encuentran alineados por la traza de la Falla de Palestina, que corta el eje principal de la cordillera Central (Murcia et al., 2019; Thouret et al., 1995).

La historia geológica de la Cordillera Central es el resultado de la amalgamación de bloques alóctonos de diferentes orígenes en el contexto de Pangea y de una subsecuente construcción de un orógeno magmático asociado a los cuerpos plutónicos que resultaron de la subducción de la placa Farallones desde el Jurásico y Cretácico (Cochrane et al., 2014; Spikings et al., 2015; Villagómez et al., 2011). En términos generales, la geología del basamento está caracterizada principalmente por pelitas y metapelitas de edades Paleozoicas y Mesozoicas, que se encuentran intrusionadas por granitos Permo-Triásicos tipo-S del complejo de Cajamarca (Villagómez et al., 2011; Vinasco et al., 2006). Y aunque estas litologías son consideradas como el núcleo litológico de la Cordillera Central, en las cercanías de la PVN también afloran cuerpos batolíticos de edad Jurásica y Paleógena (Bustamante et al., 2017, 2016). Los depósitos volcánicos recientes, asociados principalmente a los volcanes más activos como el Nevado del Ruiz, Paramillo del Santa Rosa, Nevado del Tolima y Cerro Machín reposan sobre secuencias volcánicas y vulcanoclásticas relacionadas a la actividad volcánica Neógena de los periodos denominados como Ruiz y Santa Rosa ancestral (Botero-Gómez et al., 2018; Thouret et al., 1995; Toro Toro et al., 2010).

Sin embargo, aún no se conoce con claridad qué litologías constituyen los más de ~40 km de corteza debajo de los volcanes de la PVN. El único registro profundo ha sido obtenido de los xenolitos corticales y mantélicos asociados a la toba de Mercaderes, en la PVS (Weber et al., 2002). Estos xenolitos están constituidos por piroxenitas, hornablenditas y granulitas, y han sido recientemente descritos como la única evidencia reciente de arclogitas, los residuos del magmatismo intermedio de márgenes convergentes tipo Andino (Ducea et al., 2021b, 2021a). Recientemente se ha propuesto también que estos xenolitos son jóvenes (<5 Ma), y que muchos de ellos parecen estar equilibrados a P-T relativas al manto astenosférico y litosférico de Colombia, probablemente representando porciones de una corteza desequilibrada por densidad o remanentes del manto metasomatizado (Bloch et al., 2017; Ziemann et al., 2023). Por su naturaleza cortical profunda, estos xenolitos fueron en algún momento utilizados como posibles fuentes magmáticas del arco colombiano (Marín-Cerón et al., 2010). Sin embargo, recientemente se ha propuesto que

su estrecha relación geoquímica con los productos del arco activo y sus relaciones temporales son en cambio evidencia de una naturaleza cogenética con el arco mismo (Ducea et al., 2021b; Errázuriz-Henao et al., 2019).

1.3 La Cuenca de Panamá

La cuenca de Panamá representa una subcuenca del PEE que cuenta con características particulares debido a la interacción entre factores tectónicos y climáticos (Laird, 1971). Por su ubicación geográfica cercana al ecuador, la sedimentación en la cuenca de Panamá es mayoritariamente biogénica. Uno de los aportes biogénicos principales resulta de la surgencia de la divergencia ecuatorial, que se produce por la separación de aguas superficiales y calientes por los efectos de corrientes de vientos contrarias entre los 0 y 5° N (Farrell et al., 1995). La productividad primaria dentro de la cuenca también se ve fuertemente influenciada por el jet de Panamá, un flujo de viento que atraviesa desde el Caribe hacia el norte de la cuenca creando una importante zona de surgencia costera. En menor medida, la productividad de la cuenca de Panamá también se ve afectada por un efecto menor de la lengua de Humboldt en el sur (Lonsdale, 1977; Martínez et al., 2006, 2003).

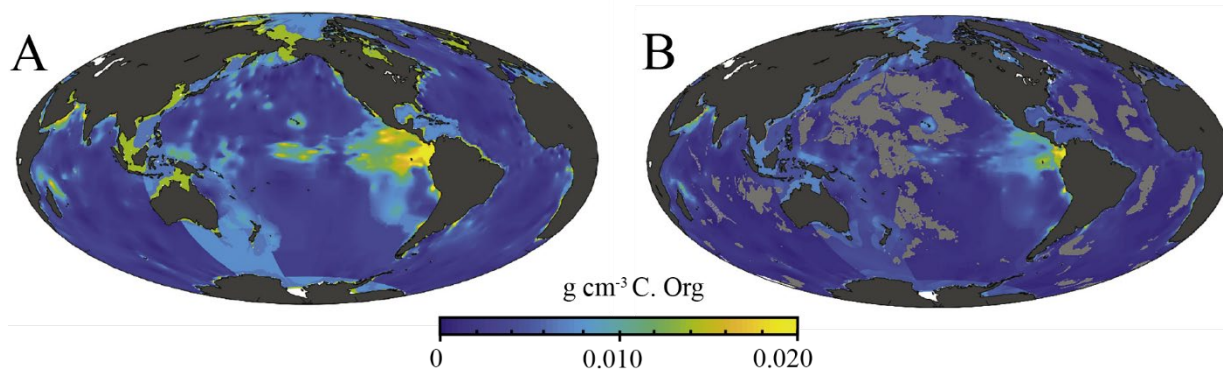


Figura 6. Concentraciones de material particulado de C_{Org} en el mundo, modificado de LaRowe et al. (2020). El mapa (A) representa las concentraciones del piso marino, mientras que el mapa (B) las concentraciones del sedimento a 10 m por debajo del piso marino. Es evidente que todo el PEE es una de las regiones con más enriquecimiento de C_{Org}, pero que solo la cuenca de Panamá parece ser la anomalía global en función de su preservación.

Por si fuera poco, la alta productividad primaria no solo es el resultado del afloramiento de aguas profundas y ricas en nutrientes de las diferentes zonas de surgencia, sino también producto de uno de los aportes fluviales volumétricamente más significativos de toda la margen andina, que derivan de las tasas de precipitación pluvial más altas de las Américas (Corredor-Acosta et al., 2020; Restrepo and Kjerfve, 2000). Debido a la alta productividad primaria y las altas tasas de sedimentación de material biogénico (4.5 mm/a) los sedimentos de la cuenca de Panamá también presentan la mayor concentración de C_{Org} en el planeta (LaRowe et al., 2020) (Fig. 6).

Sin embargo, la sedimentación no es siempre homogénea, y está fuertemente influenciada por la batimetría local. Las regiones con altos topográficos representados por las crestas oceánicas, y las dorsales activas y las abandonadas, se encuentran por encima de la lisoclina, un horizonte en la columna de agua de mar que marca el lugar en donde comienza la disolución del $CaCO_3$ (Lyle et al., 1995; Pälike et al., 2012). Una buena manera de entender el efecto de la batimetría en la composición de los sedimentos de la cuenca Panamá es observando las sistemáticas de las secuencias sedimentarias de las dos perforaciones *DSDP*, que perforan el piso oceánico formado en la dorsal activa de Costa Rica (Whelan and Hunt, 1983). Los sedimentos de las perforaciones 84 y 504 se encuentran depositados sobre una corteza oceánica de aproximadamente 6 Ma, que se ha alejado gradualmente de la dorsal activa. Es decir, los sedimentos más antiguos, depositados cercanos a los 6 Ma, se formaron en un contexto de un alto batimétrico impuesto por el vulcanismo activo de la dorsal, mientras que los sedimentos más jóvenes se han depositado sobre un piso oceánico relativamente más profundo, producto de la subsidencia. El resultado es una gradual disminución de la fracción carbonatada, al mismo tiempo que hay un aumento de la fracción de carbono orgánico (C_{Org}) y la fracción detrítica (K_2O) hacia la parte superior de la columna estratigráfica (Fig. 7).

Otra manera de observar estos cambios es calculando la composición promedio de toda la columna sedimentaria conforme esta se aleja de la dorsal de Costa Rica, de manera que se puedan trazar las variaciones de la posición del piso marino con respecto a la lisoclina en el tiempo.

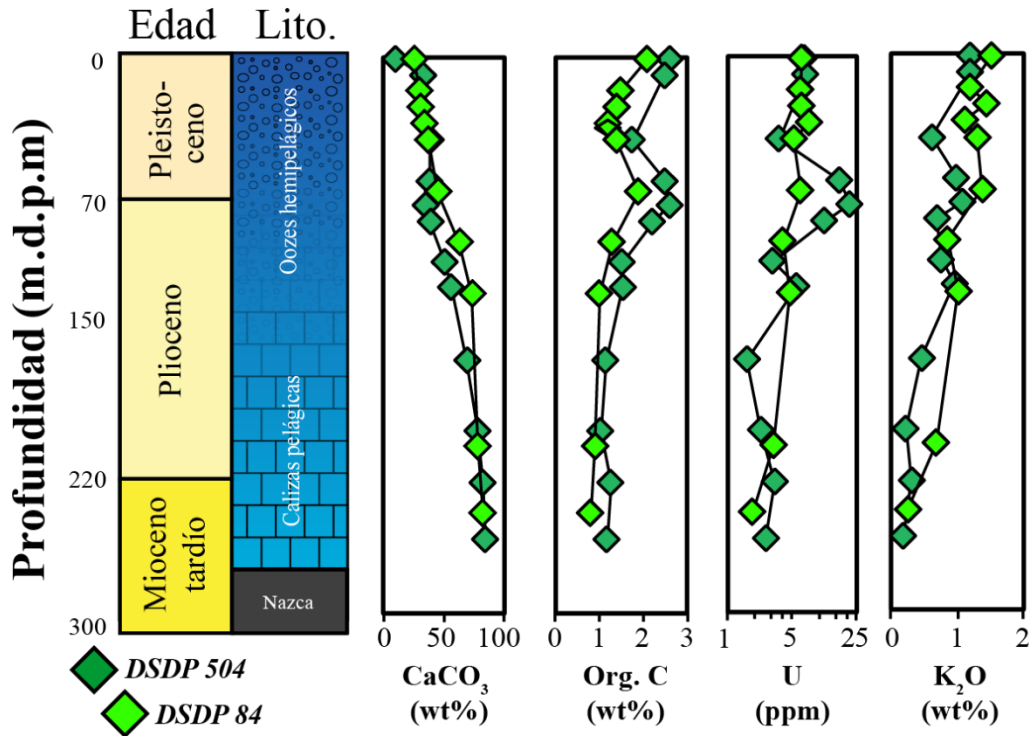


Figura 7. Columna sedimentaria simplificada de los sedimentos del DSDP 504 y 84 perforados en la cuenca de Panamá. La naturaleza carbonatada impuesta por las primeras etapas de la sedimentación explica las altas concentraciones de CaCO₃ y las bajas concentraciones de C_{Org}, U y K₂O.

Los resultados se plotean en la figura 8, que ejemplifica el efecto de disolución de CaCO₃ y el aumento de C_{Org} a medida que el foco de la sedimentación se aleja de la dorsal. Las concentraciones de los elementos terrígenos como el U, Nb, Th y K₂O aumentan a medida que se disminuye la fracción de carbonato y son por lo tanto más altas conforme el piso oceánico sufre de una mayor subsidencia. En principio estas sistemáticas sugieren un mayor aporte terrígeno, bien sea por la disminución de la fracción de carbonato o por un incremento secular en el flujo de

sedimentos continentales (fluviales o eólicos) en la medida en que los sitios de perforación se acercan a las trincheras (Fig. 7 y 8).

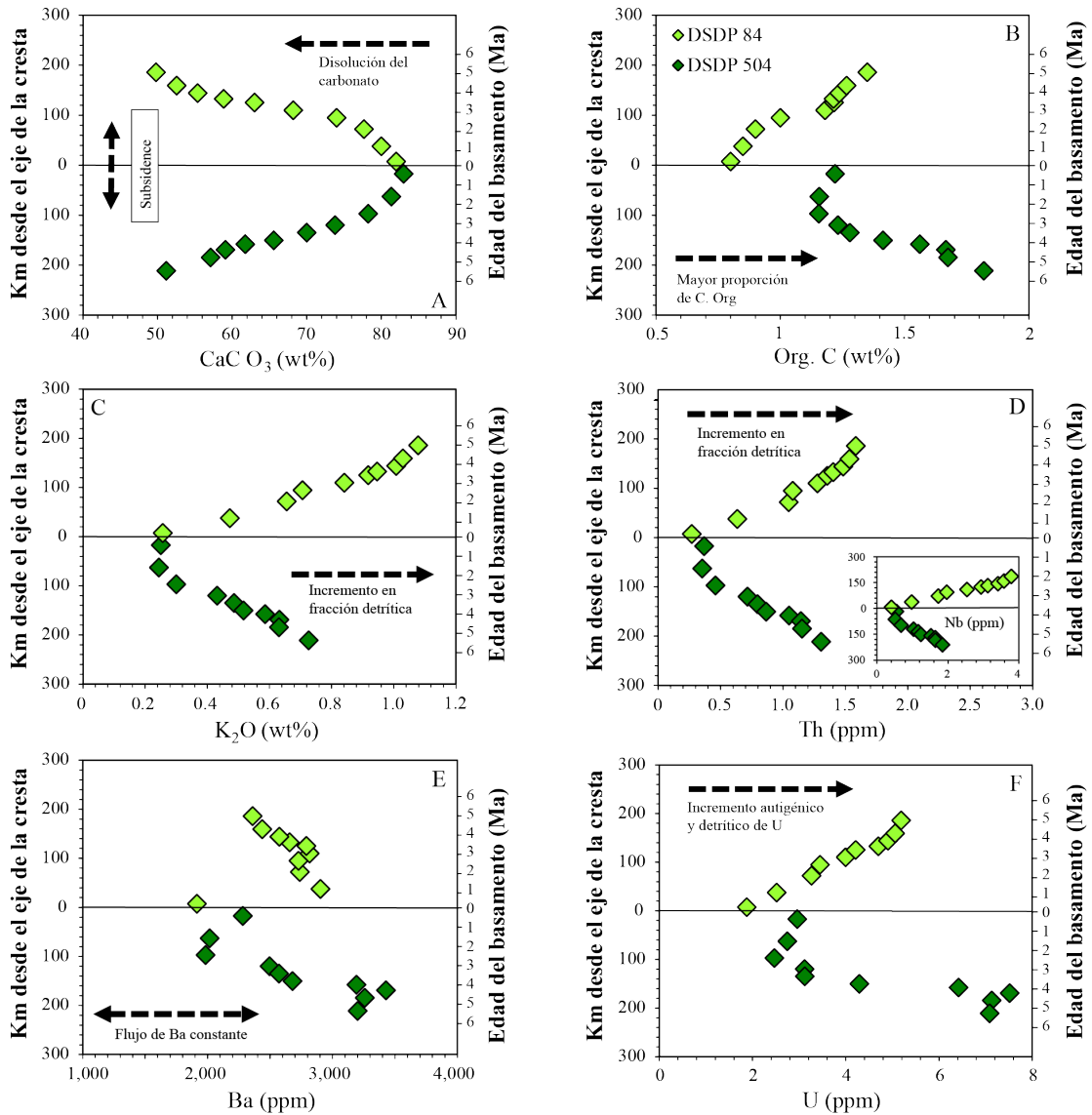


Figura 8. Cálculos de las concentraciones de los paquetes sedimentarios de la cuenca de Panamá respecto a la edad de la placa oceánica y la distancia de la cresta de Costa Rica. Cada punto es la representación de un promedio aritmético de las muestras depositadas a cierta edad/distancia desde la cresta oceánica. Por ejemplo, la composición promedio del sedimento justo en la cresta (i.e. edad de 0 Ma) está representado por la muestra analizada más antigua, mientras que el punto depositado en la región más alejada de ella (i.e. edad ~6 Ma) es el promedio de todas las muestras analizadas para cada perforación.

Sin embargo, la forma en cómo se comporta el U y Ba a lo largo de la secuencia también indica que debe existir un control biogénico producto de la importante productividad primaria en la cuenca de Panamá. El Ba, por ejemplo, presenta un enriquecimiento en hasta dos órdenes de magnitud en comparación con la concentración promedio de la corteza continental o de sedimentos de otras márgenes convergentes, y no parece correlacionar con elementos terrígenos, como el K_2O (Fig. 8 y 9). Su distribución a lo largo de las columnas sedimentarias tampoco parece responder al gradual incremento con el K_2O o Th, y debe estar por lo tanto controlado por un proceso independiente al del flujo de detritos continentales. El U correlaciona positivamente con el K_2O , sin embargo, lo hace a lo largo de una pendiente mucho más pronunciada, que se diferencia fácilmente de la sistemática detrítica impuesta por la erosión de litologías similares a las de la corteza continental (Fig. 9). El U sigue la misma sistemática que el Th a lo largo de las dos secuencias perforadas, pero el U aumenta más rápidamente y hacia valores más altos en el DSDP 504, siguiendo una tendencia similar a la del C_{Org} (Fig. 8).

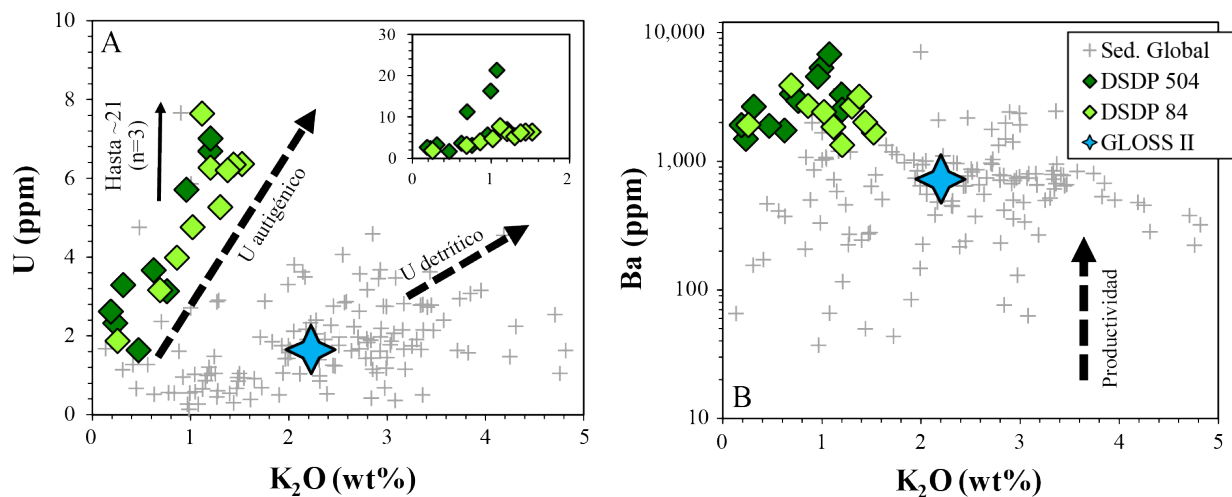


Figura 9. Relaciones de U/K_2O y Ba/K_2O de los sedimentos de la cuenca de Panamá. Como comparación, se muestran también sedimentos de márgenes convergentes globales (Vervoort et al., 2011) y el promedio de los sedimentos subducidos (GLOSS) (Plank, 2014). El desacople de las tendencias o valores de los sedimentos mayoritariamente controlados por aportes detríticos demuestra el control biogénico en los elementos U y Ba en la cuenca de Panamá.

La naturaleza de estos enriquecimientos anómalos son precisamente el resultado de los procesos mencionados en la sección C. Las altas concentraciones de Ba se dan como resultado de la precipitación de barita por la alta productividad primaria en la parte superior de la columna de agua de la cuenca de Panamá (Singh et al., 2020), mientras que las anómalas y elevadas concentraciones de U, que representan máximos globales en sedimentos de márgenes convergentes, reflejan la precipitación de U autigénico relacionado con la alta conservación del C_{Org} en el piso marino (Yong-Liang Yang et al., 1995).

1.4 La Provincia Volcánica Norte de Colombia

Los productos magmáticos de la PVN están representados por rocas volcánicas calco-alcálicas intermedias con un alto #Mg ($Mg\# = Mg/(Mg+Fe_{TOT})$) (Fig. 10). Este tipo de productos son los más emblemáticos en arcos magmáticos de márgenes convergentes (Kelemen, 1995; Turner and Langmuir, 2015a). Como en muchos otros arcos del planeta, todos los productos de los volcanes activos de la PVN se caracterizan por tener lo que se la ha denominado comúnmente en la literatura como “firma de subducción” (Tatsumi, 2005). Es decir, enriquecimiento de los elementos LILE relativos a los REE, anomalías positivas de Pb, y anomalías negativas de Nb-Ta y Ti_2O (Fig. 10). Sin embargo, existen pequeñas variaciones en las concentraciones y sistemáticas de algunos elementos LILE que permiten diferenciar dos grupos de series magmáticas. Un grupo está caracterizado por los volcanes ubicados hacia el centro de la provincia (ver Fig. 5) como el Nevado del Ruiz (VNR), Nevado del Santa Isabel (NSI), Paramillo del Quindío (VPQ) y Nevado del Tolima (VNT), que presentan mayores concentraciones de U, Th, Nb y Ta. El otro grupo tiene concentraciones relativamente más bajas de estos elementos (Fig. 10), y está caracterizado por los volcanes de Cerro Bravo (VCB) y el Cerro Machín (VCM), que se ubican hacia los extremos de la PVN (ver Fig. 5).

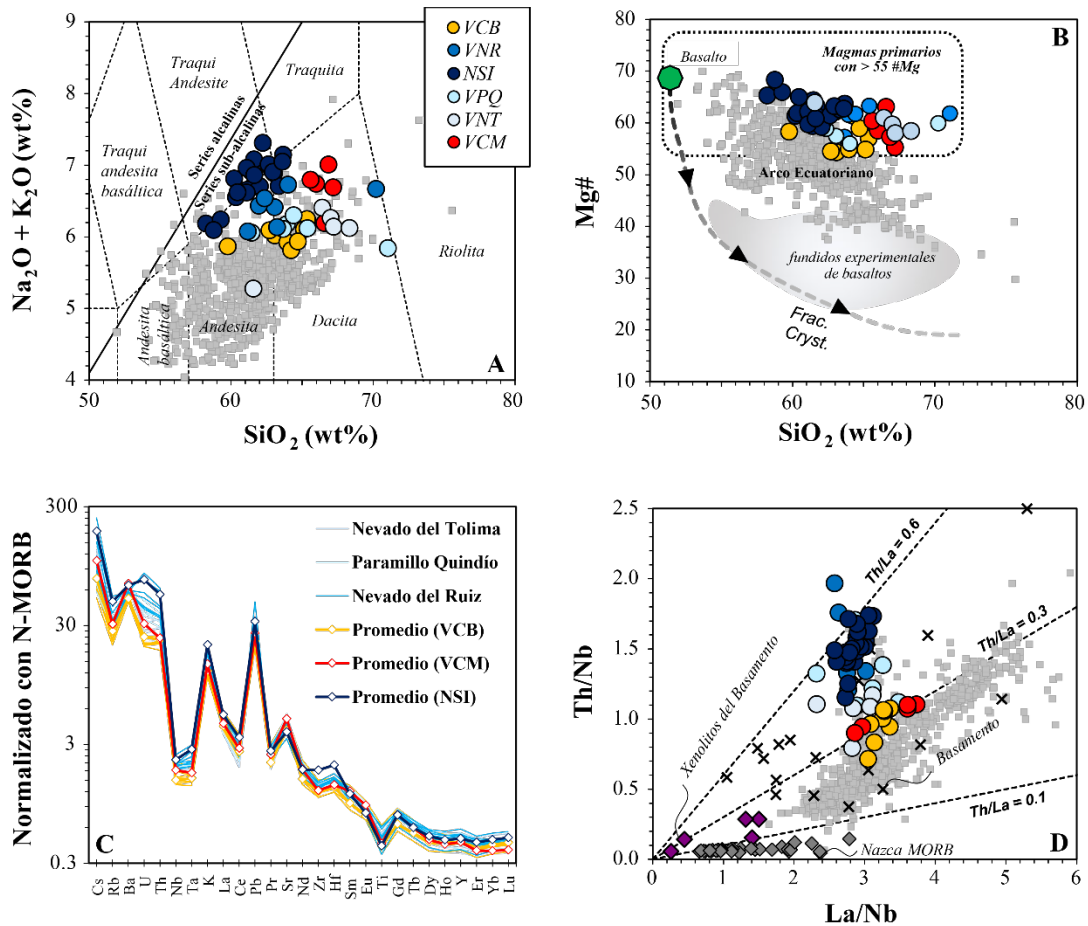


Figura 10. Composición de los volcanes de la PVN comparados con el arco ecuatoriano. (A) Clasificación de Total álcalis vs Sílica (TAS) mostrando los valores relativamente más enriquecidos en álcalis de la PVN. (B) #Mg molar, mostrando la naturaleza primitiva de las rocas de la PVN, que siempre plotean con valores más arriba que 55. La tendencia de cristalización fraccionada de un basalto de arco es obtenida de Gómez-Tuena et al. (2013), mientras que el campo de fusión de basaltos es de Watson (1995). (C) composición de elementos traza de los volcanes de la PVN normalizados con el N-MORB (Gale et al., 2013). (D) Relaciones de La/Nb vs Th/Nb de la PVN, los volcanes ecuatorianos, xenolitos corticales (Weber et al., 2002), rocas del basamento (Vinasco et al., 2006) y MORB (Gale et al., 2013).

Una buena forma de diferenciar los dos grupos de volcanes es observando su sistemática en la gráfica de relaciones entre elementos traza de Th/Nb vs La/Nb (Fig. 10d), que sirve también para ejemplificar las discrepancias de la PVN con respecto a los basaltos de la placa Nazca, los xenolitos corticales, el basamento local y el arco ecuatoriano. Los volcanes ubicados hacia el centro de la PVN presentan valores altos de Th/Nb, derivado de su relativo alto Th, pero también valores de Th/La significativamente más elevados que el resto de las series consideradas. En cambio, los

volcanes de los extremos muestran valores similares a los de los volcanes ecuatorianos, pero no siguen una misma pendiente pronunciada (Fig. 10d). La naturaleza contrastante en estas relaciones de elementos traza implica procesos genéticos diferentes para cada uno de los grupos de volcanes.

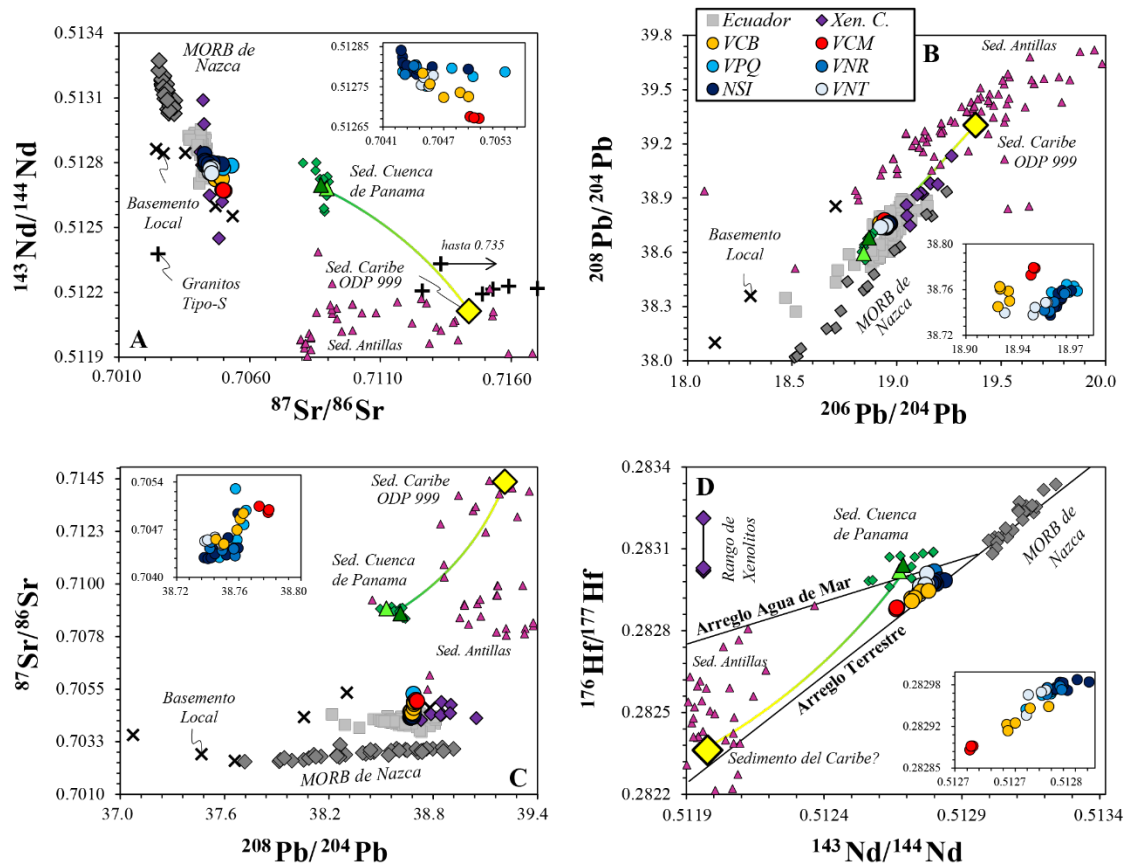


Figura 11. Composición isotópica de los volcanes de la PVN, comparada con fuentes potenciales de la zona de subducción como el MORB de Nazca (Gale et al., 2013), sedimentos de las Antillas (Carpentier et al., 2008, 2009), sedimentos del Caribe (Osbourne et al., 2014), rocas del basamento (Vinasco et al., 2006) y xenolitos corticales (Weber et al., 2014). La tendencia terrestre y de agua de mar en la gráfica isotópica Nd vs Hf son obtenidas de Albarède et al. (1998) y Vervoort et al. (1999), respectivamente. La composición isotópica de Hf de los sedimentos del Caribe en (D) es un estimado basado en su similitud con los sedimentos de las Antillas en los otros sistemas isotópicos.

Isotópicamente, los volcanes de la PVN también exhiben dos diferentes tendencias, en gran medida congruentes con los dos grupos de volcanes previamente descritos (Fig. 11). Los volcanes ubicados a los extremos de la cadena volcánica son generalmente más enriquecidos en las relaciones isotópicas de Nd-Hf, y siguen un arreglo lineal isotópico de Pb hacia valores relativamente más

bajos de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. En general, las relaciones isotópicas de los volcanes de la PVN grafican entre los basaltos de la placa oceánica de Nazca y dos componentes enriquecidos que pueden estar representados por una mezcla entre los sedimentos de la cuenca de Panamá y sedimentos del Atlántico Occidental, incluyendo los sedimentos del mar Caribe colombiano. Las rocas del basamento son un poco más variables en su isotopía de Sr-Nd (Fig. 11a), y aunque hay algunas muestras con un enriquecimiento similar al de los sedimentos Atlánticos, sus relaciones de Pb son generalmente más bajas que las del arco y están distribuidas a lo largo de una línea de correlación distinta (Fig. 11c y b). Los xenolitos corticales de Mercaderes (Weber et al., 2002), que podrían representar la corteza baja, se sobreponen con los volcanes de la PVN en términos de Sr-Nd isotópico pero son más enriquecidos en Pb que las rocas del PVN. En consecuencia, los xenolitos forman un arreglo distinto al de la PVN en la gráfica de Sr-Pb (Fig. 11c).

2. Discusión: Petrogénesis de la Provincia Volcánica Norte

2.1 Los efectos de la estructura cortical

Cualquier discusión sobre el origen del magmatismo Andino debe considerar la posibilidad de que la composición o la arquitectura de la corteza continental pudiera ser responsable de controlar la composición de los volcanes de arco. Bien sea porque los magmas primarios formados bajo una corteza gruesa asimilen más material cortical durante su ascenso (Hildreth and Moor bath, 1988), o porque el espesor cortical define el grado de fusión del manto (Turner and Langmuir, 2015a), parece ser claro que los elementos incompatibles (p. ej. U, Th, Ba y K_2O) y las relaciones isotópicas de las rocas de arco se encuentran más enriquecidos conforme los volcanes se emplazan sobre cortezas más gruesas. Sin duda, la corteza es un filtro importante que separa la fuente mantélica de los magmas de arco y los volcanes en superficie. Sin embargo, para los efectos de esta discusión,

es importante reconocer qué tanta influencia tiene la arquitectura cortical para enmascarar los vestigios geoquímicos de los materiales en subducción.

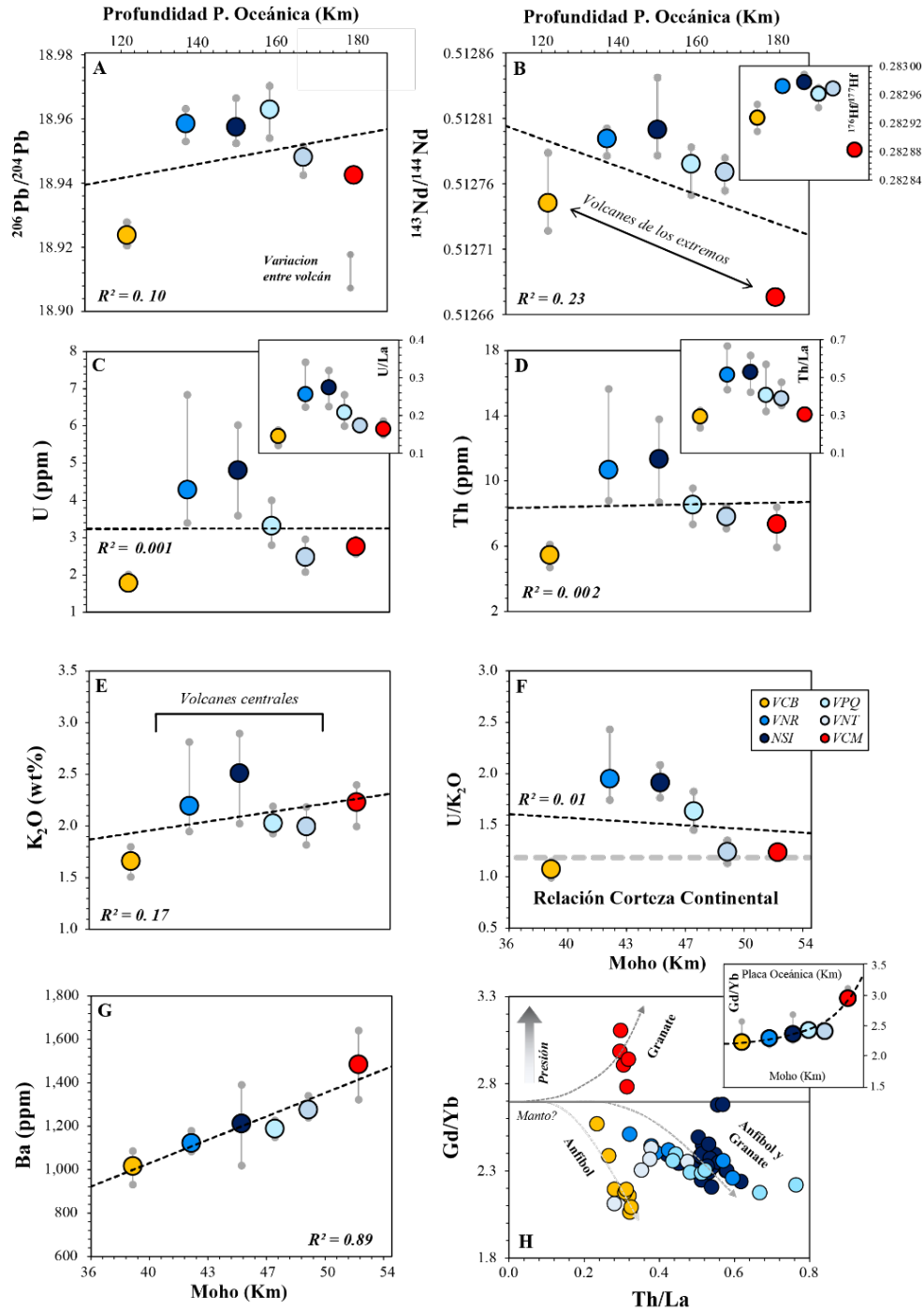


Figura 12. (A-G) Variaciones promedio isotópicas, elementales y de relaciones elementales de los volcanes de la PVN con respecto al espesor de la corteza y la profundidad de la placa oceánica en subducción. El panel (H) muestra los cambios en el fraccionamiento de las REE con respecto a un parámetro de diferenciación, como el Th/La. No hay relación de estos parámetros con la química volcánica.

Una forma de probar esta hipótesis es comparando la composición elemental e isotópica de los volcanes de la PVC con respecto a su espesor cortical. Para este ejercicio se utiliza el promedio de las relaciones isotópicas de Nd, Hf y Pb, de elementos incompatibles como el Ba, U, Th y K_2O y relaciones entre elementos traza como el Th/La, U/La y U/ K_2O de cada volcán. En la figura 12 se observa que los volcanes emplazados en cortezas con distinto espesor (38.5 km para el Cerro Bravo, y 52 km para el Cerro Machín), comparten las mismas sistemáticas geoquímicas de bajo U (U/La- K_2O) y Th (Th/La) y composiciones isotópicas parecidas. En cambio, los volcanes localizados en regiones donde el espesor de la corteza tiene valores relativamente intermedios exhiben valores isotópicos distintos y concentraciones de U (U/La- K_2O) y Th (Th/La) más elevadas. El único elemento que se comporta diferente es el Ba, que aumenta en los volcanes emplazados hacia una corteza más gruesa (Fig. 12g). Sin embargo, el hecho de que estos elementos se encuentren enriquecidos en la corteza continental, y tengan compatibilidades similares durante la fusión del manto, parece indicar que no existe una relación directa entre la química de la PVN y la arquitectura de la corteza continental.

Sin embargo, recientemente se ha propuesto que variaciones similares, en forma de parábola o de “V” en términos de Th, las relaciones de Th/La y los isótopos de Nd en el arco ecuatoriano pueden resultar de la asimilación de distintos componentes corticales, que se encuentran a niveles diferentes de la corteza (Chiaradia et al., 2020). Estos autores sugieren que los volcanes con mayor Th/La derivan de la asimilación de porciones de una corteza superior rica en Th, mientras que aquellos con bajo Th/La derivan de una corteza inferior, esencialmente empobrecida en elementos traza. En efecto, las litologías de la corteza continental inferior en Colombia, representadas por los análisis en los xenolitos, sugieren que la corteza baja puede representar una fuente adecuada con bajo Th/La (Fig. 10d). A pesar de esto, las sistemáticas de la PVN parecen ser inconsistentes con la influencia de una corteza baja empobrecida, pues los volcanes que tienen bajo Th/La (Cerro Machín y Cerro Bravo) también tienen los isótopos más enriquecidos.

Adicionalmente, las variaciones en términos de REE (i.e. (Gd/Yb), que pueden ser indicadores robustos de profundidad (Davidson et al., 2007), muestran una tendencia que gradualmente se incrementa hacia el sur, coincidiendo en gran medida con el espesor cortical o la profundidad de la placa oceánica subducida (Fig. 12h). Es probable que los valores relativamente bajos de Gd/Yb en Cerro Bravo sean un indicativo de fraccionamiento en presencia de anfíbol a presiones bajas, mientras que los valores altos en Gd/Yb hacia el Cerro Machín posiblemente resultan de un fraccionamiento a altas presiones, y en presencia de granate. Sin embargo, estos volcanes están emplazados sobre cortezas de diferente espesor, pero aun así cuentan con relaciones isotópicas y de Th/La similares, indicando que las características de su fuente deben ser independientes de la profundidad de segregación magmática. Visto de otra manera: si existiera alguna relación entre las profundidades de segregación y la composición de la corteza asimilada, debería existir una correlación negativa entre Gd/Yb e indicadores como el Th/La o las relaciones isotópicas de Nd, Pb o Hf. Dado que esas sistemáticas no se observan, se concluye que la arquitectura y naturaleza de la corteza continental no tiene mayor influencia en la petrogénesis de estos magmas. Esta evidencia sugiere, en cambio, que las heterogeneidades observadas deben provenir directamente de una variabilidad composicional del manto.

2.2 La influencia de la cuenca de Panamá

Al observar las relaciones entre U/K₂O y Th/K₂O de las rocas de la PVN es claro que estas no siguen la misma tendencia que el resto de los arcos magmáticos cercanos (i.e. Ecuador, Centroamérica o Chile), ni tampoco de las tendencias impuestas por los sedimentos globales o los promedios de la corteza continental baja, media o superior (Fig. 13). En particular, esta comparación muestra dos cosas: 1) que, en efecto, estas relaciones elementales pueden ser invariables o canónicas durante la diferenciación magmática y durante la erosión y el intemperismo de materiales corticales (Jochum et al., 1983; Rudnick and Gao, 2013), y 2) que, paradójicamente,

los magmas de la PVN posiblemente requieren de la incorporación de materiales que difieren de esta tendencia canónica. Los sedimentos de la cuenca de Panamá comparten una misma composición enriquecida de U que la PVN, pero están significativamente más empobrecidos en K_2O y Th. Es decir, estos mismos sedimentos no podrían representar una fuente enriquecida que pueda explicar las tendencias de los volcanes como mezclas entre dos componentes.

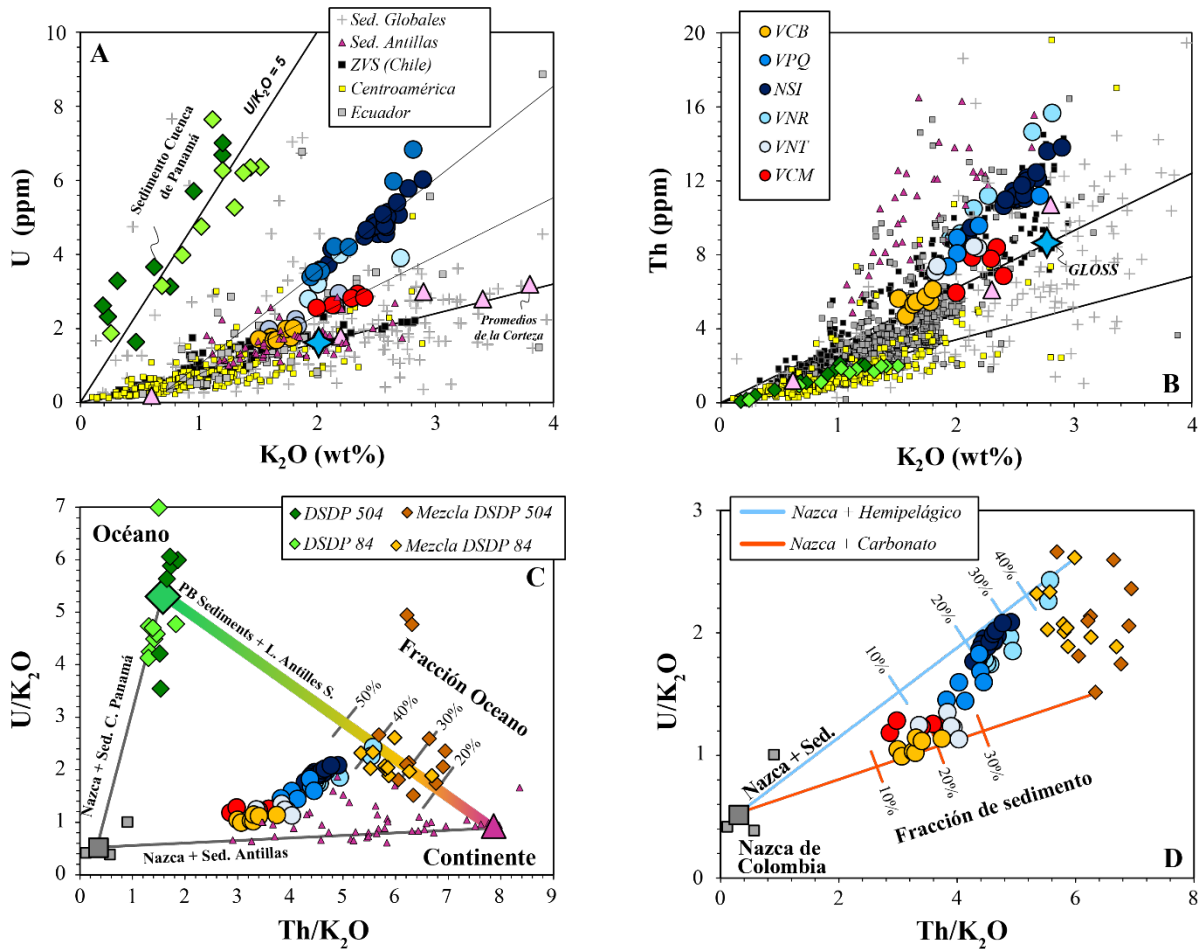


Figura 13. Relaciones de U/K_2O y Th/K_2O de las rocas de la PVN, de otras secciones de arco andino y de Centroamérica. También se comparan con las composiciones de los sedimentos globales de Vervoort et al. (2011) y con los de la cuenca de Panamá. El fraccionamiento diferencial de las rocas de la PVN requiere no solo de componentes con alto U y Th, sino también dos componentes distintos en el contexto local de la subducción. Estas condiciones se pueden satisfacer al considerar una mezcla entre sedimentos terrígenos propios de la margen de Suramérica y sedimentos de la cuenca de Panamá, que resultan en composiciones con alto U y Th. Una mezcla entre la placa Nazca y sedimentos hemipelágicos y carbonatados logra reproducir las composiciones de las rocas de la PVN.

Por otro lado, estas gráficas también sugieren que la PVN requiere de un componente anómalamente alto en K_2O y Th (Fig. 13) que puede estar bien representado por los sedimentos de las Antillas menores. Estos sedimentos presentan una tendencia opuesta a los de la cuenca de Panamá, graficando hacia valores altos de Th y K_2O , pero relativamente bajos para U que reflejan un aporte continental particular (Carpentier et al., 2009, 2008). Y aunque los sedimentos de las Antillas están geográficamente separados del arco colombiano, estos presentan relaciones isotópicas indistinguibles de los sedimentos del Caribe colombiano muestreados en el DSDP 999 (Fig. 11) (Osborne et al., 2014), esencialmente porque ambos derivan de la erosión de litologías de los Andes del Norte.

En efecto, el fraccionamiento de la relación U/K_2O de al menos algunos volcanes colombianos (p. ej. Santa Isabel, Nevado del Ruiz) sugiere que debió haber existido un aporte de la cuenca de Panamá en la PVN. Sin embargo, si esta inferencia es correcta, quiere decir que este aporte sedimentario tuvo que haber contribuido también con un alto Th, el cual no se encuentra aparentemente registrado en los sedimentos muestreados por las dos perforaciones del DSDP en la cuenca de Panamá. Por consiguiente, puede ser posible que los sedimentos que influenciaron la formación de la PVN, que deben ser más antiguos que aquellos muestreados por los DSDP, reflejan tanto una influencia de la surgencia y alta productividad de la cuenca de Panamá para formar el alto U, como un aporte de sedimentos similares a los de las Antillas para explicar el alto Th.

No obstante, esta aparente conexión entre sedimentos terrígenos con un firma geoquímica del Caribe o Atlántico y los de la cuenca de Panamá no puede ser simplemente explicada por un contexto tectónico en el que ambos cuerpos de agua están conectados, esencialmente porque una barrera continental es necesaria para la generación de la importante zona de surgencia asociada al jet de Panamá (O’Dea et al., 2012), en sí misma responsable del alto U autigénico. En cambio, lo más probable es que los patrones de drenaje de los Andes del Norte hayan sido diferentes durante la sedimentación de los materiales previamente subducidos y que la erosión de las litologías

continentales que suministran el alto Th al Caribe en el presente hayan sido transportadas hacia la Pacífico a través de aportes fluviales en el pasado. Esta interpretación concuerda con las reconstrucciones de los depocentros de importantes ríos durante el Mioceno medio y tardío que fluyen del interior del continente hacia el Pacífico (Villamil, 1999), así como con la evidencia de circones de afinidades cratónicas en secuencias sedimentarias del Mioceno medio de la cordillera occidental que hoy afloran próximas a la margen Pacífica (León et al., 2018). En todo caso, lo importante de esta interpretación es la estrecha relación que existe entre los sedimentos en subducción y el magmatismo de la PVN, especialmente relacionada con el U anómalamente alto que solo puede ser explicado por una contribución de sedimentos biogénicos propios de la cuenca de Panamá.

Elementos de Interés	<i>Sedimentos Terrígenos (Antillas) (1)</i>	<i>Promedio DSDP Hemipelágico (2)</i>	<i>Prom. DSDP Carbonatado (3)</i>	<i>Mezcla Hemipelágico (4)</i>	<i>Mezcla Carbonatado (5)</i>	<i>Placa Nazca (AOC) de Colombia (6)</i>
Ba	596	2786	2644	904	1110	3
U	1.3	8.58	5.35	3.1	1.3	0.07
Th	11	1.82	0.99	6.85	5.52	0.036
K ₂ O	1.4	1.15	0.68	1.15	0.87	0.14
La	30	11.6	8.9	21	18	1.49

- (1) Sedimentos terrígenos calculados como el promedio de la composición de los sedimentos de las Antillas menores, que representan los productos erosivos de los Andes del Norte.
- (2) Promedio de los sedimentos hemipelágicos de las perforaciones del DSDP 504 y 84 de la cuenca de Panamá.
- (3) Promedio de los sedimentos carbonatados de las perforaciones del DSDP 504 y 84 de la cuenca de Panamá.
- (4) Mezcla entre sedimento hemipelágico y componentes detríticos, considerando un 75% de sedimento terrígeno y 25% sedimento de la cuenca de Panamá
- (5) Mezcla entre sedimento carbonatado y componentes detríticos, considerando un 45% de sedimento terrígeno y 55% sedimento de la cuenca de Panamá
- (6) Placa Nazca (AOC) de Colombia

Tabla 1. Cálculos de la composición de sedimentos hemipelágicos y carbonatados polucionados con sedimentos terrígenos de las Antillas menores. Los promedios en la tabla son utilizados para construir las líneas de mezcla en la figura 13, así como las tendencias de variación a lo largo de las crestas oceánicas de la figura 14.

Siguiendo el escenario de polución terrígena, es posible reconstruir el efecto que pudo haber tenido un aporte fluvial en los sedimentos biogénicos de la cuenca de Panamá. Por ejemplo, el resultado de añadir diferentes proporciones de sedimentos de las Antillas a la cuenca de Panamá (Tabla 1), logra conservar el alto U/K_2O inherente a la productividad primaria y los aportes biogénicos, pero también resulta en relaciones altas de Th/K_2O representativas de la sedimentación terrígena (Fig. 13c, d). Y lo más importante es que estos sedimentos reconstruidos satisfacen las relaciones de mezcla de los volcanes de la PVN. Sin embargo, este ejercicio introduce también una particularidad importante, y es que no todos los volcanes parecen seguir una misma tendencia. Aquellos en las regiones intermedias de la PVN son consistentes con una mezcla entre un nodo empobrecido que puede estar representado por la placa de Nazca y sedimentos hemipelágicos más ricos en U, mientras que los volcanes de los extremos parecen requerir una tendencia de mezcla con sedimentos carbonatados que tienen comparativamente menos U. Si estas inferencias sobre la naturaleza de los componentes sedimentarios son ciertas, ¿qué factores pudieron haber filtrado o procesado de manera diferencial los sedimentos subducidos en la trinchera?

2.3 Efectos de la batimetría y distribución sedimentaria en la trinchera

Para evaluar la variabilidad de la composición de los sedimentos a lo largo de la margen colombiana, se graficó la composición de las secuencias sedimentarias muestreadas en los DSDP con respecto a la edad del basamento oceánico, y dispuesta de tal manera que los sedimentos más antiguos, depositados sobre la cresta de la dorsal oceánica de Costa Rica, coincidieran con las crestas oceánicas de Sandra y Buenaventura que subducen bajo la PVN (Fig. 14). Este tratamiento de datos permite reconstruir la variabilidad de los sedimentos depositados a lo largo de las crestas subducidas utilizando la distribución sedimentaria natural a lo largo de una dorsal. La composición de los volcanes se ha graficado con respecto a la latitud, permitiendo compararlos directamente con la composición de los sedimentos subducidos a lo largo de las diferencias batimétricas

impuestas por las dorsales de Sandra y Buenaventura que limitan la PVN (Fig. 14). A lo largo de estas comparaciones se utilizan elementos y relaciones de elementos traza que son sensibles a la adición de fundidos de sedimentos como el Th/La (Plank, 2005) pero que además permiten diferenciar la naturaleza hemipelágica y carbonatada de sedimentos oceánicos subducidos como el Ba/U o el Ba/Th (Patino et al., 2000).

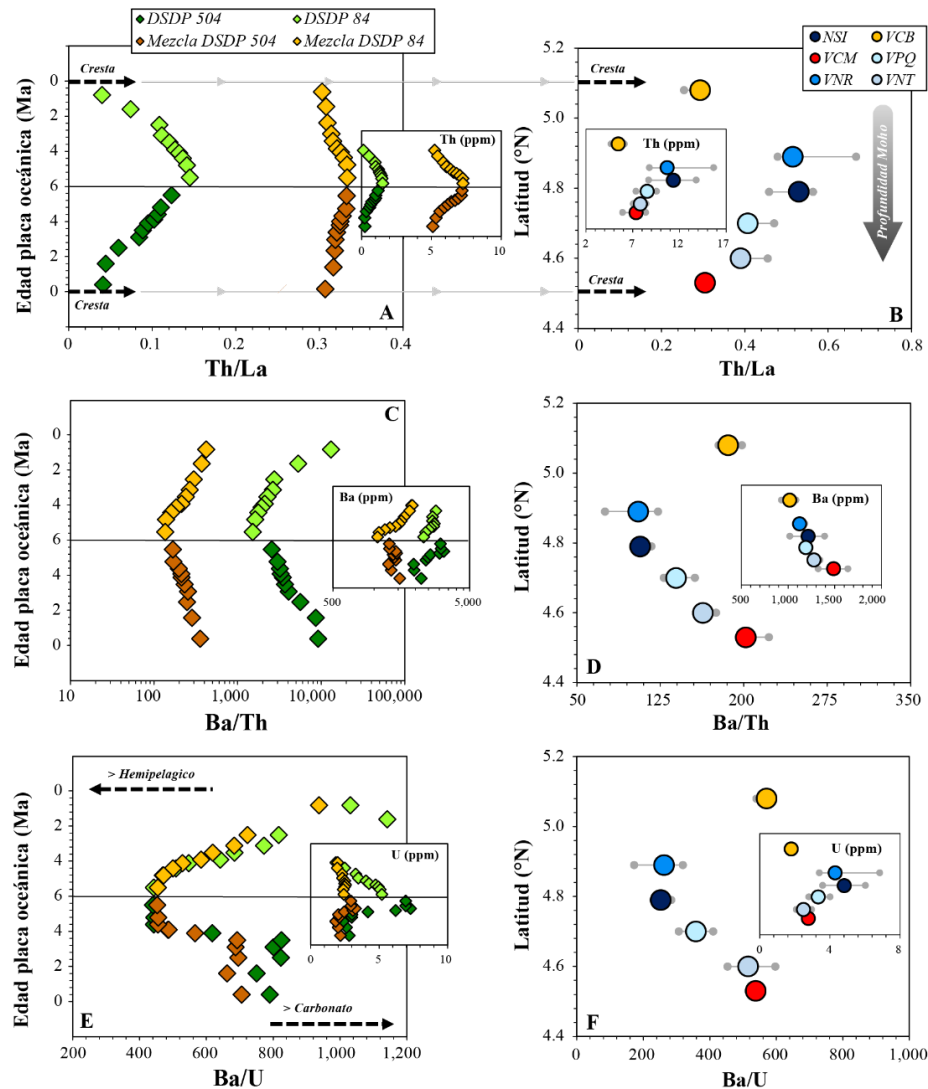


Figura 14. (A, C y E) Composición de los sedimentos de la cuenca de Panamá y de los sedimentos hibridizados con materiales terrígenos de las Antillas. Al igual que para la figura 8, los sedimentos son ploteados con respecto a la edad de su basamento. Sin embargo, en este caso el eje Y está al revés, de manera que pueda reproducir las condiciones tectónicas de la margen en donde se subducen las crestas de Sandra y Buenaventura. (B, D y F) Los datos de los volcanes están dispuestos conforme a su latitud y siguen de manera consistente las sistemáticas geoquímicas de los sedimentos en subducción.

Este ejercicio comparativo confirma lo visto anteriormente en las relaciones de mezcla: Los volcanes de los extremos (Cerro Bravo y Cerro Machín), son consistentes con la subducción de sedimentos carbonatados que presentan bajo Th (Th/La) y U (Ba/U), que son representativos de la sedimentación oceánica sobre un piso batimétricamente más elevado. De manera contraria, los volcanes ubicados hacia el centro de la PVN son consistentes con la subducción de sedimentos hemipelágicos ricos en Th (Th/La y U (Ba/U) que son típicos de la sedimentación en regiones más profundas alejadas de las crestas oceánicas. Para este último caso, el alto U no solo resulta de una menor fracción de carbonato, sino que también representa la alta precipitación de U en sedimentos relativamente más enriquecidos en C_{Org} .

En la figura 14 también se plotean los sedimentos híbridos con materiales continentales, los cuales satisfacen las líneas de mezcla de la figura 13. Aunque estos presentan valores absolutos diferentes, que se distinguen de las composiciones originales de los sedimentos muestreados en la cuenca de Panamá, la mezcla conserva la distribución parabólica, o en forma de V, que se observa tanto en la distribución sedimentaria, como en los volcanes. Es posible entonces que tanto la distribución de los elementos LILE, como las relaciones isotópicas a lo largo de la PVN estén controlados por la subducción de sedimentos oceánicos diferentes, controlados por la tectónica y batimetría de la cuenca de Panamá. Si esta hipótesis es cierta, ¿cómo puede ser explicado el procesamiento de estos materiales en el manto y de qué manera se pueden reconciliar las variaciones latitudinales con las sistemáticas dependientes de la profundidad (i.e. HREE y Ba, ver Fig. 12)?

2.4 Mèlanges de subducción y modelo petrogenético

Incluso en una zona de subducción tan caliente como la colombiana, el *solidus* de los sedimentos carbonatados (900° C, 4 GPa, 1% H₂O: Tsuno et al., 2012) sigue muy de cerca el gradiente de P-T de la placa de Nazca (Syracuse et al., 2010). Esto quiere decir que, si los materiales sedimentarios

en subducción se funden de alguna manera, la fusión debe estar ocurriendo en una región más caliente que la superficie de la placa subducida. De lo contrario, los sedimentos permanecerían sólidos, y estarían siendo reciclados al manto profundo (Kelemen and Manning, 2015). Esta limitante térmica puede obviarse si se propone que los sedimentos son incorporados al manto formando *mélanges* de subducción, entidades geológicas que pueden transportar mezclas mecánicas de porciones de la placa oceánica en subducción y sedimentos en forma de diapiros boyantes hacia la cuña mantélica (Castro et al., 2010; Marschall and Schumacher, 2012; Nielsen and Marschall, 2017; Parolari et al., 2018). Estos diapiros de *mélanges* resultan de la baja densidad de los componentes en subducción con respecto a las litologías mantélicas y han servido para explicar algunas de las sistemáticas generales de los arcos globales. La manera en cómo ascienden parece depender de su flotabilidad (Behn et al., 2011; Kelemen and Behn, 2016), pero trayendo a consideración las variaciones de Gd/Yb de los volcanes y la variabilidad de Ba, es posible también que su formación y eventual fusión dependa de la estructura térmica de la cuña mantélica.

El modelo que se propone para la PVN dicta que los *mélanges* se separan de la superficie de la placa de subducción en forma de diapiros y se funden a diferentes presiones, controladas esencialmente por la profundidad de la placa y el espesor de la corteza continental. Este modelo difiere conceptualmente del propuesto para Chile, por ejemplo, en donde se ha planteado que las variaciones composicionales a lo largo del arco resultan de diferencias en la fusión parcial impuestas por cambios en el espesor cortical (Turner et al., 2016). Sin embargo, el modelo presentado para la PVN comparte la particularidad de que la fusión del manto ocurre en la máxima temperatura de la cuña, que para el caso colombiano debe localizarse a diferentes presiones definidas por la arquitectura de la zona de subducción. Estos parámetros pueden explicar el por qué los volcanes a lo largo de la PVN poseen un fraccionamiento de Gd/Yb que gradualmente se incrementa hacia el sur, en donde se espera que la fusión ocurra a mayor profundidad. Las variaciones latitudinales en términos de las concentraciones de Ba podrían indicar que la profundidad de la fusión también puede ser responsable de la estabilidad de la fengita (Tsuno and

Dasgupta, 2011). Sin embargo, si el desequilibrio de la fengita fuera dependiente de la presión, observaríamos también variaciones latitudinales con respecto al Cs o Rb, dos elementos que también se incorporan en su estructura mineral.

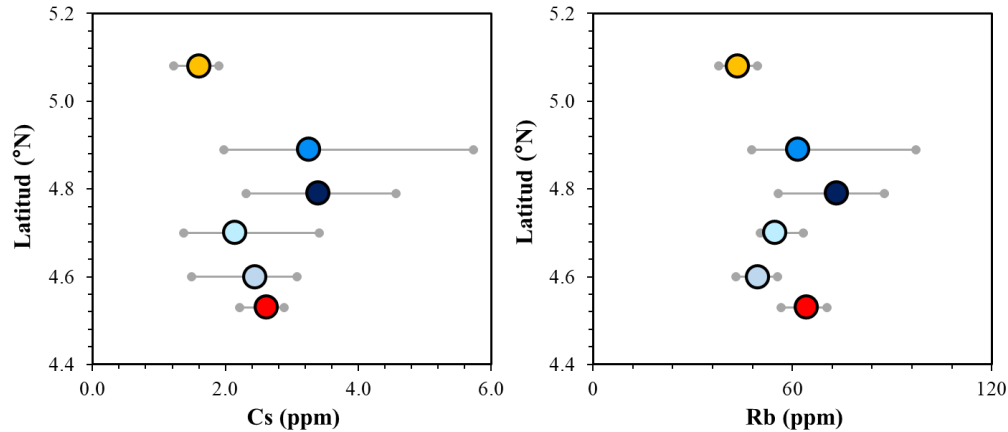


Figura 15. Relación entre el contenido promedio de de Cs y Rb a lo largo de la latitud. Como el Moho y la profundidad de la placa varían también conforme la latitud, no parece existir ninguna correlación entre la arquitectura de la corteza o la geometría de la subducción con la desestabilización de la fengita.

Sin embargo, considerando una tendencia casi invariable e incluso con algún enriquecimiento relativo de Cs y Rb en los volcanes como el Santa Isabel y el Nevado del Ruiz (Fig. 15), invocar una desestabilización de la fengita por las variaciones en la presión de fusión es injustificado. En cambio, es más probable que sea la misma barita biogénica, inherente a las condiciones de sedimentación de la cuenca de Panamá, la fase que esté controlando la distribución del Ba a lo largo de la PVN. Desafortunadamente, no existen acercamientos experimentales a altas P-T que permitan entender mejor las condiciones de estabilidad de la barita y su comportamiento en el manto. No obstante, es interesante observar que secuencias metamórficas de altas P-T pueden contener barita (Wang et al., 2014) y que existen xenolitos mantélicos profundos de Colombia que contienen barita (Weber, 1998). En efecto, esta evidencia sugiere que la barita puede ser una fase estable a condiciones relevantes de zonas de subducción.

En este modelo de diapiros se propone que las fuentes mantélicas de cada volcán son inherentemente diferentes, esencialmente porque los materiales sedimentarios en subducción son

altamente dependientes de la batimetría del piso oceánico, que para el caso de la cuenca de Panamá y la placa Nazca está controlada las crestas de Sandra y Buenaventura (Fig. 16). Las dos dorsales oceánicas subducidas en los extremos de la PVN dan origen entonces a una sedimentación heterogénea a lo largo de la trinchera que transfiere así las sistemáticas en forma de V o parabólicas a la fuente mantélica. Un modelo conceptualmente similar ha sido recientemente propuesto para explicar las variaciones a lo largo de la FVTM, donde los materiales subducidos son diferentes en respuesta a la heterogeneidad de litologías siendo erosionadas en el ante arco (Parolari et al., 2021, 2018). Derivado en gran medida de la naturaleza no erosiva de la margen colombiana, la naturaleza de los mëlanges en la PVN será principalmente sensible a los sedimentos arrastrados por la placa oceánica en subducción.

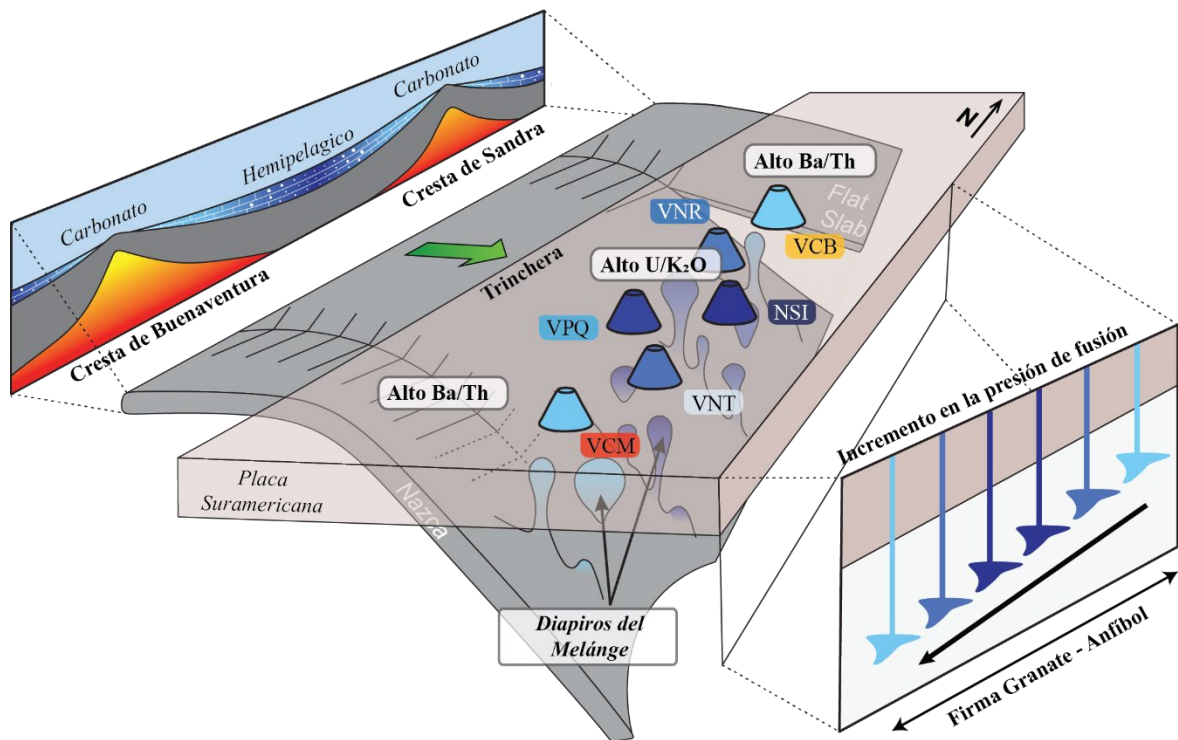


Figura 16. Modelo esquemático de la formación de la PVN. En el contexto de la subducción colombiana, los materiales en la trinchera están controlados por las condiciones de sedimentación en la cuenca de Panamá. Durante la subducción, se forman diapiros compuestos por la placa oceánica subducida, los sedimentos y el manto, que se funden a diferentes presiones siguiendo la geometría de la placa subducida y el espesor cortical. La naturaleza heterogénea de cada región mantélica da origen a la variabilidad geoquímica de los volcanes de la PVN.

Los diapiros de mëlanges que alimentan cada volcán ascienden por sus diferencias de densidad con respecto a la cuña mantélica (Behn et al., 2011; Marschall and Schumacher, 2012), pero es probable que se fundan a diferentes presiones, controlados por el estado térmico de la cuña del manto. Para el Cerro Bravo, por ejemplo, que se encuentra proyectado a una placa en subducción somera (120 km) y que intrusióna una corteza relativamente más delgada (38.5 km), se infiere que la isoterma de mayor temperatura sea más somera que para el Cerro Machín, que intrusióna una corteza más gruesa (52 km) y que se proyecta a una placa oceánica más profunda (160 km). El resultado de este procesamiento en el manto impuesto por la arquitectura de la zona de subducción colombiana explica las variaciones latitudinales de REE y el desacoplamiento que existe entre los indicadores de la profundidad de fusión (i.e. Gd/Yb) con las señales geoquímicas de la naturaleza de los sedimentos subducidos.

2.5 Aprendizajes sobre un estudio local

Este primer acercamiento detallado del arco colombiano ha permitido relacionar algunos aspectos de la oceanografía, sedimentación y tectónica de las cuencas oceánicas con la composición de los volcanes activos de una zona de subducción. Los indicadores geoquímicos que parecen ser más resilientes a la hora de reconocer esta conexión están limitados a los elementos U y Ba, que pueden estar enriquecidos a causa de la sedimentación biogénica y autigénica oceánica (Plank, 2013).

Las diferencias en términos de Th para el arco colombiano también sugieren que no toda la sedimentación continental es homogénea, y que incluso a lo largo de una pequeña sección del arco activo colombiano pueden existir señales continentales distintas. Esta observación tiene importantes implicaciones para la utilización de relaciones elementales como el Ba/Th, U/Th, U/La o Ba/La para definir el aporte entre fluidos o fundidos en el magmatismo de arco (Labanieh et al., 2012), e incluso la relación entre sedimentos hemipelágicos y carbonatados que se subducen

en otros arcos (Patino et al., 2000; Plank et al., 2002). Este estudio reconoce que la fracción de carbonato, la productividad primaria de una cuenca y la heterogeneidad de los aportes terrígenos pueden tener impactos significativos en estas relaciones elementales.

La subducción de crestas oceánicas parece tener un efecto importante en el vestigio biogeoquímico, especialmente porque controla la fracción total de CaCO_3 y de C_{Org} que se conserva en el piso marino, este último responsable del enriquecimiento autigénico de U. En este sentido, es posible que la señal de U autigénico en segmentos influenciados por las crestas de Cocos o Carnegie se vea drásticamente afectado por la elevada fracción de carbonato. Aun así, la inexistente correlación entre U/ K_2O en la PVN con los indicadores de presión (i.e. fraccionamiento de REE) parece indicar también que la arquitectura de la corteza, la profundidad de la placa o el procesamiento en el manto a diferentes P-T no alteran significativamente el registro geoquímico inherente a los materiales subducidos. Esto es especialmente importante si se piensa evaluar estos mismos indicadores biogeoquímicos en zonas de subducción con características distintas.

CAPÍTULO DOS

Biogeodinámica del Pacífico Ecuatorial del Este

1. La margen del Pacífico Ecuatorial del Este

1.1 Marco geotectónico

Al igual que para la margen colombiana, la actual configuración del PEE es el resultado de la compleja evolución y subducción de la antigua placa Farallones desde el Jurásico tardío (Bustamante et al., 2016). La subducción de Farallones durante una gran parte del Cenozoico dio lugar a varios arcos magmáticos ubicados a lo largo de una margen probablemente discontinua y fragmentada por bloques oceánicos y continentales (Cardona et al., 2018; Gazel et al., 2021). Solo hacia finales del Neógeno, la aglomeración de estos bloques, o unidades geotectónicas (p ej. Chortis, Mesquito, Panamá, Chocó, Suramérica), formaron una margen continental menos fragmentada que hoy conecta Norte, Centro y Suramérica. Y aunque las reconstrucciones paleogeográficas muestran una subducción prolongada durante todo el Cenozoico, la fisión de la placa de Farallones a los ~23 Ma para formar a las placas oceánicas de Cocos y Nazca (Lonsdale, 2005) da origen a una serie de cuencas oceánicas distintas y separadas. Esta segmentación se da principalmente a lo largo de la divergencia del piso oceánico de la dorsal del Pacífico (Lonsdale and Klitgord, 1978), y por supuesto, por la formación de las crestas oceánicas de Cocos y Carnegie por el efecto del movimiento del piso marino sobre el punto caliente de Galápagos que hoy separan a la subcuenca de Panamá, de la de Guatemala (Gutscher et al., 1999; McGirr et al., 2021). La convergencia de las recientemente formadas placas de Cocos, Nazca y Rivera da origen a los arcos activos que bordean el PEE, que se han dividido convenientemente en tres regiones: México, Centroamérica y Colombia (Fig. 17).

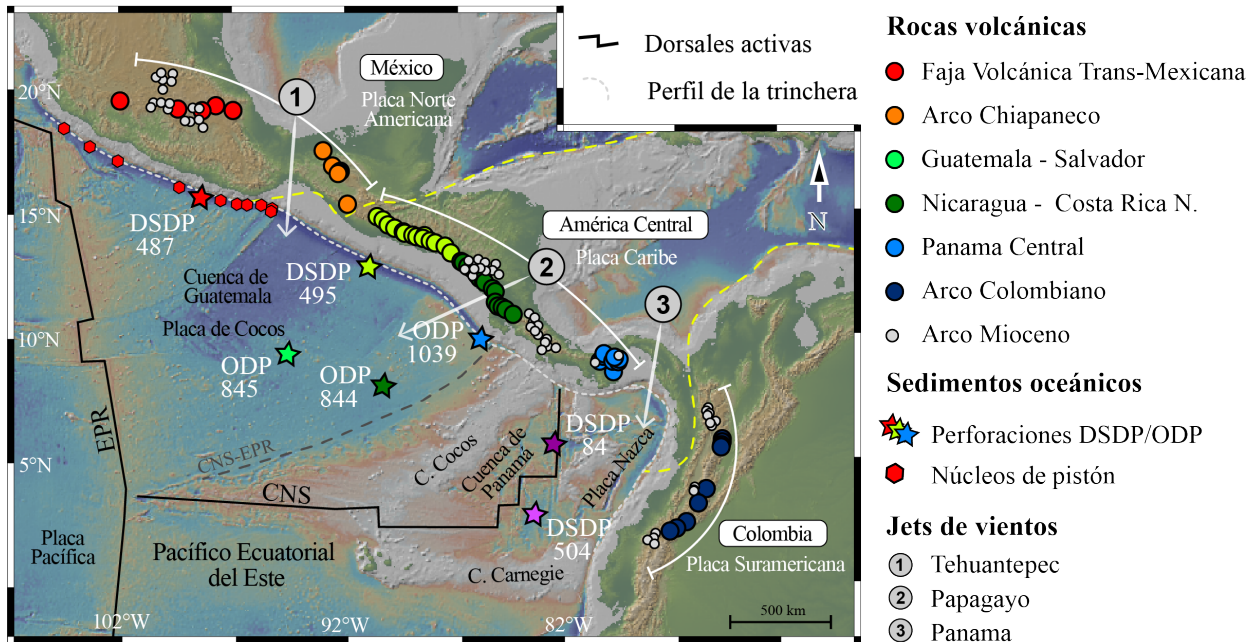


Figura 17. Mapa generalizo de la tectónica del PEE en donde se observan las localizaciones de las perforaciones del DSDP/ODP, los estratovolcanes activos y la ubicación de las rocas volcánicas miocénicas consideradas en este estudio. También se plotea la localización y dirección de los jets de vientos de Tehuantepec, Papagayo y Panamá. EPR son las siglas en inglés de la dorsal del Pacífico del Este, y CNS las siglas en inglés para la divergencia de Cocos-Nazca. Las líneas amarillas punteadas denotan los principales límites tectónicos.

Hacia el norte, la sección mexicana incluye la FVTM, un arco continental activo emplazado en una corteza gruesa y variable (35-50 km) que ha estado influenciado por la subducción oblicua de las placas de Rivera y Cocos por debajo de una zona geológicamente compleja de Norteamérica (Gómez-Tuena et al., 2018b). Dentro de la sección mexicana, el arco Chiapaneco representa una evidencia magmática un poco más dispersa y limitada, que se ha construido encima de un basamento Paleozoico relativamente grueso (~53 km) (Weber et al., 2007). El arco Chiapaneco está influenciado por la placa de Cocos, debajo de lo que parece ser un límite transformante muy difuso que separa las placas del Caribe y Norteamérica (Garduño-Monroy et al., 2015; Manea and Manea, 2006). En Centroamérica, el AVAC está influenciado por la subducción de la placa de Cocos por debajo de la placa Caribe, e intrusiona un basamento heterogéneo que está constituido

por bloques tectónicos con orígenes distintos. Hacia el centro, en la zona de Nicaragua, el basamento es más máfico, joven y delgado (35 km), mientras que en Guatemala y Panamá el basamento es más félsico, antiguo y grueso (45 km) (Gazel et al., 2021; Lücke, 2014; Saginor et al., 2013). El magmatismo de arco en Panamá es relativamente más disperso que en otras secciones del AVAC, pero reaparece en Suramérica con el arco de los Andes del Norte de Colombia y Ecuador (Barragan et al., 1998; Bryant et al., 2006; Errázuriz-Henao et al., 2019; Marín-Cerón et al., 2019).

A diferencia de la heterogeneidad de las zonas de subducción que origina el magmatismo reciente, los arcos miocénicos de México, Centroamérica y los Andes del Norte resultan de los componentes en subducción formados y depositados en el contexto de la antigua placa de Farallones (Gazel et al., 2021; Jaramillo et al., 2019). Las evidencias volcánicas de este evento magmático están distribuidas en cada una de las secciones (Fig. 17), y su posición geográfica parece responder en gran medida a los cambios locales en la geometría de la placa oceánica. En México, se cree que la formación de un régimen tectónico de subducción plana durante el Mioceno Medio desplazó gradualmente el arco volcánico miocénico (20-8 Ma) cerca de ~100 km al norte de la posición del arco actual (Mori et al., 2007), mientras que en Chiapas, las rocas plutónicas miocénicas (12-9) se emplazaron a lo largo de una zona de cizalla transpresiva al frente del arco activo Chiapaneco (Molina-Garza et al., 2015). En Centroamérica, la formación gradual de una subducción tipo *Roll-back* parece haber contribuido a la migración del frente volcánico hacia la trinchera, ubicando la mayoría del magmatismo miocénico (25-7 Ma) en una posición de tras-arco con respecto al frente volcánico moderno (Gazel et al., 2021). En contraste, el arco miocénico de los Andes del Norte (12-6 Ma) se encuentra en una posición más cercana a la trinchera en relación con el frente volcánico activo (Jaramillo et al., 2019; Leal-Mejía et al., 2019; Weber et al., 2020), debido principalmente a la formación de una subducción plana durante el Mioceno tardío (Wagner et al., 2017).

1.2 Edad de los materiales subducidos

Establecer las edades de las fuentes sedimentarias subducidas es especialmente importante si se busca definir su impacto en el magmatismo del arco, principalmente porque las evidencias y vestigios de la variabilidad climática, medio ambiental y oceanográfica impacta los sedimentos de maneras diferentes en el tiempo y en el espacio.

La reconstrucción de la edad de los sedimentos subducidos depende esencialmente de dos factores: 1) la edad de la placa oceánica en subducción, que representa el límite inferior de la edad de la secuencia y 2) el tiempo que transcurre entre la sedimentación oceánica justo en la trinchera y el transporte del material sedimentario a una posición debajo del arco, que representa el límite superior de la edad de la secuencia. Para estos cálculos se utilizaron las reconstrucciones cinemáticas de las placas tectónicas y sus tasas de convergencia, la distancia entre el arco y la trinchera, las variaciones de la edad de la placa en la trinchera y la edad del magmatismo. La ecuación utilizada es la siguiente (Eq. 2):

$$\text{Rango de edad (R)} = \text{Edad placa oceánica (Ma)}_{\min}, \left(\frac{\text{trayectoria de subducción (km)}}{\text{convergencia ortogonal } \left(\frac{\text{km}}{\text{Ma}}\right)} + \text{edad del magmatismo} \right)_{\max}$$

Ecuación 2

La figura 18 muestra un diagrama esquemático de cómo se calculan los rangos de edades de las fuentes sedimentarias utilizando las rocas más jóvenes (6 Ma) del arco Mioceno de Colombia como ejemplo. Primero, se considera una trayectoria de subducción utilizando la distancia entre la trinchera y la profundidad de la placa oceánica actual (Hayes et al., 2018), y este valor se divide por la convergencia ortogonal de la placa Nazca o Cocos reciente (Müller et al., 2008), asumiendo

que ha sido relativamente constante durante el Neógeno y por lo tanto invariable para los arcos activos y miocénicos. Es importante observar que, en el caso del Mioceno, las muestras consideradas tienen una edad de 6 Ma, y por lo tanto la edad de los sedimentos subducidos resulta de la suma entre el tiempo transcurrido por el sedimento subducido y la edad del magmatismo. Luego, para calcular el límite inferior, se obtienen las edades de la placa oceánica en la trinchera a los 10.9 Ma (i.e. ~87 Ma) de acuerdo a las reconstrucciones de GPlates (Fig. 19) (Müller et al., 2018).

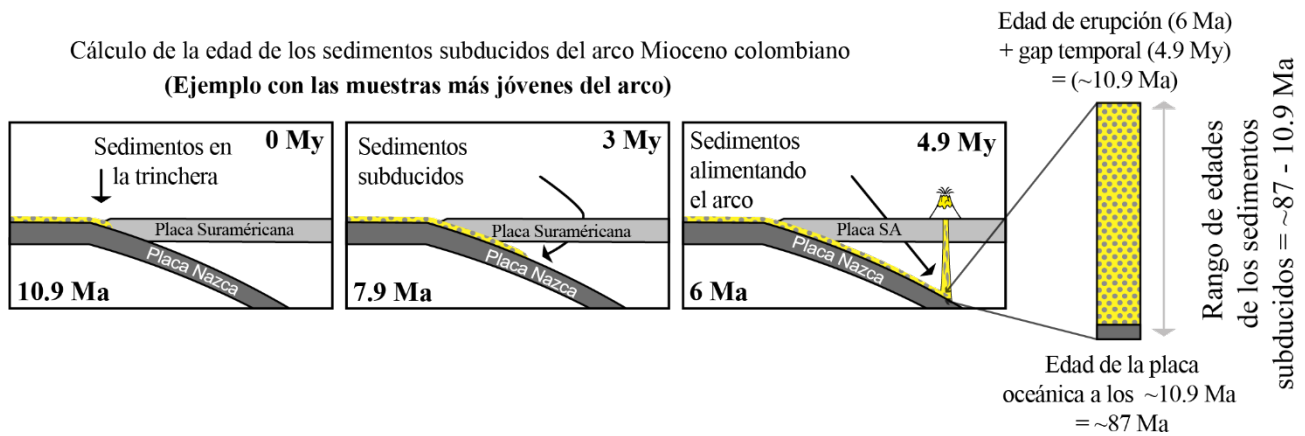


Figura 18. En este diagrama esquemático se ilustra cómo se calcularon los rangos de edades de los sedimentos subducidos en cada arco. Para el ejemplo del Mioceno, su rango de edad se encuentra entre la edad de la placa oceánica en subducción y la edad del vulcanismo menos al gap temporal impuesto por la trayectoria desde la trinchera a la fuente mantélica.

Cada uno de estos cálculos fue realizado en seis diferentes porciones de la margen del PEE, considerando un promedio de los parámetros previamente descritos. Los resultados de la estratigrafía volcánica y de los sedimentos de subducción se encuentran graficados en la figura 20, en donde se evidencia las fuentes sedimentarias en términos de la edad de los materiales que potencialmente influenciaron el magmatismo del PEE.

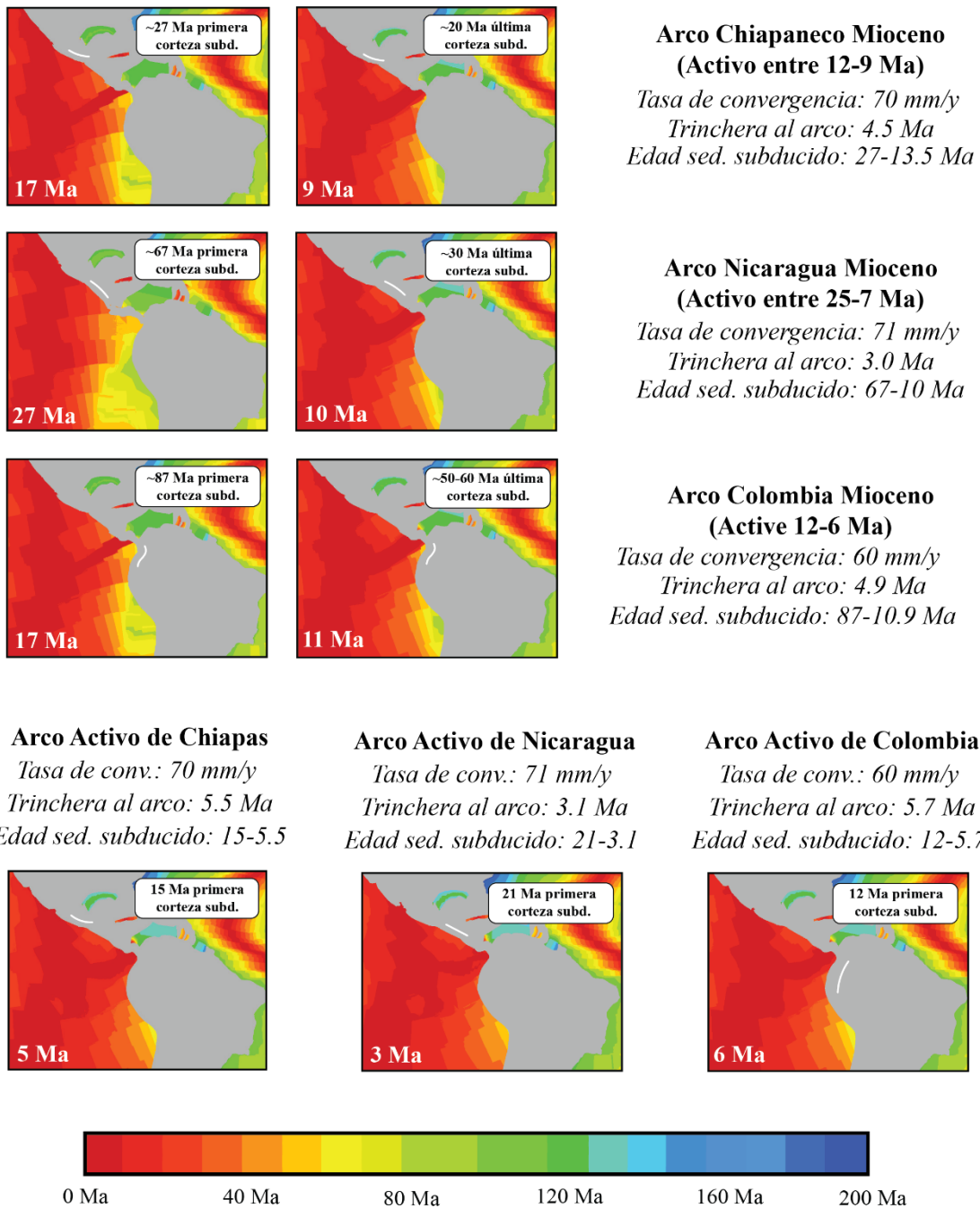


Figura 19. Representaciones de las edades de las placas oceánicas del PEE para tres segmentos de la margen PEE y considerando sus respectivos arcos miocénicos y activos (Müller et al., 2018).

Estas reconstrucciones indican que los volcanes miocénicos fueron alimentados por materiales que no pueden ser más jóvenes que 10-12 Ma, y que para el caso de Centroamérica y Colombia pueden ser tan antiguos como el Cretácico Tardío. Esto demuestra que el arco miocénico estuvo

influenciado principalmente por sedimentos depositados en el contexto de la antigua placa de Farallones. Por el contrario, el arco activo ha sido alimentado por materiales subducidos más jóvenes (< 11 Ma), todos formados en el contexto de la fragmentación de Rivera, Cocos y Caribe. De hecho, para la margen de Centroamérica, las edades de estos materiales pueden ser tan jóvenes como el Plio-Pleistoceno, en gran medida debido a la rápida tasa de convergencia y a la poca distancia que existe entre la trinchera y el frente volcánico.

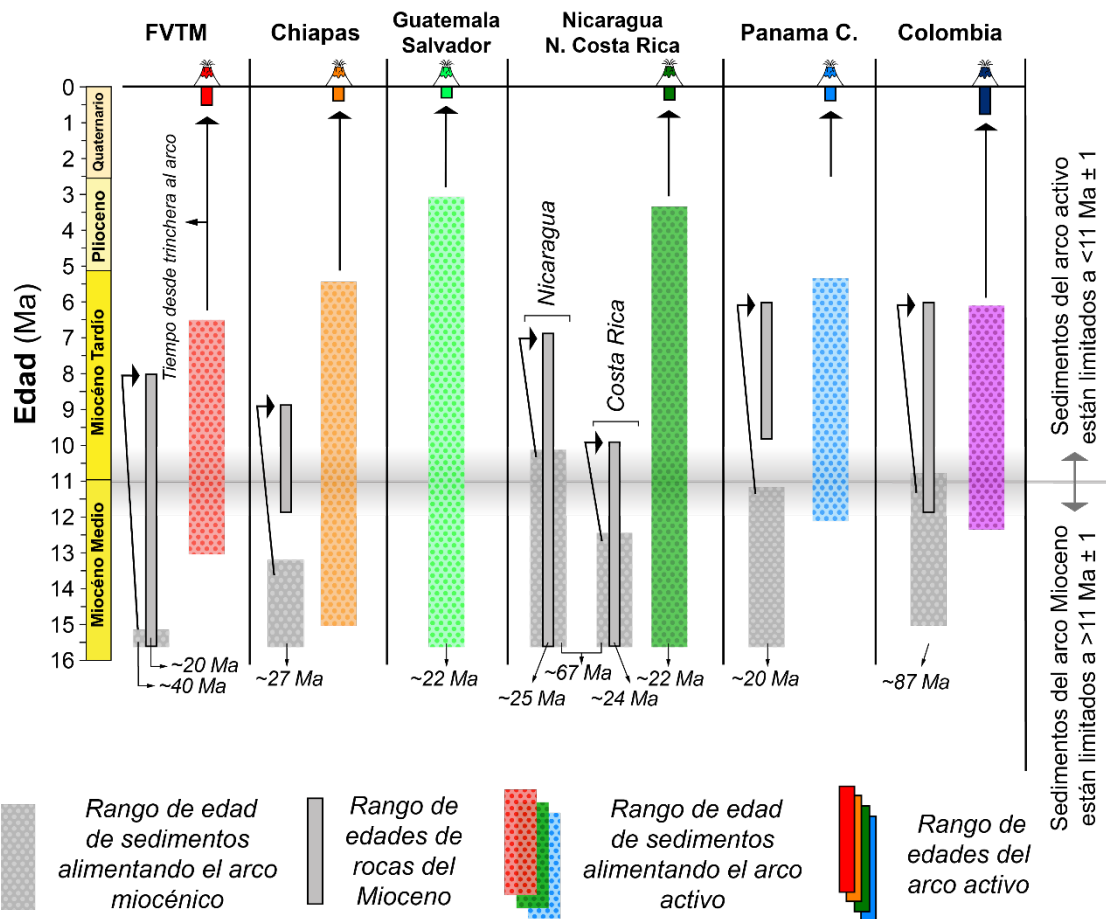


Figura 20. Estratigrafía volcánica y sedimentaria del PEE, mostrando las estimaciones de las edades de los sedimentos subducidos involucrados en la formación del arco miocénico y del arco activo. Las líneas con flecha negra representan el tiempo que le toma a cualquier material en la trinchera para llegar a la región mantélica ubicada justo debajo del arco, considerando las diferentes trayectorias que resultan de las particularidades tectónicas de cada uno.

1.3 Marco oceanográfico y sedimentológico

1.3.1 Fluctuaciones en el espacio

Al igual que para la cuenca de Panamá, las dinámicas oceanográficas y su efecto en la sedimentación de piso marino dentro del PEE son el resultado de la interconexión entre la tectónica, el clima y la biología (Pennington et al., 2006). Las condiciones marinas en el PEE están gobernadas por cuerpos de agua fuertemente estratificados, cuya estructura se desintegra durante el periodo invernal por la acción de los vientos alisios en la medida que la Zona de Convergencia Intertropical (Intertropical Convergence Zone; ITCZ) migra paulatinamente hacia el sur. En particular tres corrientes de viento que atraviesan una topografía irregular en el paso de Chivela, el lago Nicaragua y el istmo de Panamá (O’Dea et al., 2012) forman tres zonas de influencia en los golfos de Tehuantepec, Papagayo y Panamá (Fig. 17 y 21). El efecto de estas corrientes de viento, o jets, son particularmente notables durante el invierno boreal, cuando las diferencias de temperatura entre el Ecuador y el Polo Norte incrementan. La acción de estos jets desplaza el agua caliente superficial, y crea zonas de surgencia que transportan aguas más profundas y ricas en nutrientes hacia la superficie marina. Como sucede en la reconocida lengua de Humboldt, en Perú, los microorganismos fotosintéticos prosperan fácilmente en estas condiciones, formando la base de una cadena alimenticia muy productiva (Pennington et al., 2006).

Una buena manera de observar estas interrelaciones es a través de una comparación entre la topografía, la velocidad del viento, la temperatura superficial del agua de mar y la concentración de C_{Org} particulado (POC) en el agua. Las imágenes satelitales de la figura 21 son representativas de las condiciones oceanográficas en la temporada invernal entre 2003 y 2022, y definen la

confluencia de estos factores para formar las tres zonas de surgencia y alta productividad en los Golfos de Tehuantepec, Papagayo y Panamá.

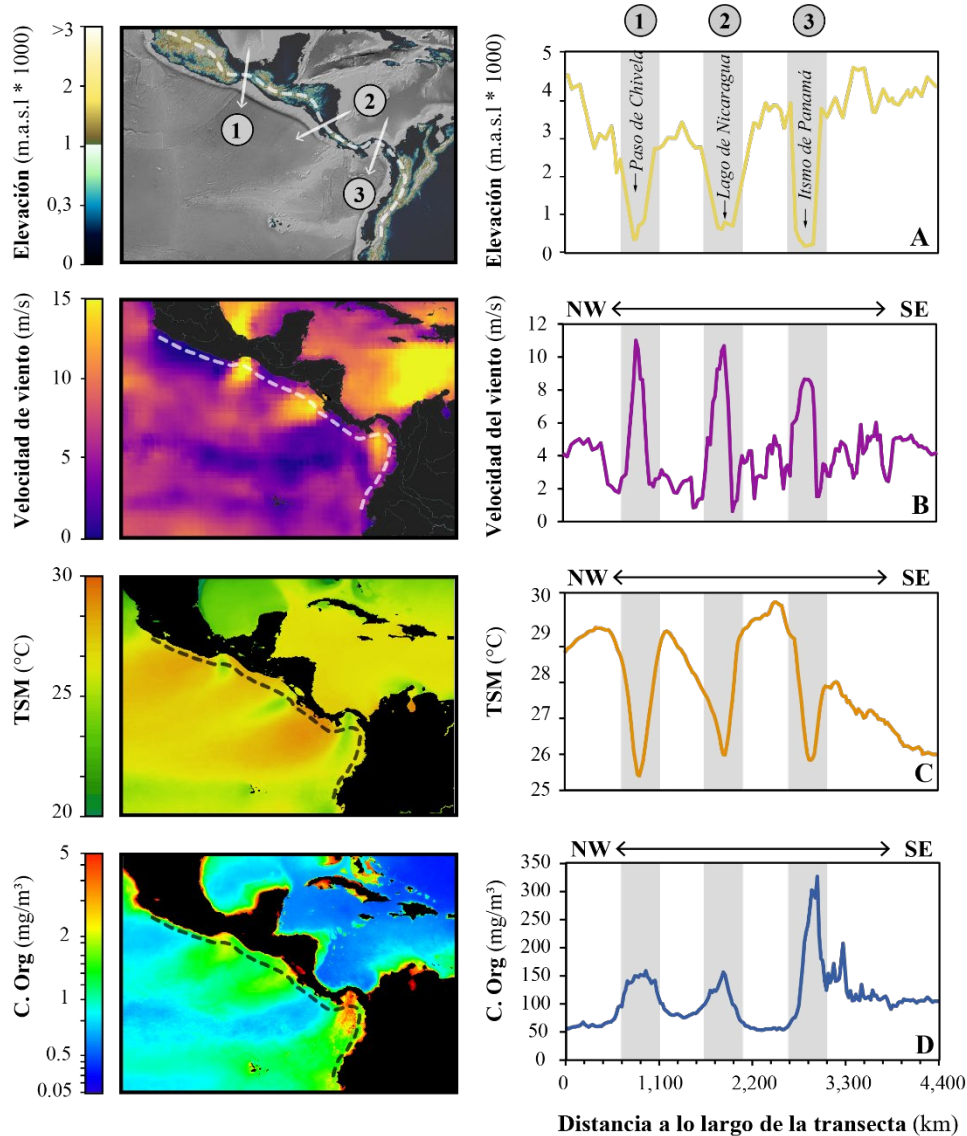


Figura 21. Condiciones topográficas (A), atmosféricas (B) y de las condiciones medioambientales superficiales (C, D) del PEE. (A) Los perfiles topográficos fueron obtenidos siguiendo los puntos de mayor elevación a lo largo de líneas perpendiculares separadas 55 km que interceptan la transecta de la trinchera. El panel a la derecha muestra el perfil topográfico y los puntos de baja elevación. El mapa topográfico y su perfil fueron obtenidos de GMRT (Ryan et al., 2009). (B) velocidad del viento obtenida por métodos remotos en el pico del invierno boreal (febrero, 2020: Copernicus (<https://marine.copernicus.eu/>)). El panel del perfil del viento fue construido utilizando 140 puntos separados por 30 km lo largo de la transecta de la trinchera.

Continuación Figura 21: (C) promedios de la temperatura superficial del mar (TSM) obtenidos del MODIS-Aqua con resolución de 4 km para los inviernos boreales entre 2003 y 2020 (<https://www.earthdata.nasa.gov/>). (D) promedios del C_{Org} superficial obtenidos del MODIS-Aqua con resolución de 4 km para los inviernos boreales entre 2003 y 2020 (<https://www.earthdata.nasa.gov/>). Los perfiles de TSM y C_{Org} fueron construidos con ~200 puntos distribuidos a 20 km de cada uno a lo largo del transecto que sigue la trinchera. Las líneas verticales grises representan la confluencia de estos factores en la formación de las zonas de surgencia del golfo de (1) Tehuantepec, (2) Papagayo y (3) Panamá.

Este acercamiento satelital demuestra que las condiciones marinas superficiales a lo largo del PEE son heterogéneas, y que la productividad primaria se focaliza solo en algunas zonas donde hay una interrelación entre factores climáticos y topográficos. Sin embargo, es incierto si estas variaciones medioambientales superficiales pueden tener influencia en la sedimentación en el piso marino. En específico, es importante considerar si la actividad biológica más vigorosa en las zonas de influencia de los jets puede impactar la composición en términos de los bioindicadores de U o Ba. A pesar de que los sedimentos oceánicos mismos pueden brindar información importante, las perforaciones de los DSDP y ODP están pobremente distribuidas a lo largo del PEE, y solo en algunas localidades, como en México y Guatemala, existen muestreos cercanos a la trinchera que pueden representar de mejor manera los materiales próximos a subducir.

Para obtener un registro sedimentario que pudiera ser representativo de las heterogeneidades observadas en las imágenes satelitales, se han analizado también los sedimentos muestreados en la capa superficial del piso marino distribuidos a lo largo de la margen mexicana (ver también Sección B y Anexo 3.1), que se acercan a la zona de influencia del jet de Tehuantepec (Fig. 23). A diferencia de los DSDP de la cuenca de Panamá previamente descritos, estos sedimentos están cercanos a la margen continental, y por lo tanto una importante fracción debe estar controlada por los aportes detríticos. En estas situaciones, es particularmente importante normalizar por la fracción detrítica para filtrar de manera directa los aportes autigénicos (ver Sección C, Eq. 1). Al evaluar los mismos elementos indicadores (U y Ba) como se hizo para la cuenca de Panamá, pero con su normalización detrítica (de aquí en adelante $x_{S_{U_{Sed}}}$ y $x_{S_{Ba_{Sed}}}$) es notable observar que los

sedimentos muestreados frente al Jet de Tehuantepec tienen mucho más U y Ba que los sedimentos en donde no existe la influencia de las zonas de surgencia marina. (Fig. 23).

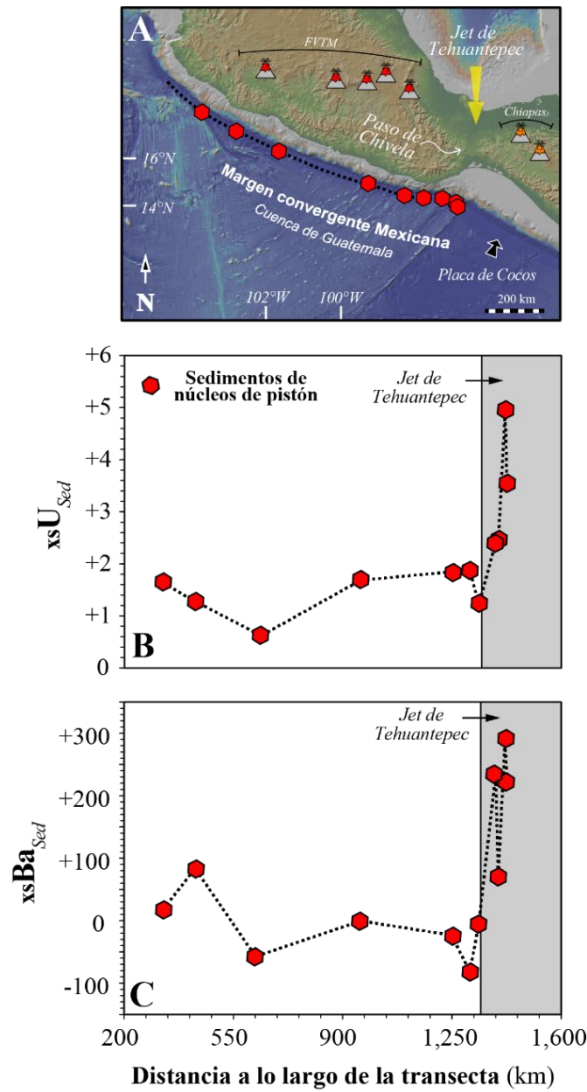


Figura 23. Composición en términos de xsU_{Sed} y $xsBa_{Sed}$ de sedimentos cercanos a la trinchera mexicana. (A) Mapa de localización detallada de los sedimentos obtenidos por núcleos de pistón y de la posición del jet de Tehuantepec, controlada por la baja topografía del paso de Chivela. (B, C) variación de xsU_{Sed} y $xsBa_{Sed}$ a medida que los sedimentos se acercan a la influencia del jet de Tehuantepec.

Tomando en consideración los resultados presentados para la cuenca de Panamá, en donde los sedimentos más ricos en C_{Org} también tienen altas concentraciones de U y Ba, esta evidencia refuerza el hecho de que existe una relación entre las zonas de surgencia, la productividad primaria,

la preservación de la materia orgánica en el piso marino, y el enriquecimiento de U y Ba. Y no solo eso, si estas variaciones se observan en el sedimento próximo a subducir en la trinchera mexicana, es posible que también exista un enriquecimiento de U y Ba en los sedimentos depositados frente a otras zonas de surgencia, como las del Golfo de Papagayo y Panamá. Evidentemente, esta evidencia sedimentaria es relevante solo para los procesos oceanográficos del Holoceno, y dado que existirá siempre un gap temporal entre los sedimentos en la trinchera y aquellos posicionados debajo del arco (sección 1.2 de este capítulo), es necesario también observar las sistemáticas composicionales de los sedimentos más antiguos para entender por qué y cuando se establecieron las condiciones actuales.

1.3.2 Fluctuaciones en el tiempo

Las variaciones seculares de C_{Org} , $CaCO_3$, y los elementos de interés en los sedimentos perforados a lo largo del PEE se observan en la Figura 24. Independiente de su posición, todos los sedimentos muestran un aumento significativo de C_{Org} a aproximadamente a los 11 Ma. Teniendo en cuenta que las relaciones de C/N de las mismas perforaciones nunca exceden los valores típicos de la materia orgánica marina de ~14 (Kimura et al., 1997; Li and Bebout, 2005; Pedersen et al., 1991), lo más probable es que el aumento secular de C_{Org} esté relacionado con la actividad biológica, y no con un aporte terrígeno del continente. Las concentraciones de $CaCO_3$ decrecen rápidamente en todas las perforaciones de la cuenca de Guatemala a los ~11 Ma, reflejando lo que se conoce como el “crash del carbonato”, una disminución global en la acumulación del $CaCO_3$ durante el Mioceno medio-tardío (Jiang et al., 2006; Lyle et al., 1995). Sin embargo, los sedimentos de la cuenca de Panamá no siguen esta misma tendencia, no solo porque fueron depositados en un contexto de mayor productividad impuesta por su posición en la divergencia ecuatorial, sino también porque los sedimentos más antiguos se formaron en un alto batimétrico formado por la dorsal de Costa Rica (ver sección 1.3, capítulo 1).

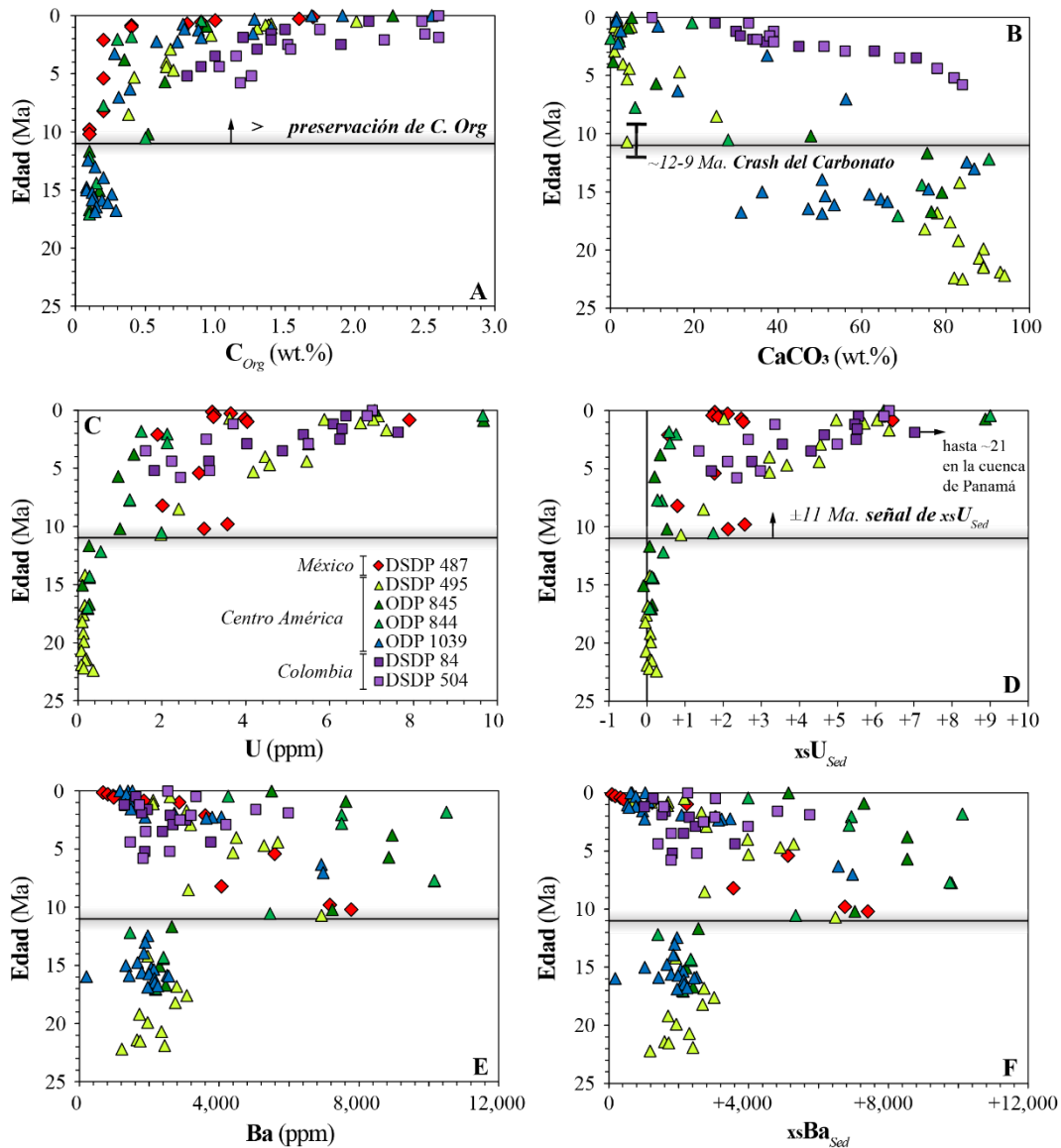


Figura 24. Composición de los sedimentos del PEE. (A y B) La estratigrafía sedimentaria y las concentraciones de C_{Org} y $CaCO_3$ fueron obtenidas de los reportes de las expediciones del Leg 66 (DSDP 487, margen mexicana: Watkins y Moore, 1982), Leg 67 (DSDP 495, Cuenca de Guatemala: Aubouin y von Huene, 1982), Leg 138 (ODP 844-845, Cuenca de Guatemala: (Ayer et al., 1992), Leg 170 (ODP 1039, Cuenca de Guatemala: Kimura et al., 1997), Leg 69 (DSDP 504, Cuenca de Panamá: Cann et al., 1983) and Leg 9 (DSDP 84, Cuenca de Panamá: von Huene y Aubouin, 1985). (B, C, D y E) variaciones seculares de las concentraciones de U y Ba y de los factores de normalización xsU_{Sed} y $xsBa_{Sed}$ de los sedimentos del PEE.

De manera similar a las sistemáticas observadas en la cuenca de Panamá, el U también incrementa conforme lo hace el C_{Org} (Fig. 24). Aun así, y como se discutió en un principio, las concentraciones

de U pueden ser también un reflejo del aporte terrígeno proveniente de la margen continental, y considerando que las perforaciones se encuentran a diferentes distancias de la trinchera, lo más adecuado para evaluar los procesos biogénicos y autigénicos de la cuenca es discutir las sistemáticas seculares con respecto a sus excesos ($x_{sU_{Sed}}$ y $x_{sBa_{Sed}}$: ver Sección C, Eq. 1).

Al observar esta normalización, es evidente que el aumento en concentración de U no puede ser explicado solamente por un aporte terrígeno. En cambio, su incremento debe ser consecuencia del aumento a los ~11 Ma de la conservación de C_{Org} y de su efecto en la precipitación de U autigénico en el piso marino. En contraste, las concentraciones Ba y los valores de su normalización por aportes continentales ($x_{sBa_{Sed}}$) son altos para todos los sedimentos, incluso para aquellos que carecen de $x_{sU_{Sed}}$ positivo (Fig. 24). Esto indica que la precipitación de barita biogénica, y por lo tanto del aumento en la productividad primaria en el PEE, ha sido importante desde el menos el Mioceno temprano. Sin embargo, y en contraste con las sistemáticas de $x_{sU_{Sed}}$ y C_{Org} que incrementan gradualmente con el tiempo, el $x_{sBa_{Sed}}$ parece tener un máximo en el Mioceno tardío, para luego disminuir hacia el Plioceno. Esto sugiere que han existido aparentes cambios en la productividad primaria de todo el PEE durante los últimos ~15 Ma, pero también que la relación entre $x_{sU_{Sed}}$, C_{Org} y $x_{sBa_{Sed}}$ parece estar desacoplada durante ciertos periodos.

En resumen, el registro sedimentario muestra que existió un cambio drástico en las condiciones sedimentológicas y oceanográficas a los ~11 Ma. Por un lado, la preservación del $CaCO_3$ disminuyó en el crash del carbonato, mientras que la productividad y conservación de la materia orgánica aumentaron, como lo demuestran las variaciones de $x_{sU_{Sed}}$ y $x_{sBa_{Sed}}$. Se podría inferir que el aumento en los bioindicadores de los sedimentos perforados refleja la aparición de zonas de surgencia, pero de nuevo, esto es difícil de evaluar con la distribución actual de perforaciones del piso oceánico porque a los ~11 Ma muchas de ellas estaban retiradas de la margen y por lo tanto alejadas de la zona de influencia de los jets de Tehuantepec, Papagayo y Panamá. Es decir, este registro no es suficiente para definir si las variaciones medioambientales que se observan

actualmente a lo largo de la margen (i.e. las zonas de surgencia asociadas a los jets de viento) comenzaron a los ~11 Ma o mucho después.

1.4 Cierre de la vía marítima de Centroamérica

Muchos autores han considerado que la disminución en las tasas de acumulación de CaCO_3 a los ~11 Ma (Fig. 24), generadas en el contexto del “crash del carbonato”, estuvo influenciada por el cierre de la vía marítima de Centroamérica (de aquí en adelante: CAS, por sus siglas en inglés) (Farrell et al., 1995; Lyle, 2003; Lyle et al., 1995; Plank et al., 2002). Estos autores sugieren que la interrupción del paso de aguas poco corrosivas del Caribe al Pacífico derivó en una somerización de la lisoclina y de la curva de compensación del carbonato (CCD, por sus siglas en inglés), resultando en una pobre conservación del CaCO_3 en el piso marino. Sin embargo, no es del todo claro si el cierre del CAS pudo haber influenciado también la productividad primaria (i.e. $x_{\text{Base}}^{\text{sed}}$) de todo el PEE, o incluso el cambio gradualmente incremental de la producción y conservación del C_{Org} .

Aparte de la influencia que pudo haber tenido en términos locales, el cierre del CAS también ha estado relacionado con el inicio de la circulación termohalina responsable del transporte de nutrientes a lo largo del océano global (Schneider and Schmittner, 2006), el comienzo de la glaciación generalizada en el hemisferio norte (Molnar, 2008), la formación del mar Caribe (Jaramillo, 2018), el gran intercambio biótico de las Américas (Bacon et al., 2015; O’Dea et al., 2016) o la formación de la circulación de vuelco meridional del Atlántico (conocida como la AMOC, por sus siglas en inglés) (Kirillova et al., 2019). Por supuesto, muchos de estos eventos ocurrieron en temporalidades distintas, y por lo tanto reconocer el momento preciso en que el CAS se cerró completamente ha llevado a más de dos décadas de un intenso debate (ver Montes et al., 2015; O’Dea et al., 2016). No es el principal objetivo de este trabajo definir la temporalidad o los

efectos del CAS. Sin embargo, las interpretaciones presentadas más adelante nacen de un registro inexplorado de la región que sin duda contribuye a un mejor entendimiento de este importante suceso geológico.

Para los fines del contexto tectónico y oceanográfico presentado anteriormente, conocer la temporalidad del cierre del CAS es importante esencialmente porque la formación del istmo de Panamá es un prerequisite para la creación zona de surgencia asociada al jet de Panamá, en sí misma responsable de la sedimentación y composición de los sedimentos subducidos a lo largo de la margen colombiana. Por supuesto, si el cierre del CAS y el establecimiento del istmo de Panamá ocurre a los ~2.8 Ma, como sugieren algunos estudios (O’Dea et al., 2016; Woodburne, 2010 y referencias contenidas en estas publicaciones), la zona de surgencia del jet de Panamá tendría efectos en la sedimentación solo desde Plioceno. Esta es una edad significativamente más joven que la de los sedimentos que potencialmente influenciaron el arco colombiano (ver Sección 1.2 de este capítulo). En cambio, si el cierre se da a los ~15 Ma, como se ha propuesto alternativamente (Bacon et al., 2015; Montes et al., 2015), entonces es posible que la evolución del CAS haya contribuido a las variaciones registradas en los sedimentos del PEE a lo largo del Mioceno medio y tardío, y que su efecto en los sedimentos subducidos se vea posiblemente reflejada en el magmatismo de arco.

1.5 Los volcanes de las márgenes del PEE

Como en la Provincia Volcánica de Colombia (PVN) (ver sección 1.4, capítulo 1), los estratovolcanes activos de los arcos de Centroamérica y México también producen rocas con la firma geoquímica arquetípica de subducción. Sin embargo, existe también evidencia de que rocas volcánicas de tipo interplaca, potásicas y trondjemíticas han hecho erupción dentro del mismo contexto tectónico. En México, estas se reconocen en conos parásitos cercanos a los

estratovolcanes o como conos cineríticos que dan origen a extensos campos volcánicos monogenéticos (Gómez-Tuena et al., 2018b), mientras que en Centroamérica se encuentran dispersas en el tras-arco (Hoernle et al., 2008) o en el frente volcánico mismo, pero solo en los lugares en donde existe una influencia directa por la subducción de la cresta oceánica de Cocos (Gazel et al., 2009). De manera que para filtrar la gran diversidad de productos volcánicos de la margen del PEE es necesario aplicar los criterios de selección previamente descritos en los acercamientos metodológicos (Sección B-a). Sumado a esto, y con base en lo discutido en las secciones anteriores, la compilación final también incluye dos filtrados adicionales. En el primero, se excluyen los segmentos de Ecuador y Costa Rica central por su posición con respecto a la proyección en profundidad de las crestas oceánicas de Cocos y Carnegie, que resultan en composiciones anómalas del magmatismo (Gazel et al., 2009). Además, por estar muy por encima de la lisoclina, estos segmentos de la subducción están influenciados por una cantidad anómala de carbonato. Un segundo filtro excluye también las rocas riolíticas, esencialmente porque la cristalización de la biotita o feldespato potásico durante la diferenciación tardía podrían alterar drásticamente las relaciones de U-Ba-K₂O.

El resultado final de la compilación incluye datos de elementos mayores y traza de 869 rocas de la FVTM, el arco Chiapaneco, el AVAC y los Andes del Norte Colombiano; y 235 datos de las rocas del arco Mioceno de todo el PEE. Una observación primaria de esta compilación es que existe un sesgo en la distribución hacia andesitas y dacitas en la FVTM y Colombia, y hacia basaltos y andesitas basálticas en el AVAC (Fig. 25). Sin embargo, aunque las rocas de la FVTM y Colombia son más félsicas, estas también tienen un #Mg más alto. Como es evidente, adoptar un filtrado secundario para incluir rocas con solo alto #Mg o incluyendo solo basaltos, como se ha propuesto en algunos acercamientos de la sistemáticas globales de los arcos (Schmidt and Jagoutz, 2017; Turner et al., 2016; Turner and Langmuir, 2022a, 2015a), eliminaría un porcentaje significativo (~90%) del registro del magmatismo del PEE. Estos filtrajes surgen de la idea de que

las rocas más diferenciadas (i.e. más SiO₂, bajo Mg#) son productos derivados secundarios de un mismo magma basáltico.

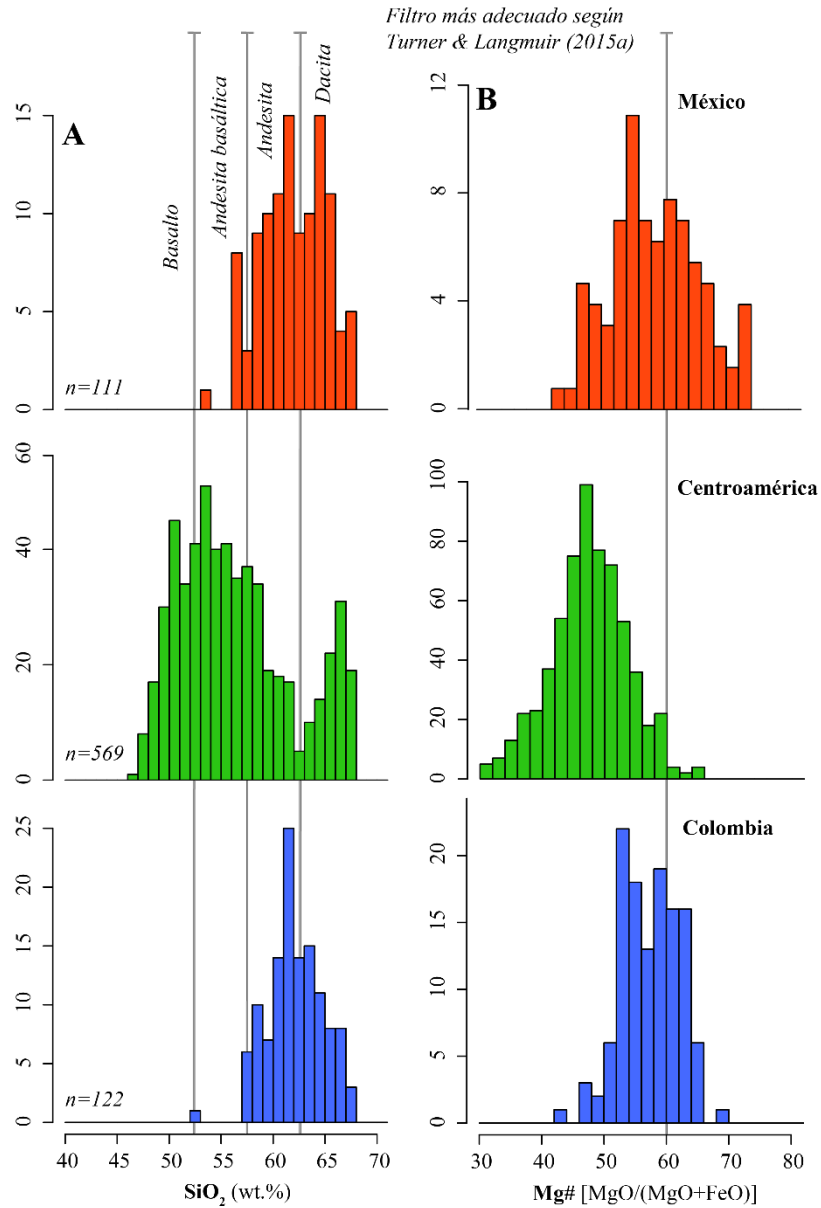


Figura 25. Histograma de frecuencia de SiO₂ y #Mg para las rocas de todo el PEE, subdivididas entre la sección mexicana, centroamericana y colombiana. La tendencia hacia un alto SiO₂ en los arcos mexicanos y colombianos implica que un filtro basáltico eliminaría casi la totalidad de estos dos segmentos. En cambio, un filtraje por #Mg a 60 eliminaría casi por completo el arco centro americano.

Sin embargo, se ha reconocido que las sistemáticas composicionales de los volcanes activos del PEE son en cambio el producto de mezclas entre fundidos de los diferentes materiales de la subducción y el manto (Gómez-Tuena et al., 2018a, 2007; Goss and Kay, 2006; Parolari et al., 2021, 2018; Patino et al., 2000; Plank, 2005; Plank et al., 2002). Si esta hipótesis es correcta, entonces los productos basálticos y los productos félsicos, cuya mezcla es responsable de generar sistemáticas geoquímicas lineales en los elementos mayores, deberían ser igual de importantes y ambos deberían contener información relevante para reconocer los diferentes componentes involucrados en su formación. Para definir las variaciones seculares en las concentraciones de U y Ba se compararán las sistemáticas composicionales entre el arco activo y los arcos miocénicos.

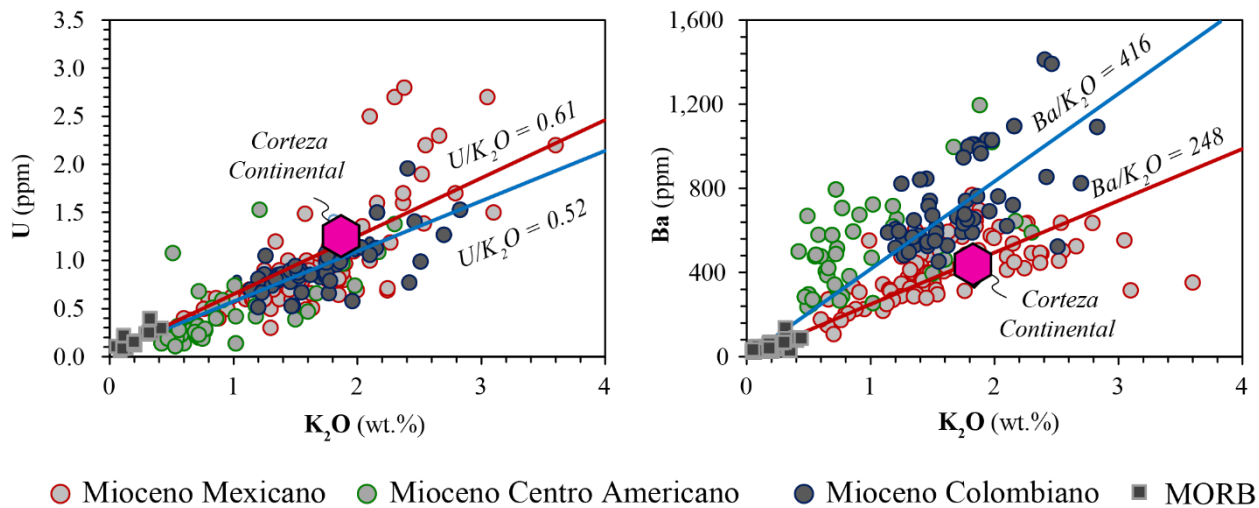


Figura 25. Relaciones de U-Ba-K₂O de los arcos miocénicos del PEE, comparados con la composición de la corteza continental promedio (Rudnick et al., 2013). Aunque todos comparten una misma relación de U/K₂O, solo los arcos miocénicos de Centroamérica y Colombia tienen una relación de Ba/K₂O elevada. Las relaciones enumeradas en la gráfica son forzadas al origen, que bien puede estar caracterizado por los basaltos tipo MORB.

Y aunque es cierto que todos los arcos miocénicos estuvieron influenciados esencialmente por la misma placa de Farallones, existen heterogeneidades composicionales entre ellos. Por ejemplo, todos siguen una misma tendencia en U vs K₂O, pero las rocas miocénicas de Centroamérica y los Andes del Norte están significativamente más enriquecidas en Ba a contenidos equivalentes de K₂O (Fig. 25). Por esta razón, es adecuado comparar las rocas del ACVA y el arco activo

colombiano con las rocas miocénicas de Centroamérica y los Andes del Norte como un solo grupo, mientras que las rocas de la FVTM y Chiapas pueden estar adecuadamente comparadas con las del arco volcánico miocénico de México.

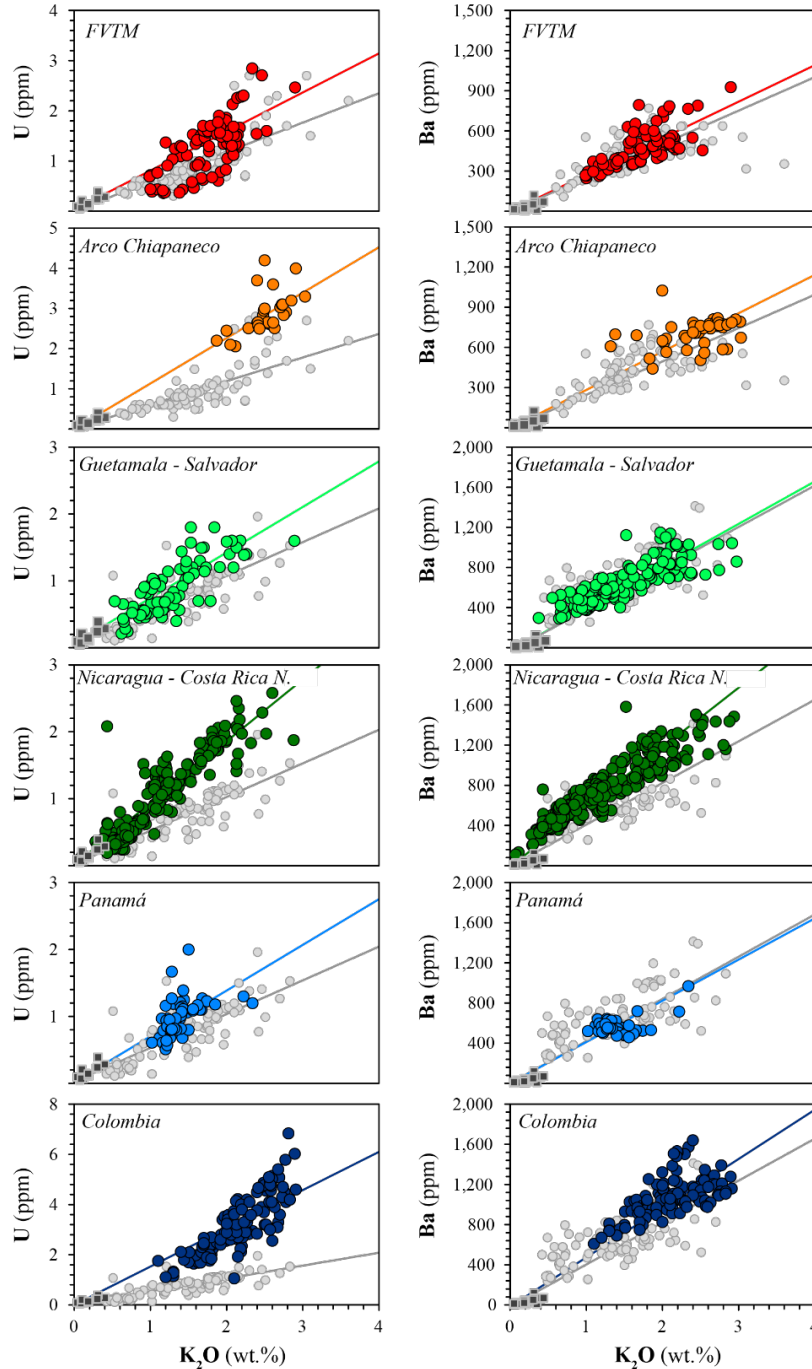


Figura 26. Variaciones de U-Ba-K₂O para las rocas del arco activo del PEE, comparadas con su respectivo arco Mioceno. Las tendencias son forzadas al origen, que puede estar bien representado por los basaltos tipo MORB.

La figura 26 muestra las variaciones del arco activo del PEE con su respectivo arco Mioceno, subdividido en seis regiones que convenientemente representan los lugares donde se espera que los sedimentos en subducción varíen significativamente. En México, la FVTM se diferencia del arco Chiapaneco porque este último se ha visto posiblemente influenciado por los sedimentos depositados bajo la influencia del jet de Tehuantepec, mientras que, en Centroamérica, la subdivisión incluye tres segmentos que aíslan la zona de Nicaragua y Costa Rica Norte influenciados por el jet de Papagayo. Finalmente, el arco panameño se divide de la zona del arco colombiano para explorar las diferencias de la influencia del jet de Panamá.

A pesar de la dispersión de los datos en cada una de las secciones consideradas, las composiciones de rocas volcánicas presentan tendencias divergentes o que se superponen, pero que siempre convergen hacia un mismo punto en el origen de las gráficas (Fig. 26). Este nodo inferior está bien representado por los basaltos de la placa de Nazca o Cocos. No obstante, lo interesante de esta comparación es que el grado de divergencia es más evidente en algunos lugares que en otros. Por ejemplo, los volcanes de Chiapas, Nicaragua-Costa Rica Norte y Colombia presentan composiciones de U y Ba más elevados que sus respectivos productos volcánicos del Mioceno; mientras que las rocas de la FVTM, Guatemala-Salvador o Panamá son virtualmente invariables con respecto al Ba o solo presentan un leve enriquecimiento en U cuando se comparan con sus rocas miocénicas (Fig. 26).

Siguiendo el mismo ejercicio que para los sedimentos oceánicos, también es posible ver la relación de cambio o el exceso de U o Ba que puede existir entre las diferentes series volcánicas. En este caso, la forma más adecuada de definir el cambio entre las series magmáticas en el tiempo es normalizar con el arco Mioceno respectivo a cada una de las secciones. Este acercamiento permite establecer líneas base del magmatismo que precede directamente al arco activo y considera las variaciones naturales que pueden existir entre las composiciones de U y Ba de las fuentes

magmáticas a lo largo de la PEE. El exceso de U y Ba del arco activo con respecto al arco Mioceno se calcula de manera semejante que para los sedimentos (ver Sección C, Eq. 1):

$$xsX_{Arc} = X_{Arc} - (Y_{Arc} * X/Y_{Mio}) \quad \text{Ecuación 3}$$

En donde el subíndice *xs* denota un “exceso”, *X* el elemento U o Ba, *Y* la concentración de un elemento exclusivamente terrígeno, en este caso el K₂O, y *X/Y_{Mio}* la relación elemental de la tendencia lineal del arco Mioceno obtenida de la figura 25.

2. Discusión: La respuesta magmática del cambio climático

2.1 El rol del procesamiento cortical y de las variaciones elementales dependientes de la P-T

Como se discutió en un principio en el capítulo 1, existe la posibilidad que la naturaleza o espesor de la corteza, o la geometría de la subducción, sean responsables de las variaciones composicionales de las rocas de arco. Y aunque se demostró que para el caso de la PVN en particular no existe correlación con estos parámetros, en este segundo capítulo se explora una mayor cantidad de volcanes que se encuentran contruidos sobre cortezas heterogéneas y que son el resultado de zonas de subducción con características distintas. Es vital, entonces, evaluar si el espesor cortical puede tener un efecto en el grado de asimilación de materiales continentales (Hildreth and Moor bath, 1988) o contribuir a variaciones en los grados de fusión del manto (Turner and Langmuir, 2015a), especialmente en el desacoplamiento o enriquecimiento relativo en las sistemáticas de U-Ba-K₂O. Por otro lado, es también importante considerar si la profundidad de la placa (Gómez-Tuena et al., 2011; Turner and Langmuir, 2015b) o el estado térmico de la zona de subducción (Cooper et al., 2012) puede contribuir a una mayor movilización de elementos incompatibles y por lo tanto también controlar las sistemáticas de U-Ba-K₂O. A continuación, se

pone a prueba la influencia de estos parámetros al comparar la arquitectura de las zonas de subducción del PEE con las relaciones elementales de U/K_2O y Ba/K_2O .

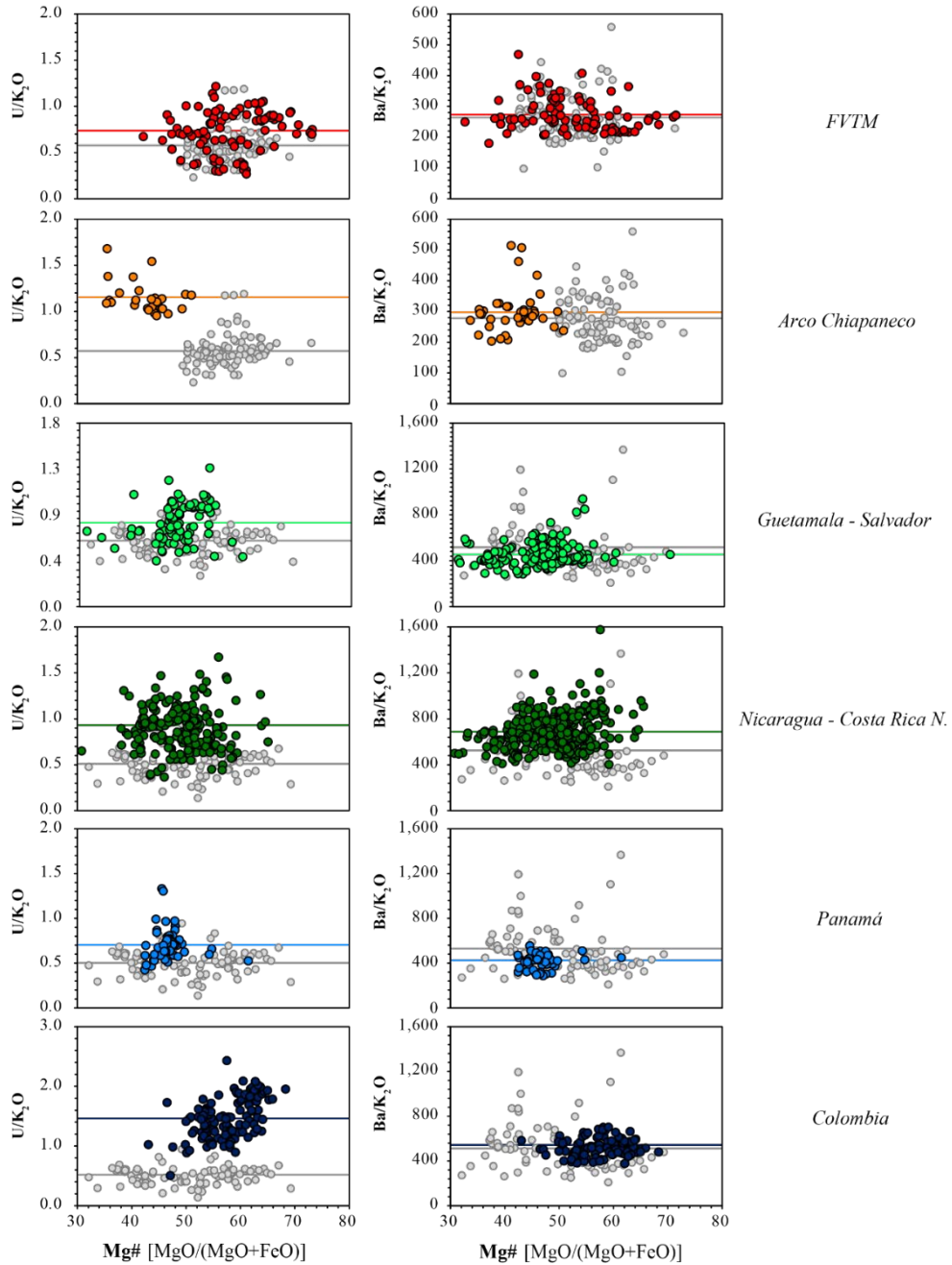


Figura 27. #Mg vs relaciones de U/K_2O y Ba/K_2O . Estas gráficas demuestran que no existe ninguna correlación entre #Mg y estos indicadores geoquímicos, y que, en su mayoría, los volcanes activos y miocénicos están siendo comparados a valores de #Mg similares. La única excepción es Chiapas, que no parece producir rocas con alto #Mg en la serie del arco activo.

Primero, es importante observar que no parece existir ninguna correlación entre el #Mg y los indicadores geoquímicos de interés (Fig. 27), sugiriendo que la cristalización fraccionada de fases ricas en Fe-Mg como el olivino, piroxeno o anfíbol no tiene un efecto evidente en las sistemáticas geoquímicas de U-Ba-K₂O de cada arco. Aun así, hay que considerar también que algunas fases que entran de manera más tardía en la secuencia de cristalización, como el feldespató potásico, el apatito o la biotita, puedan jugar un papel importante (Prowatke and Klemme, 2006; Were and Keppler, 2021). Sin embargo, estos minerales se observan muy pocas veces en cantidades significativas en secciones delgadas o en experimentos de cristalización (Nandedkar et al., 2014) y cuando lo hacen, normalmente se presentan en composiciones riolíticas que no están siendo consideradas en la base de datos. Es decir, si es que existe una significativa diferenciación durante el ascenso de estos magmas a la superficie, esta no parece tener inferencia en las diferencias entre un mismo arco o incluso entre ellos.

La figura 28 compara los mismos indicadores geoquímicos con respecto al espesor de la corteza continental. Como sucede con el arco colombiano, a lo largo del PEE tampoco parece existir una correlación respecto a la profundidad del Moho. De hecho, si se considera también la naturaleza del basamento, tampoco parece existir una correlación con la madurez o el tipo de litologías por las que atraviesan los magmas de arco. Por ejemplo, los volcanes de Costa Rica y Nicaragua atraviesan un basamento oceánico empobrecido en elementos traza (Gazel et al., 2021), pero exhiben las relaciones de U/K₂O y Ba/K₂O más altas de todo AVAC. Y por supuesto, dado que los volcanes del Mioceno y los del presente han atravesado un basamento similar, explicar las diferencias seculares de U y Ba por la asimilación de diferentes materiales corticales es injustificado.

Finalmente, se comparan las variaciones de los indicadores geoquímicos con respecto a la profundidad de la placa oceánica y al parámetro térmico (ϕ) (ver Fig. 28 para más detalles), factores que pueden influir en la movilidad de estos elementos por el incremento de la P-T en el

metamorfismo progrado de la placa en subducción (Cooper et al., 2012; Gómez-Tuena et al., 2011; Ruscitto et al., 2012). Al igual que para el caso colombiano, no parece existir ninguna correlación entre estos factores. Por ejemplo, el volcán de La Malinche, en México, que está proyectado hacia la placa oceánica más profunda de todo el PEE (~200 km) exhibe relaciones de U/K₂O y Ba/K₂O similares a los volcanes de Guatemala, emplazados sobre la placa oceánica más somera (~95 km).

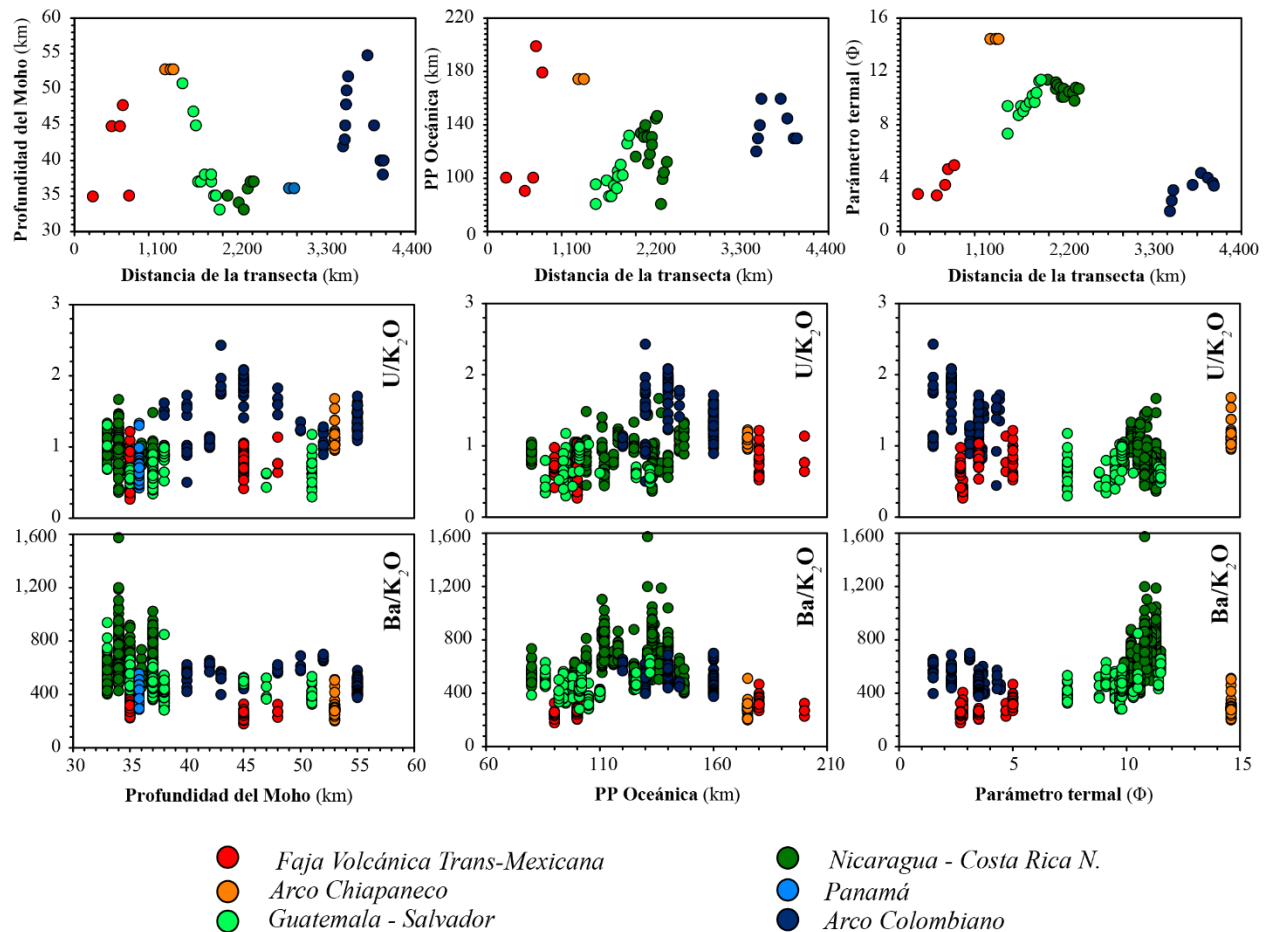


Figura 28. Relación entre el espesor cortical, la profundidad de la placa oceánica en subducción (PP oceánica) y el parámetro térmico con los indicadores geoquímicos de U/K₂O y Ba/K₂O. La profundidad del Moho es obtenida de Lücke (2014) y Poveda et al. (2018), mientras que la profundidad de la placa oceánica y el parámetro térmico derivan de Hayes et al. (2018) y de Syracuse et al. (2010). El parámetro térmico resulta de la multiplicación entre el ángulo [Sin(α)], la edad y la velocidad de la placa. Crece hasta 100 en las zonas de subducción más frías y se acerca a 1 en las zonas de subducción más calientes. La falta de correlación entre estos parámetros sugiere que el grado de fusión parcial (Turner y Langmuir, 2015), el espesor cortical (Hildreth y Moorbath, 1998) o la movilidad por mayor P-T en el canal de

En conclusión, lo que indican estas comparaciones es que las variaciones de U-Ba-K₂O no pueden resultar de las diferencias en la profundidad de la fusión, de asimilación cortical o de diferenciación por cristalización fraccionada. Es decir, las variaciones observadas en las tendencias de U-Ba-K₂O (Fig. 26) no representan líneas de fraccionamiento, sino líneas de mezcla que deben requerir fuentes diferentes que han cambiado en el espacio y a través del tiempo.

2.2 Enlace geoquímico entre sedimentos y volcanes a lo largo del PEE

Aunque ya se ha dicho en múltiples estudios que los arcos de México, AVAC y Colombia se ven influenciados por los materiales en subducción (Errázuriz-Henao et al., 2019; Gómez-Tuena et al., 2018a; Parolari et al., 2021, 2018; Patino et al., 2000; Plank, 2005; Plank et al., 2002), su potencial como registro climático o medio-ambiental requiere del reconocimiento de variaciones temporales y espaciales a una mayor escala. Una buena manera de expresar la influencia generalizada de los sedimentos del PEE en el magmatismo de arco se ejemplifica de buena manera en la figura 29.

Como se discutió anteriormente, las relaciones U/K₂O y Ba/K₂O son esencialmente canónicas, y no parecen fraccionarse significativamente durante los procesos diferenciación temprana o intemperismo (Gale et al., 2013; Jochum et al., 1983; Rudnick and Gao, 2013), por lo cual es posible definir un campo estrecho con las posibles mezclas de los materiales de la Tierra netamente silicatada (i.e. manto y corteza, campo gris de la Fig. 29). Como es evidente, las rocas del AVAC, Colombia y Chiapas, se separan de este campo, reflejando la contribución de materiales sedimentarios biogénicos propios de cada cuenca. La FVTM, en particular, está solo levemente desplazado hacia valores más altos de U/K₂O, posiblemente porque de todos los arcos considerados, la erosión por subducción de litologías continentales representa la mayoría del volumen de material introducidos al manto (Parolari et al., 2018; Straub et al., 2015).

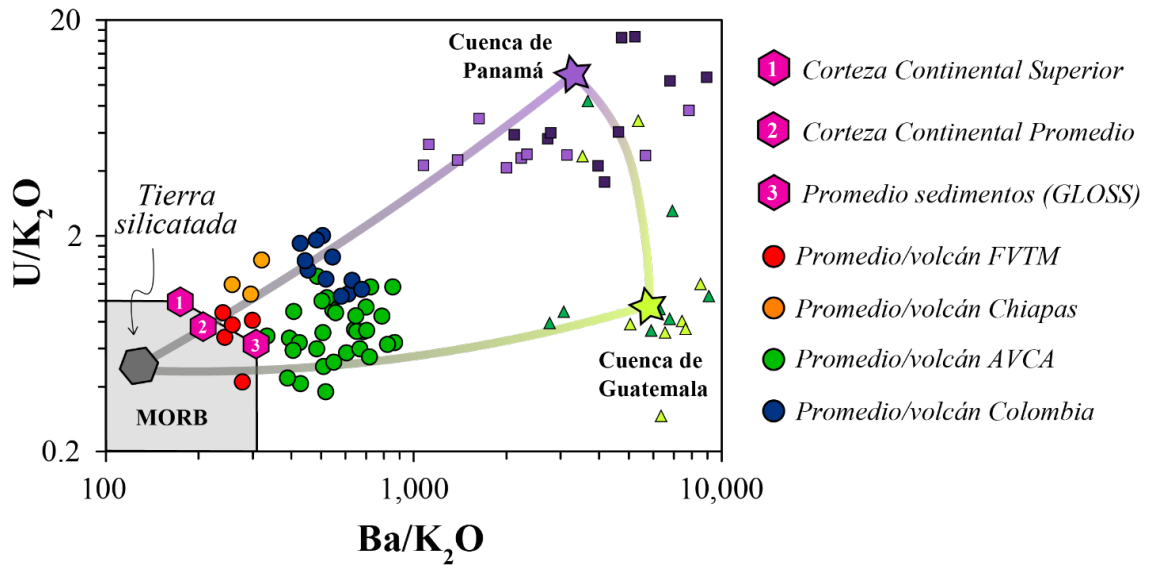


Figura 29. Relaciones de mezcla de Ba/K_2O y U/K_2O entre el MORB global (Gale et al., 2013) y el promedio de los sedimentos de la cuenca de Panamá (cuadros morados claros DSDP 69 y cuadros morados oscuros del DSDP 84) y de Guatemala (triángulos verdes claro ODP 844 y triángulos verdes oscuros ODP 845). El campo gris, de la Tierra silicatada, resulta de cualquier mezcla entre el MORB y los promedios de litologías corticales representados por la corteza superior, la corteza promedio (Rudnick et al., 2013) y el promedio de los sedimentos subducidos globales (Plank, 2014). Cualquier mezcla con sedimentos de la cuenca de Guatemala y Panamá, los cuales presentan enriquecimientos biogénicos, tiene el potencial de salirse del recuadro gris y de explicar las composiciones de los arcos de Chiapas, Centroamérica y Colombia.

Sin embargo, todavía es incierto si las mismas sistemáticas de mezcla pueden invocarse para explicar los arcos del Mioceno, que estuvieron influenciados por sedimentos más antiguos. A pesar de esta complicación, un estudio local en Nicaragua (Plank et al., 2002) demostró que el enriquecimiento relativo en U en las rocas del arco activo con respecto al arco Coyol del Mioceno (~25-7) están relacionada con el cambio de la sedimentación del crash del carbonato a los ~11 Ma y que es posible establecer una relación entre sedimentos subducidos, volcanes miocénicos y volcanes activos en términos de U. Considerando que el crash del carbonato tuvo un efecto aparentemente generalizado a lo largo de todo el PEE (Farrell et al., 1995; Lyle et al., 1995), es posible entonces que esta misma variación en U se observe en otras secciones de la margen del PEE. La figura 30 introduce y compara los valores calculados de $x_{Sed}U$ y $x_{Sed}Ba$ de todos los sedimentos del PEE, separados conforme su edad; y los cálculos de $x_{Arc}U$ y $x_{Arc}Ba$ normalizados

con el arco Mioceno. El cambio drástico de los sedimentos sigue la misma tendencia que reconocieron Plank et al. (2002) y la observada en la estratigrafía sedimentaria (Fig. 24): los sedimentos depositados después del crash del carbonato del Mioceno ($< \sim 11$ Ma) tienen un elevado xsU_{Sed} y valores de $xsBa_{Sed}$ variables, pero generalmente más elevados que los sedimentos depositados antes del crash del carbonato ($> \sim 11$ Ma). En efecto, esta sistemática es consistente con lo observado en el arco de Nicaragua, que posee un elevado xsU_{Arc} y $xsBa_{Arc}$ (Fig. 30).

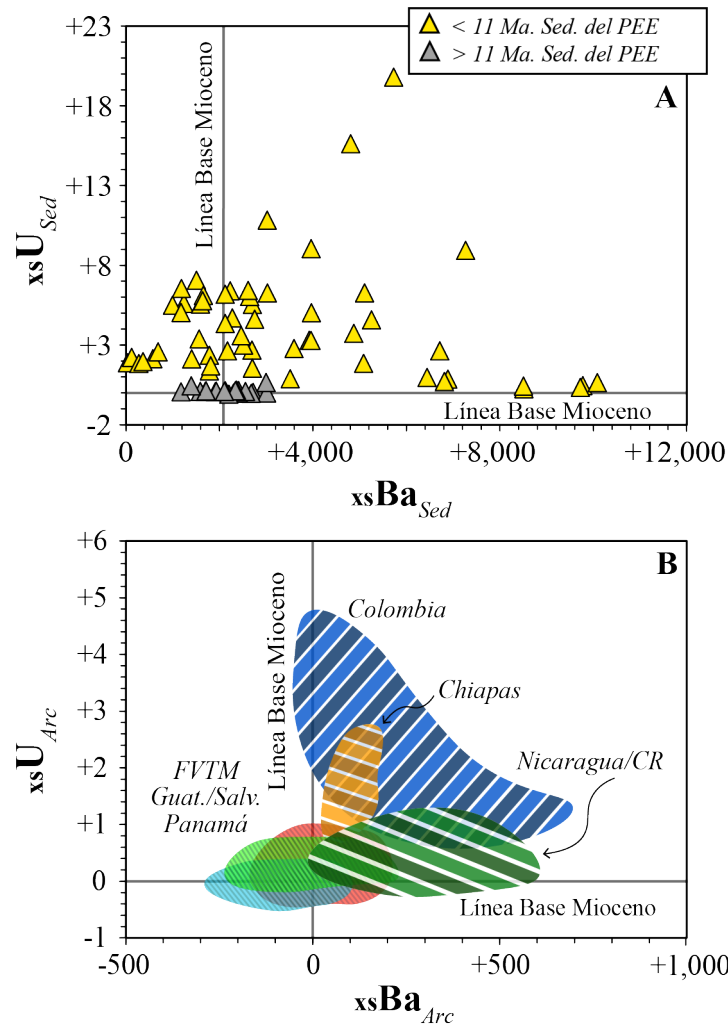


Figura 30. Exceso de U y Ba en los sedimentos y volcanes del PEE. (A) Los sedimentos se presentan separados por edad, marcado por el cambio en la sedimentación a los ~ 11 Ma. Esta edad es también consistente con el cambio de fuentes sedimentarias entre los volcanes del Mioceno y los volcanes del arco activo. (B) Los volcanes se encuentran agrupados por campos para una mejor visualización. La figura demuestra que solo los arcos de Chiapas, Nicaragua-Costa Rica N. y Colombia variaron significativamente en comparación su respectivo arco del Mioceno.

Sin embargo, es interesante observar que tanto el arco en Colombia como el de Chiapas también tienen elevados $x_{S_{U_{Arc}}}$ y $x_{S_{Ba_{Arc}}}$, mientras que la FVTM, Guatemala/Salvador y Panamá tienen valores casi invariables con respecto a la línea base del arco Mioceno (Fig. 30b). Tomando en cuenta estas diferencias es imperativo preguntarse: ¿si todos los arcos modernos estuvieron influenciados por los mismos sedimentos depositados después del crash del carbonado con alto U y Ba, por qué solo algunas secciones volcánicas experimentaron un enriquecimiento de U y Ba, mientras que otras no? Es posible sugerir que el crash del carbonato tuvo una influencia heterogénea en toda la cuenca del PEE, pero, ¿por qué un cambio en la conservación del $CaCO_3$ generalizado pudo haber alterado la productividad, y en particular, la precipitación anómala de U y Ba solo en algunos sectores? A continuación, se trae a la discusión las condiciones oceanográficas del presente para establecer una posible correlación entre la sedimentación heterogénea de la margen del PEE y las variaciones en la composición de rocas volcánicas.

2.3 Relación con las condiciones oceanográficas del presente

En efecto, y como se documentó en la sección 1.3 de este capítulo, las condiciones oceanográficas y medioambientales del presente predicen que debe existir una variación en la sedimentación a lo largo de la margen, principalmente controlada por la formación de las zonas de surgencia asociadas a los jets de viento. En todo caso, si los volcanes de arco a lo largo del PEE están de alguna manera afectados por el impacto de estos jets, entonces debería existir una correlación geográfica entre ellos. Esta hipótesis es evaluada en la figura 31, que compara los valores normalizados de $x_{S_{U_{Arc}}}$ y $x_{S_{Ba_{Arc}}}$ de los volcanes activos proyectados a la trinchera, con la concentración de C_{Org} en el agua de mar medida por encima de ella (ver Fig. 21).

Lo que se observa en esta figura confirma la hipótesis presentada. Los volcanes frente a estas áreas de surgencia presentan un aumento significativo en los enriquecimientos de U y Ba ($x_{S_{U_{Arc}}}$ y

xsBa_{Arc}). Esta correlación es visualmente más evidente para el caso de los jets de Tehuantepec y Papagayo, y sus volcanes asociados en las secciones de Chiapas y Nicaragua-Costa Rica Norte. El jet de Panamá no tiene un efecto directo en los volcanes de Panamá, principalmente porque los sedimentos enriquecidos en U y Ba asociados a este jet no están siendo subducidos a lo largo de la trinchera panameña. En esta región, la placa Nazca subduce de manera oblicua con la placa Caribe, por lo cual todo el registro sedimentario subduce eventualmente en la margen de Suramérica, impactando en esa medida al arco colombiano, que sí muestra un enriquecimiento significativo en xsU_{Arc} y xsBa_{Arc}.

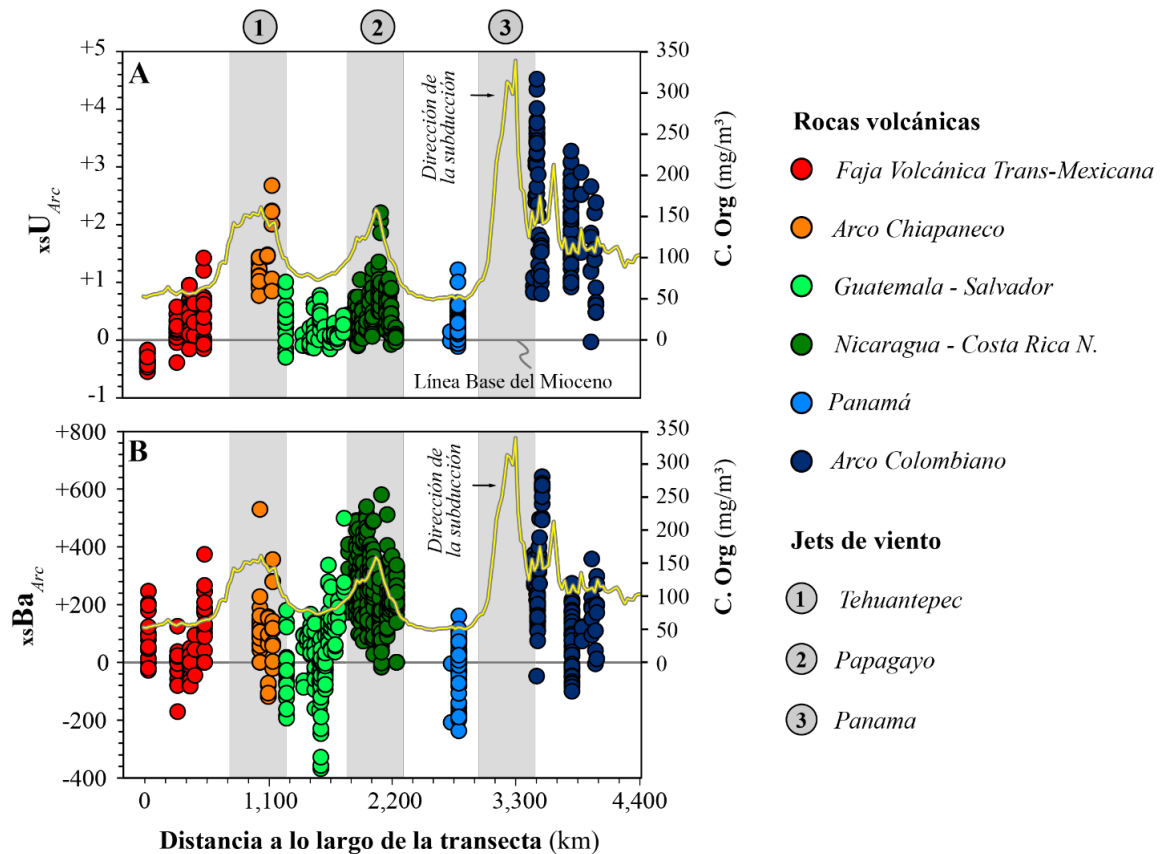


Figura 31. Composición de los volcanes en relación con las condiciones medioambientales del PEE. La composición de los volcanes está proyectada con respecto a los vectores de convergencia que interceptan la transecta que sigue toda la trinchera. Las concentraciones de C_{Org} (línea amarilla) derivan de la figura 21 y reflejan las condiciones de productividad primaria impuestas por los jets de Tehuantepec, Papagayo y Panamá (líneas grises). La localización de estos jets corresponde con el enriquecimiento en las secciones de Chiapas, Nicaragua – Costa Rica N. y Colombia. Por la dirección de la convergencia de la subducción de la placa Nazca, el impacto del pico del C_{Org} en la sedimentación de la cuenca de Panamá es transferido al arco colombiano.

Debido a la baja concentración de material orgánico particulado en las zonas de poca surgencia, este escenario también explica por qué los otros lugares no tienen un alto $x_{S_{U_{Arc}}}$ y $x_{S_{Ba_{Arc}}}$. Es posible que en estas áreas la fracción subducida de U y Ba esté principalmente controlada por materiales litogénicos, y que los volcanes se mantengan invariables en comparación con su respectivo magmatismo Mioceno. En conclusión, las sistemáticas de U-Ba-K₂O y sus respectivas relaciones y normalizaciones parecen estar controladas por los sedimentos en subducción. Estos resultados no solo confirman que los volcanes de arco pueden ser utilizados como un registro medioambiental, sino que también traen a la discusión implicaciones importantes sobre la temporalidad del cierre del CAS, el origen del crash del carbonato, y otros efectos más generalizados sobre el clima y el ciclo del carbono en el PEE.

2.4 Implicaciones en el cierre del CAS y la topografía de la margen del PEE

Como se discutió más arriba, el hecho de que el arco colombiano activo está influenciado por sedimentos con edades entre 12-6 Ma y que estos deben tener una señal de alto U, lleva a pensar que el jet de Panamá tuvo que haber estado en operación desde el menos los ~12-11 Ma. Esta edad correlaciona con el cambio en $x_{S_{U_{Sed}}}$ que se observa en los DSDP de la cuenca de Guatemala (Fig. 24), es consistente con las edades reconstruidas del sedimento que pudo haber alimentado el arco Chiapaneco activo y es también similar a la temporalidad de la divergencia en los isótopos de Nd del agua de mar profunda entre el Pacífico y el Caribe (Osborne et al., 2014). Esta evidencia indica entonces que las zonas de surgencia asociadas a los jets tuvieron que haber entrado en funcionamiento casi al mismo tiempo, alrededor de los 11-12 Ma. Y por supuesto, como la surgencia asociada a los jets de viento requieren de tierra emergida, esta información también contribuye a la hipótesis de que el CAS tuvo que haberse cerrado al menos a finales del Mioceno medio (Bacon et al., 2015; Montes et al., 2015). Sin embargo, un istmo de Panamá establecido y una margen Centro Americana completamente emergida no son los únicos requisitos para la

formación de las zonas de surgencia, esencialmente porque esta línea de base tectónica y topográfica local no logra explicar por qué se dio un cambio en las condiciones de productividad primaria y conservación de C_{Org} generalizado para toda la cuenca del PEE (Fig. 24).

Por ejemplo, limitar el paso de las aguas menos corrosivas del Caribe pudo haber influenciado la posición de la curva de compensación del carbonato y la lisoclina (Lyle et al., 1995; Plank et al., 2002), pero no tendría por qué alterar los procesos biológicos que ocurren en la parte superior de la columna de agua o en aumentar la preservación del C_{Org} , ambos importantes para la formación de los indicadores biogeoquímicos de U y Ba. Por otro lado, es también importante considerar que la formación de las zonas de surgencia localizadas no son solo el resultado de la tierra emergida en un contexto de menor preservación de $CaCO_3$, sino también una respuesta a cómo los vientos interactúan de maneras específicas con la topografía. En particular, los vientos alisios provenientes del hemisferio norte que deben ser canalizados a través de los bajos topográficos del paso de Chivela, el Lago Nicaragua y el istmo de Panamá.

Por lo tanto, esto también lleva a preguntarse si el origen de las zonas de surgencia asociadas a los jets de viento es el resultado de un cambio topográfico casi sincrónico a lo largo de la margen, o en cambio, a una intensificación repentina de los vientos que impactaron una topografía preestablecida. Determinar con exactitud cuando se elevaron las montañas, o se formaron los bajos topográficos, es complejo. Sin embargo, y aunque la evidencia es poco precisa y resulta de diferentes acercamientos metodológicos, todo parece indicar una topografía similar a la actual era representativa de la margen continental del PEE desde al menos los ~11 Ma. Por ejemplo, estudios geológicos y termocronológicos indican que el istmo de Tehuantepec ya se encontraba establecido desde los 35-40 Ma (Hernández-Vergara et al., 2021; Pérez-Gutiérrez et al., 2009), y que el istmo de Panamá se encontraba construido al menos desde los ~13-15 Ma (Montes et al., 2015). Las evidencias que se tienen de la paleobiología en Panamá, donde se encuentra fauna Norte Americana en secuencias miocénicas tempranas, también indican que la península de

Centroamérica ya se encontraba conectada a Suramérica desde al menos los ~16 Ma (Jaramillo, 2018; Kirby and MacFadden, 2005; Montes et al., 2012). Desafortunadamente, no parece existir información exacta sobre la temporalidad de la formación del lago de Nicaragua, pero se ha reconocido que la cordillera de Talamanca, en Costa Rica Central, comenzó a levantarse a los ~15 Ma (MacMillan et al., 2004; Mescua et al., 2017), y que la meseta de Centroamérica, en Honduras, sufrió de levantamientos epirogénicos a aproximadamente los 10.5 Ma (Rogers et al., 2002). Es decir, es muy probable que las condiciones topográficas se hayan establecido antes de la posible formación de los sistemas de surgencia. En conclusión, esto indica que los jets de Tehuantepec, Papagayo y Panamá probablemente resultaron de los cambios en la intensidad de los vientos hacia el Mioceno tardío.

Si esto es cierto, y considerando que la variabilidad atmosférica que controla la velocidad de los vientos está estrechamente relacionada con la distribución del calor en la tierra, es posible que los cambios geoquímicos en los sedimentos y volcanes sean el resultado de una revolución climática global durante el Mioceno medio-tardío.

2.5 La respuesta del magmatismo al enfriamiento del planeta

Para el momento en que se establecieron las zonas de surgencia asociadas a los jets (i.e. ~11-12 Ma), el planeta Tierra estaba experimentando grandes cambios medioambientales. Por ejemplo, se reconoce que hubo un incremento en el volumen de las capas de hielo en el hemisferio norte (Flower and Kennett, 1994), un incremento del hielo continental antártico y el comienzo de una Tierra con glaciaciones en ambos polos (Foster et al., 2012; Knies and Gaina, 2008; Krylov et al., 2008; Moran et al., 2006), una disminución drástica de las concentraciones de CO₂ atmosféricas (Zachos et al., 2001, 2008), un descenso de las temperaturas globales tanto en los continentes como en los océanos, y finalmente la formación de gradientes térmicos elevados entre el ecuador y los

polos (Scotese et al., 2021). Esta revolución climática y medio ambiental comienza a partir de lo que hoy se le conoce como la transición climática del Mioceno medio (MMCT, por sus siglas en inglés), que marca un cambio drástico en las temperaturas planetarias posterior a una época de un relativo calentamiento conocida como el óptimo climático del Mioceno (Steinthorsdottir et al., 2021)

Estos cambios son difíciles de observar en los sedimentos del DSDP y ODP anteriormente presentados, no solo porque estos se han acercado paulatinamente a la margen continental, sino también porque la resolución de muestreo es baja. Sin embargo, estos eventos se encuentran muy bien registrados en sedimentos del océano abierto del PEE, en particular en la reciente perforación del U1337, ubicada a los 3.8°N y 123° W, y a unos ~4200 km del continente. Estos sedimentos reflejan los cambios anteriormente descritos, como un incremento gradual en el $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos béticos reflejo de las bajas temperaturas y la expansión de los hielos polares, así como una disminución en el $\delta^{13}\text{C}$, en los mismos foraminíferos, por el aumento de flujo de materia orgánica al océano profundo (Tian et al., 2018) (Fig. 32). Lo interesante de este registro sedimentario, es que también parece seguir tendencias hacia alto $x_{\text{S}}\text{Ba}_{\text{Sed}}$ y K_2O a los ~11 Ma, casi al mismo tiempo en que se dan los cambios sedimentológicos en las secuencias sedimentarias más cercanas a la margen (Fig. 32).

El leve cambio observado hacia valores más altos de $x_{\text{S}}\text{Ba}_{\text{Sed}}$ puede ser, en efecto, un indicativo de un aumento de la productividad primaria oceánica. Sin embargo, el aumento en K_2O es difícil de reconciliar con un aporte terrígeno derivado de un flujo fluvial detrítico, esencialmente porque el punto de perforación del U1337 se ha alejado gradualmente de la margen continental a lo largo del tiempo. Considerando que el K_2O es puramente terrígeno, la única posibilidad es que los enriquecimientos en la secuencia sedimentaria del U1337 hayan derivado del transporte de material continental por la acción del viento. La tendencia hacia alto K_2O , por ejemplo, ha sido interpretada como un aumento en la fracción de ilita en forma de polvo atmosférico, el producto

de intemperismo típico de climas áridos (Tian et al., 2018). Una atmosfera con una alta fracción de polvo y con una intensidad de vientos aumentada es también consistente con el acrecentamiento de los gradientes de temperatura y presión más inclinados entre los polos y el ecuador (Scotese et al., 2021), al igual que con la formación de los desiertos modernos (Eronen et al., 2012; Steinhorsdottir et al., 2021).

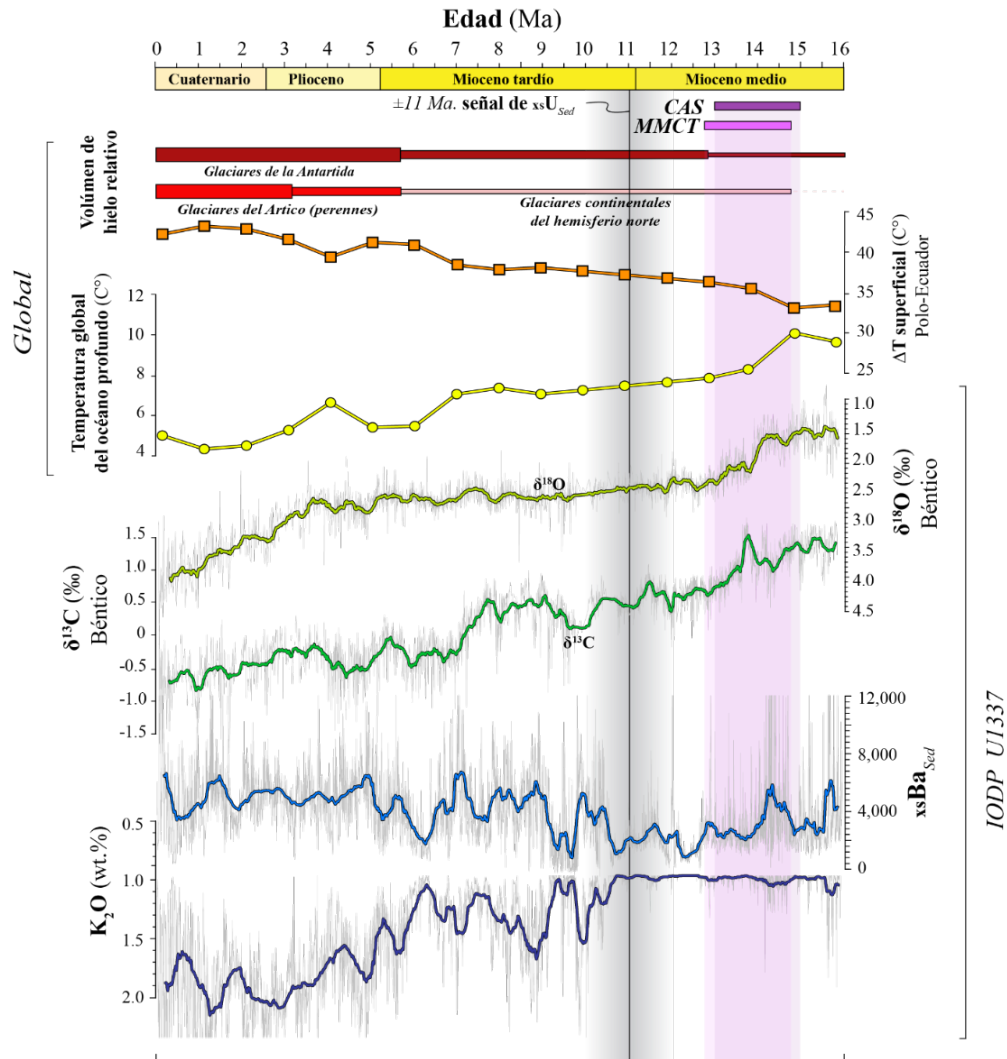


Figura 32. Registros climáticos regionales y globales desde el MMCT (últimos 16 Ma). El incremento secular en C_{Org} y xsU_{Sed} en los sedimentos del PEE a los ~11 Ma se da en un contexto de enfriamiento del planeta, la construcción de los glaciares del hemisferio norte, un gradiente de temperatura mayor entre los polos y el ecuador, el aumento de la productividad primaria (xsBa_{Sed}) y las contribuciones eólicas al PEE (K_2O). Los volúmenes relativos de hielo son obtenidos de Steinhorsdottir et al. (2021), las temperaturas y gradientes de temperatura de Scotese et al. (2022), los registros bénticos de Tian et al. (2017) y las concentraciones de Ba y K_2O de Shackford et al. (2014). Datos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ reportados relativos al Peedee Belemnite.

Y por supuesto, vientos más vigorosos explicarían la formación de los jets de Tehuantepec, Papagayo y Panamá, y su relación con los cambios temporales y espaciales en la composición de los sedimentos y volcanes de la PEE.

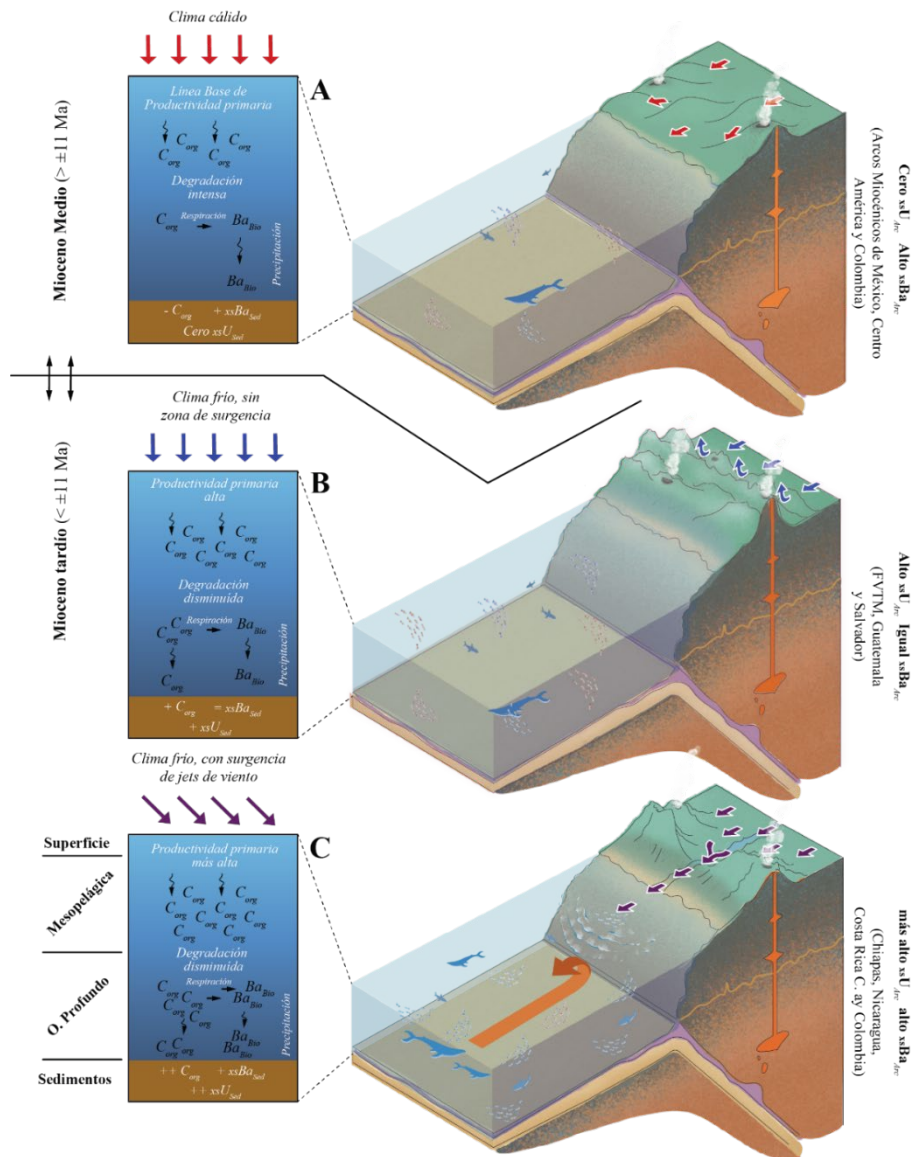


Figura 33. Modelo esquemático de como las condiciones medioambientales del PEE controlan la composición de los sedimentos y volcanes. Los cambios en la temperatura después de los ~ 11 Ma y su efecto en las condiciones climáticas son responsables de las variaciones seculares de xsU_{Sed} y $xsBa_{Sed}$. Estas condiciones son transferidas hacia los volcanes a través de la subducción, principalmente en aquellos asociados a las zonas de surgencia, donde la producción primaria, respiración bacteriana y preservación de C_{Org} es más vigorosa.

Estos cambios en las condiciones atmosféricas eventualmente influyeron en los procesos oceanográficos del PEE. En particular, las zonas de surgencia asociadas a estos jets dieron origen a una productividad primaria anómala que se ve reflejada en el aumento del C_{Org} y en la precipitación de U asociado a su preservación. Sin embargo, si este aumento en la productividad es continuo, como así lo demuestra el aumento en estos dos indicadores, ¿por qué el xsB_{Sed} disminuye a los 5 Ma y no continua en un incremento gradual? Evidentemente, debe existir otro mecanismo aislado, independiente de la formación de los jets, y de la alta productividad, que pueda explicar este desacoplamiento.

Estudios recientes han mostrado que los cambios en la temperatura del océano han contribuido en la evolución biológica de los ecosistemas marinos, principalmente como resultado de un aumento en la preservación y transporte de C_{Org} hacia porciones profundas del océano (Boscolo-Galazzo et al., 2021, 2018). Estas relaciones surgen porque las tasas de respiración metabólica, es decir, la eficiencia a la que los organismos consumen, convierten y utilizan la energía, tienen una dependencia estrecha con la temperatura (Brown et al., 2004). En otras palabras: dado un mismo organismo, su metabolismo será más eficiente y rápido conforme aumenta la temperatura de su medioambiente. Este simple, pero elegante concepto ha sido utilizado para explicar dos importantes observaciones en el contexto de un clima cambiante y sus respuestas en la sedimentación oceánica. En el Eoceno, por ejemplo, en una de las épocas más calientes de todo el Cenozoico, la conservación del C_{Org} en el piso marino se vio fuertemente afectada por unas tasas de respiración bacteriana elevadas (Olivarez Lyle and Lyle, 2006), que derivaron en sedimentos oceánicos caracterizados por tener un alto xsB_{Sed} , propios de una alta productividad primaria en una columna de agua biológicamente activa, pero que carecen casi por completo de C_{Org} . Es interesante ver que lo opuesto también ha sido propuesto para una época caracterizada por temperaturas relativamente más bajas. Por ejemplo, se ha visto que el gradual enfriamiento en el contexto del MMCT ha contribuido a la disminución de las tasas de respiración del C_{Org} en la

columna de agua, derivando en una mayor exportación de C_{Org} y nutrientes al piso marino (Boscolo-Galazzo et al., 2021).

Ahora, si las tasas de precipitación de Ba y U son mediadas por la respiración bacteriana en la columna de agua y en los sedimentos, respectivamente, es posible que sus sistemáticas deriven de la reducción de las tasas metabólicas relacionada con los cambios drásticos en la temperatura del planeta en los últimos ~15 Ma. Los efectos de la temperatura y su impacto en los indicadores geoquímicos de U y Ba están ilustrados en la figura 33, donde se proponen tres diferentes condiciones oceanográficas que logran explicar el registro sedimentario y volcánico del PEE. Para los sedimentos del Mioceno, que todos comparten un alto $xsBa_{Sed}$, bajas concentraciones de C_{Org} y carencia de xsU_{Sed} , se hipotetiza que la sedimentación se dio en un contexto de alta productividad y a elevadas tasas metabólicas, sustancialmente controladas por las altas temperaturas del océano antes del inicio del MMCT. Esto explicaría la eficiencia en la precipitación de barita biogénica en la columna de agua superior, la falta de C_{Org} (y por lo tanto xsU_{Sed}) en el piso marino por la eficaz respiración bacteriana, y por supuesto, las concentraciones relativamente bajas de U en los volcanes miocénicos (Fig. 33a). Conforme la temperatura comienza a disminuir hacia el Mioceno tardío, todos los sedimentos parecen responder a un contexto de mayor preservación de C_{Org} y mayor precipitación de U autigénico, probablemente como respuesta a una disminución gradual de las tasas de respiración bacteriana. De hecho, es interesante observar que todos los volcanes, incluso aquellos alejados de las zonas de surgencia, muestran al menos un leve enriquecimiento en U relativo a su respectivo arco miocénico (Fig. 33b).

Sin embargo, no es del todo claro porque el $xsBa_{Sed}$ no incrementa gradualmente conforme lo hace el C_{Org} y el xsU_{Sed} o porque disminuye drásticamente a los ~5 Ma. Este desacople es difícil de explicar, pero es posible que también esté relacionado con los cambios en las tasas metabólicas dependientes de la temperatura. Primero, es posible inferir que, si la productividad se mantiene constante en un planeta gradualmente más frío, entonces los indicadores de $xsBa_{Sed}$ deberían

disminuir como respuesta a una disminución en la precipitación bacteriana de la barita. Por el contrario, si los indicadores de x_{BaSed} se mantienen constantes o aumentan en un contexto de enfriamiento, como sugiere los indicadores (Fig. 24 y 32), entonces la productividad tuvo que haber incrementado también para contrarrestar los efectos de la disminución de la respiración bacteriana. Es decir, el incremento observado en x_{BaSed} a los ~ 11 Ma debe resultar de un aumento en la productividad primaria. En cambio, la disminución de x_{BaSed} a los ~ 5 Ma puede ser una respuesta a una disminución drástica en las temperaturas del océano con la aparición de los glaciares perennes del hemisferio norte, pero sin ningún aparente cambio de la productividad primaria (Lyle and Baldauf, 2015; Steinthorsdottir et al., 2021; Zachos et al., 2008).

La relación más clara de estos cambios climáticos y medioambientales se observa en el registro de los volcanes que se proyectan a las zonas de surgencia de los jets (Fig. 31 y 33). Independiente de los cambios en la temperatura y tasas de respiración bacteriana, todos estos lugares experimentaron un aumento en productividad primaria controlados por la actividad de los jets de viento en un contexto de enfriamiento planetario. La disminución del metabolismo en un océano gradualmente más frío tuvo un gran efecto en la conservación de C_{Org} y en la precipitación de U en el piso marino, especialmente en estas zonas con mayor disponibilidad de material orgánico (Fig. 33c). Así lo demuestra el relativo acople entre x_{USed} y x_{BaSed} en los sedimentos de la margen mexicana (Fig. 23) y en el incremento secular de x_{UArc} y x_{BArc} en los volcanes de las regiones de Chiapas, Nicaragua-Costa Rica y Colombia (Fig. 31).

2.6 Conclusiones de un estudio regional

La construcción de una base de datos extensa y robusta de sedimentos y rocas volcánicas de la margen del PEE permitió explorar el efecto de los sedimentos de subducción en el magmatismo de arco a una escala regional. En gran medida, las hipótesis presentadas para el arco colombiano

se mantienen vigentes incluso si se consideran rocas volcánicas relativamente más basálticas, como la que hacen erupción en Centroamérica, o rocas volcánicas andesíticas emplazadas en una corteza continental con características composicionales o de arquitecturas distintas, como las de los volcanes de México.

El indicador más robusto está representado por las relaciones, normalizaciones y concentraciones de U (U/K_2O , xsU), que muestran una correlación sistemática entre la composición de las rocas volcánicas y los diferentes sistemas de surgencia y alta productividad primaria que se encuentran distribuidos a lo largo de la margen del PEE. Y aunque el Ba, y sus respectivas relaciones y excesos (Ba/K_2O , $xsBa$) también siguen una misma tendencia, su acople con el U no es del todo lineal y parece ser más sensible a las variaciones de temperatura y procesamiento biogénico en la columna de agua. Estudios cuantitativos que relacionen la temperatura con la tasa de precipitación de la barita en condiciones oceánicas serán de gran utilidad para entender con mayor profundidad el desacople observado en sedimentos y volcanes a lo largo del PEE.

La conectividad entre los procesos superficiales climáticos, biológicos y oceanográficos con el vulcanismo de las zonas de subducción a lo largo del PEE indica que la respuesta magmática al cambio climático es rápida. Por ejemplo, la variación en la composición de sedimentos en términos de menos de ~ 11 Ma es registrada de manera efectiva por el magmatismo de arco de la trinchera, incluso si la secuencia sedimentaria total subducida contiene un registro más antiguo. Esto quiere decir que cambios paleo-ambientales registrados en la sedimentación oceánica previamente subducida pueden también influir en la composición de rocas volcánica antiguas. Este acercamiento conceptual, por ejemplo, o ha sido utilizado para explorar el efecto del Gran Evento de Oxidación (GOE, por sus siglas en inglés) en el magmatismo Proterozoico (Eguchi et al., 2020; Moreira et al., 2023), pero sigue siendo inexplorado para entender otros cambios medioambientales a través del estudio del magmatismo Fanerozoico.

Finalmente, este capítulo también demuestra que las variaciones de la composición de las rocas volcánicas parecen responder a los procesos inherentes de las zonas de subducción y especialmente a los materiales enriquecidos de origen continental u oceánico que son consumidos en las trincheras. Estos resultados difieren con recientes investigaciones que proponen que la naturaleza composicional de las rocas volcánicas deriva únicamente de los cambios en la fusión parcial del manto (Turner and Langmuir, 2022a, 2015b). Una mirada holística del origen del magmatismo de arco en la PEE será indispensable para redefinir qué sistemáticas pueden ser directamente trazadas a la naturaleza de los componentes en subducción o cuáles son controladas exclusivamente por procesos profundos de la Tierra sólida.

CAPÍTULO TRES

La fusión cortical en el orógeno de los Andes del Norte

1. Marco general del Complejo Volcánico de Paipa

En muchos sentidos, la evidencia que se presenta a continuación parece inconexa con el volcanismo arquetípico de la margen del PEE. No solo su localización y contexto tectónico y geológico son completamente diferentes, sino que la naturaleza de las rocas del Complejo Volcánico de Paipa (de ahora en adelante CVP) impide una comparación directa con las ideas presentadas anteriormente. Por un lado, las rocas del CVP son riolitas, con contenidos de SiO₂ que exceden el filtraje aplicado en la base de datos del PEE y que presentan contenidos significativos de biotita que podrían alterar los indicadores biogeoquímicos en el campo del U-Ba-K₂O. Por otro lado, presentan composiciones que difieren del arco activo colombiano, que impiden establecer una relación cogenética directa. Por ejemplo, las rocas del CVP tienen también valores de #Mg extremadamente bajos (~20) y bajas concentraciones de MgO (< 1 wt%) que posiblemente implican una participación insignificante del manto o procesos de fusión de litologías corticales. En este capítulo la discusión se torna a explicar el origen de algunas de estas particularidades, y más específicamente, a proponer un modelo de formación de fusión parcial de la corteza que es más consistente con la naturaleza del CVP.

Al igual que sucede con la petrogénesis de los arcos magmáticos, existe en la actualidad un intenso debate alrededor de los procesos que producen fundidos corticales. Es bien sabido, por ejemplo, que en contextos extensionales la corteza puede fundirse como resultado del ascenso del manto astenosférico (Bryan et al., 2002; Orozco-Esquivel et al., 2002), pero no es del todo claro cómo se puede fundir la corteza en regiones bajo un régimen compresivo y relativamente más frías (Brown, 2013; Miller et al., 2003). En particular, la discusión gira alrededor de si la fusión se produce por la deshidratación de minerales hidratados a altas temperaturas (Clemens et al., 2020; Mayne, 2021) o si en cambio resulta de la adición de fluidos externos (p. ej. H₂O) que logran disminuir el solidus de la corteza (Schwindinger et al., 2019; Weinberg and Hasalová, 2015).

La fusión por adición de fluidos ha sido ampliamente utilizada para explicar la generación de rocas del Arqueano relacionadas con la serie Trondjhemita-Tonalita-Granito (TTG). Sin embargo, la suposición de que la corteza continental está esencialmente privada de agua libre (Yardley, 2009; Yardley and Valley, 1997) ha llevado a hipotetizar que los fundidos corticales del Fanerozoico derivan principalmente de las reacciones de deshidratación (Patiño Douce and McCarthy, 1998; Searle et al., 2009a). No obstante, recientemente se ha descubierto que algunas secciones corticales asociadas a subducción plana están fuertemente influenciadas por agua libre que asciende directamente de la placa oceánica en subducción (Hiett et al., 2021; Newell et al., 2015). Con base en el contexto tectónico y geológico colombiano, y de una extensa compilación de fundidos experimentales y naturales, a continuación, se exploran los diferentes modelos de formación de fundidos corticales a través de la discusión de nuevos datos geoquímicos del CVP.

1.1 Contexto tectónico

Se ha reconocido en la literatura que el magmatismo del frente volcánico Colombiano es el resultado de la subducción de la Placa Nazca (Errázuriz-Henao et al., 2019; Marín-Cerón et al., 2019). Sin embargo, la evolución geotectónica de la porción más septentrional de los Andes del Norte también se ha visto afectada por la subducción más lenta (20 mm/y), y de bajo ángulo, de la placa Caribe (Fig. 34) (Kellogg et al., 2019). Su naturaleza amagmática, en el sentido de que no se ha documentado un arco activo continuo desde por lo menos los ~70 Ma, resulta de la subducción de una porción boyante, gruesa y antigua de basaltos de tipo meseta de la Provincia Ígnea del Caribe debajo de Suramérica. Aun así, la inexistencia de un frente volcánico en esta región no solo parece ser el resultado de la evolución de la placa Caribe, sino que también deriva de la reciente subducción de la cresta de Sandra, y la subsecuente formación de la subducción plana de Nazca a los 5°N (Vargas and Mann, 2013; Wagner et al., 2017). A pesar de este contexto tectónico, las

rocas de la CVP representan la única evidencia de magmatismo cuaternario de la Cordillera Oriental de Colombia.

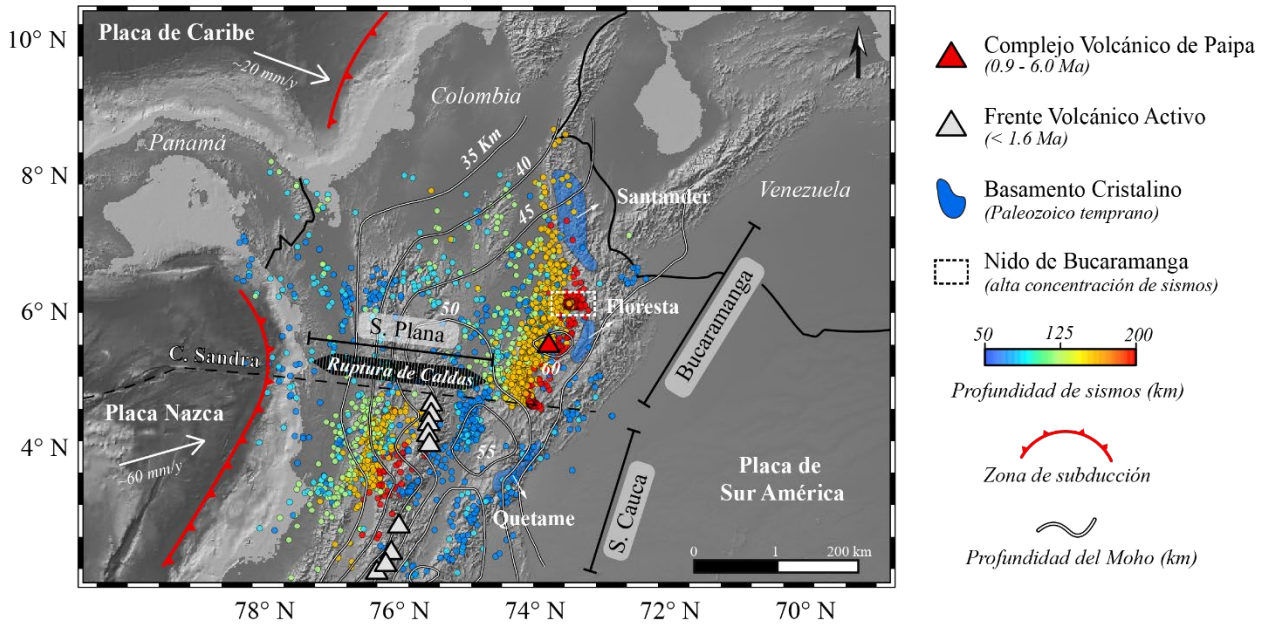


Figura 34. Mapa tectónico de los Andes del Norte. Las rocas del CVP se encuentran emplazadas en la Cordillera Oriental, un macizo montañoso que se encuentra paralelo con el arco volcánico y que se extiende hacia el Noroeste, en Venezuela. La Cordillera Oriental se encuentra en el segmento de subducción Bucaramanga, y representa la porción más engrosada de la corteza continental de la placa de Suramérica. La terminación del vulcanismo activo está determinada por la subducción de la cresta de Sandra, que forma la región de subducción plana. Sismicidad obtenida de Chiarabba et al. (2016), espesor cortical de Poveda et al. (2018), velocidades de las placas Nazca y Caribe de Müller et al. (2008) y localización de los basamentos cristalinos de Horton et al. (2010).

Mucho de lo que se conoce sobre la tectónica de esta área deriva del estudio del segmento de Bucaramanga, una zona de Wadati-Beniof ubicada ~250 km hacia el Este de la margen pacífica y que alberga el muy estudiado nido sísmico de Bucaramanga (Fig. 34) (Cornthwaite et al., 2021; Sun et al., 2022; Syracuse et al., 2016; Zarifi et al., 2007). Utilizando edades de U-Pb en zircons del magmatismo Cenozoico y reconstrucciones de los segmentos de subducción plana del Mioceno (Monsalve et al., 2019; Wagner et al., 2017), algunas investigaciones sugieren que este segmento es subducido por la placa Nazca, y que por lo tanto el CVP debería estar influenciado básicamente por los mismos componentes en subducción que la PVN. En cambio, reconstrucciones palinspáticas y estudios geofísicos más recientes (Kellogg et al., 2019; Sun et al., 2022) han

demostrado que la placa Caribe posiblemente reposa sobre la placa Nazca a lo largo de esta región, sugiriendo que el CVP podría estar gobernado por la subducción de la placa Caribe. A pesar de esto, no es del todo claro si el CVP resulta de procesos arquetípicos de subducción, ni tampoco por qué no existe alguna otra evidencia de volcanismo cuaternario en la Cordillera Oriental.

El CVP está emplazado en la región con el espesor cortical más grueso de todos los Andes del Norte (~ 60 km: Fig. 34) (Monsalve et al., 2019; Poveda et al., 2018), cuyo engrosamiento estuvo acompañado en gran medida de tasas anómalamente rápidas de exhumación durante los últimos 7 Ma (Mora-Páez et al., 2016; Mora et al., 2008). Según los últimos estudios termocronológicos y numéricos, el rápido levantamiento de la Cordillera Oriental parece ser el resultado de una topografía dinámica positiva en el manto, producida por la naturaleza boyante e hidratada de un manto astenosférico anómalamente metasomatizado (Siravo et al., 2019). Estos últimos eventos de levantamiento culminan el largo proceso de contracción tectónica de la orogenia Andina desde el Cenozoico temprano (Boschman, 2021), en donde sistemas estructurales de fallas normales de edades Paleozoicas y mesozoicas fueron invertidos por deformación compresiva (Mora et al., 2006; Sarmiento-Rojas et al., 2006). Localmente, este contexto estructural ha formado grandes fallas de basamento que penetran la corteza continental y que afloran en superficie en las cercanías del CVP (Monsalve et al., 2019).

1.2 Contexto geológico

El basamento de la Cordillera Oriental de Colombia está constituido por rocas metamórficas de medio y bajo grado de edades precámbricas y paleozoicas, que se encuentran agrupadas en unidades litotectónicas de los macizos de Santander, Floresta, Quetame y Garzón (Fig. 34; Horton et al., 2010). Estas unidades se encuentran intrusionadas por granitos del Paleozoico temprano, y se encuentran parcialmente cubiertas por gruesas secuencias sedimentarias marinas del Paleozoico

medio-temprano que han sufrido metamorfismo de bajo grado (Cardona et al., 2016; Moreno-Sánchez et al., 2019; van der Lelij et al., 2016a). Las rocas cristalinas se encuentran también cubiertas por secuencias sedimentarias mesozoicas marinas, y por secuencias continentales menos abundantes de edades cenozoicas (Cooper et al., 1995). Con base en esto, es posible inferir que CVP intrusión un basamento completamente distinto al de la PVN, derivado a un ensamblaje geológico particular y de un espesor cortical más grueso.

El CVP está constituido por alrededor de 6 km³ de rocas volcánicas que cubren un área de casi ~32

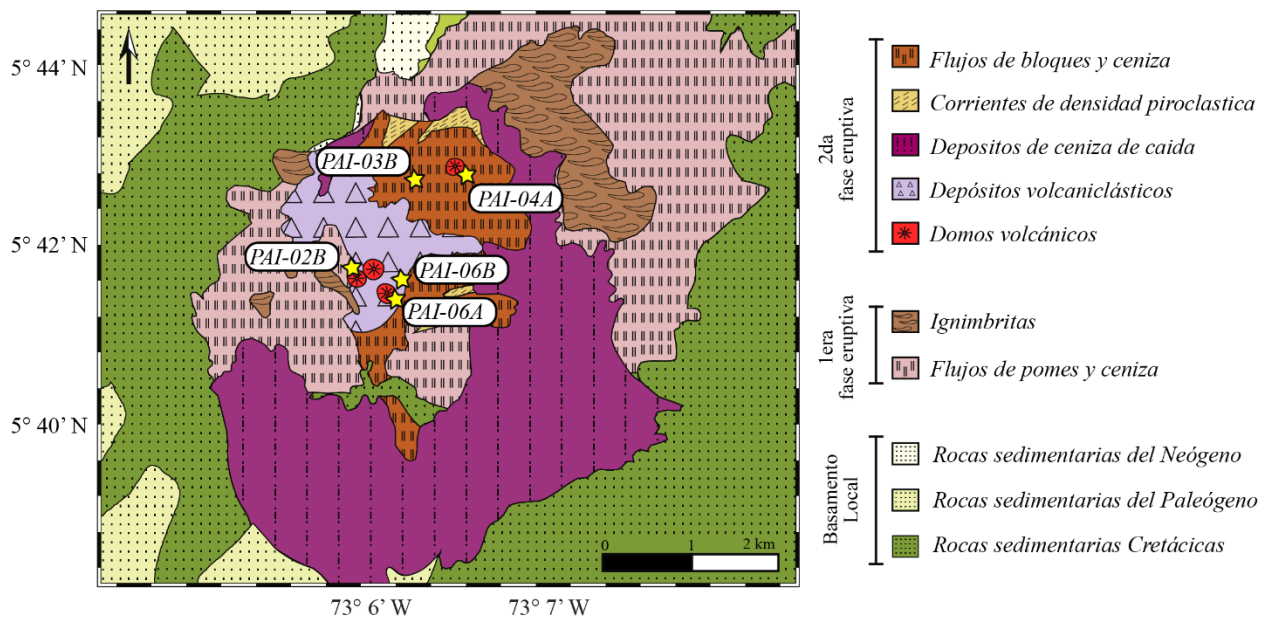


Figura 35. Mapa geológico simplificado del área de estudio, representando las dos principales fases eruptivas. Mapa modificado de Pardo et al. (2005). Las muestras obtenidas para el análisis de elementos mayores, traza e isótopos representan los productos magmáticos de los domos o fragmentos de los depósitos de bloques y ceniza, y depósitos volcánicoclásticos.

km² (Pardo et al., 2005). Los depósitos piroclásticos y domos volcánicos se encuentran en la proximidad de los afloramientos del macizo de la Floresta, y reposan o intrusionan, areniscas y limolitas de edades cretácicas y neógenas (Pardo et al., 2005; Rueda-Gutiérrez, 2020). La edad de la actividad volcánica ha sido constreñida utilizando diferentes métodos isotópicos (p. ej. Ar-Ar en feldespatos potásicos, U/Pb en circón, y trazas de fisión en circón), permitiendo establecer un rango entre los ~5.9 y ~0.9 Ma (Bernet et al., 2016; Monsalve et al., 2019; Rueda-Gutiérrez, 2020).

Los picos de edades a los ~ 1.8 , ~ 2.2 , ~ 3.6 , y ~ 5.9 representan los eventos eruptivos volumétricamente importantes, que pueden estar categorizados en dos fases eruptivas (Fig. 35) (Pardo-Villaveces et al., 2005; Pardo et al., 2005). Durante la primera fase, un evento explosivo dio origen a la formación de un cráter de hasta ~ 3 km de diámetro, y a las secuencias de ignimbritas y depósitos de caída asociados a este. La segunda fase está asociada a la extrusión y colapso de los domos volcánicos, resultando en depósitos menos volumétricos de bloques y cenizas.

Ningún otro tipo de vulcanismo se ha registrado en el área, pero es importante reconocer que las rocas del CVP están asociadas con un sistema hidrotermal que lleva el mismo nombre (Alfaro-Valero et al., 2020). Allí, aguas termales de hasta 70°C ricas en bicarbonato de sodio y sulfato de sodio emanan en superficie. Algo notable de esta evidencia geotermal es que la química del He disuelto indica que debe existir una contribución de hasta un 50% de He mantélico en el sistema (Alfaro-Valero et al., 2020).

2. Resultados

2.1 Petrografía

Todas las muestras analizadas son rocas obtenidas directamente de los domos, y pueden describirse como traquitas y riolitas. Presentan matriz ortofírica y pilotaxítica, que está esencialmente dominada por microlitos de plagioclasa. Los fenocristales están representados por plagioclasa, cuarzo y en menor medida anfíbol y biotita (Fig. 36). Los minerales accesorios están constituidos por óxidos de hierro, circón, titanita, ilmenita y epidota. La composición de los minerales de las rocas de la CVP, obtenidos a través de microsonda electrónica por un reciente estudio (Rueda-Gutérrez 2020), demuestra que la plagioclasa se clasifica como albita-oligoclasa, con rangos de componente de albita entre Ab_{90} - Ab_{85} . Por otro lado, los anfíboles parecen de tipo richterita y

katoforita, dos grupos caracterizados por sus altas concentraciones de Na₂O relativo al grupo de alto CaO de las hornblendas.

2.2 Geoquímica de roca total

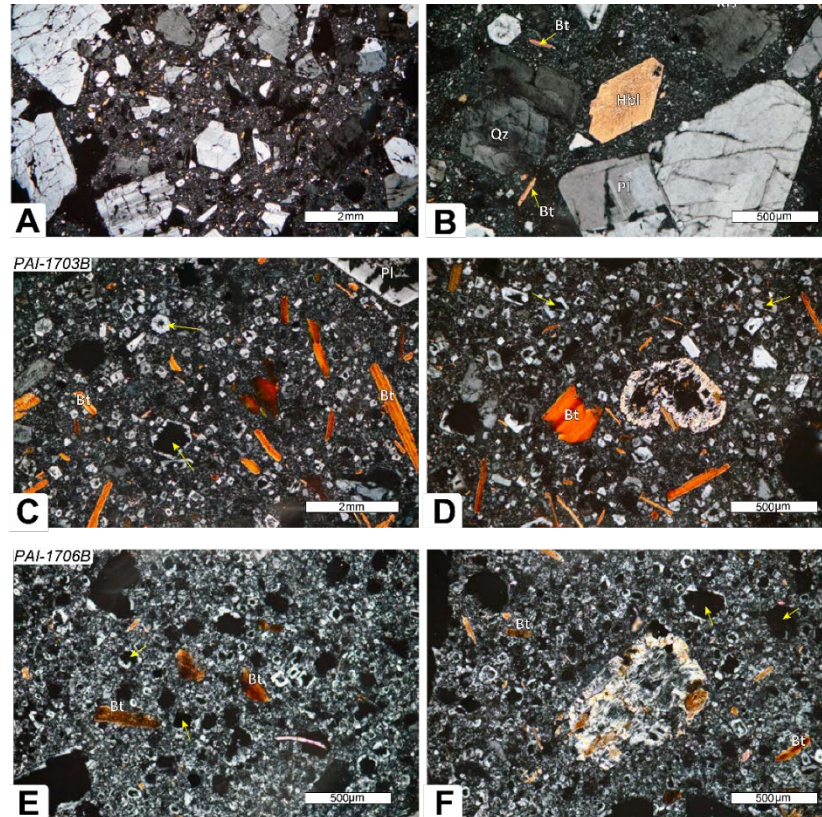


Figura 36. Microfotografías con luz polarizada representativas de las rocas muestreadas para este estudio.

Los análisis geoquímicos obtenidos durante este estudio serán comparados a lo largo de este capítulo con otros análisis previamente publicados del CVP (Monsalve et al., 2019; Rueda-Gutiérrez, 2020), al igual que con rocas de composiciones intermedias y félsicas del frente volcánico (Errázuriz-Henao et al., 2022, 2021). A diferencia del acercamiento para el PEE, en esta sección se he decidido utilizar, adicionalmente a datos compilados para el arco colombiano (Anexo A.3.2), las rocas del arco ecuatoriano (Bryant et al., 2006), esencialmente porque existe una base de datos robusta con composiciones riolíticas que no existe para Colombia (Bryant et al., 2006).

Aun así, se sigue el mismo filtraje con respecto al LOI (<3 %) y excluyendo rocas plutónicas y sub-volcánicas.

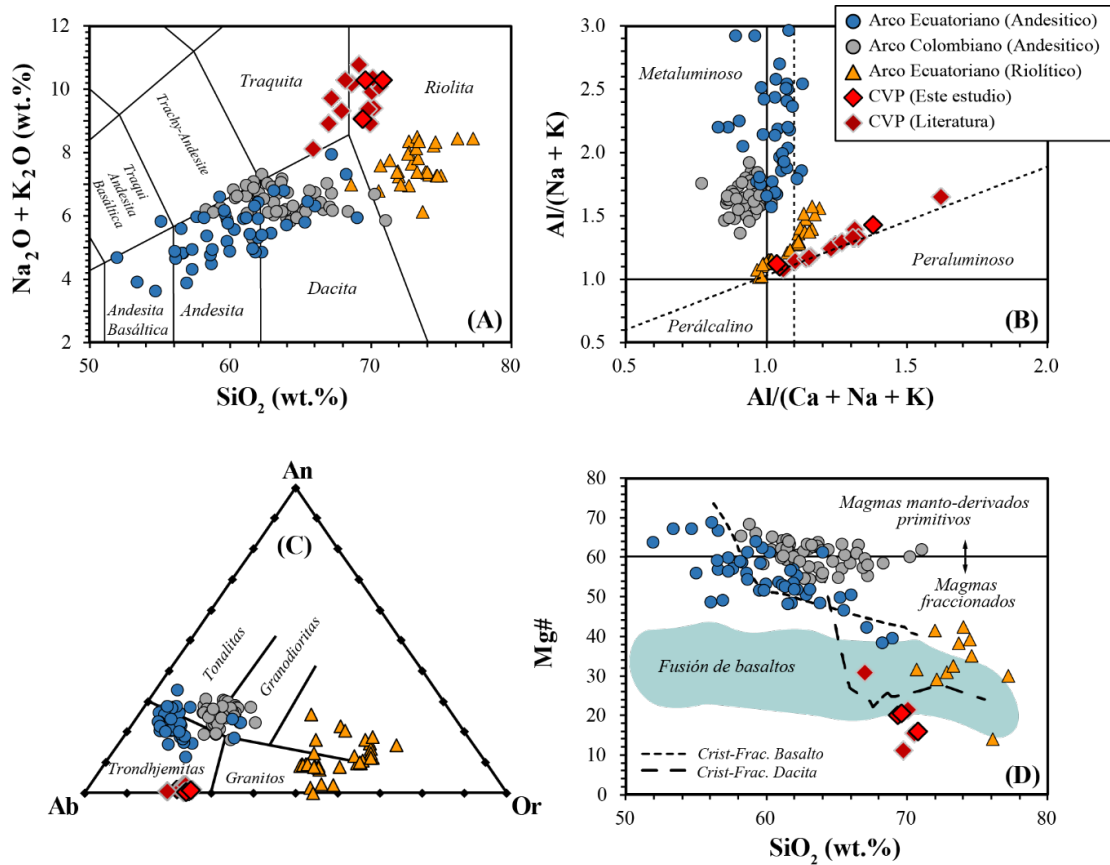


Figura 37. Clasificación de las rocas del CVP y otros productos volcánicos coetáneos de los Andes del Norte. Composición del CVP de otros estudios obtenida de Monsalve et al. (2019) y Rueda-Gutiérrez (2020). (A) Clasificación TAS. (B) Índice de saturación de alúmina vs índice de peralcalinidad, en donde las rocas del CVP muestran una tendencia distintiva en el campo peraluminoso. (C) Clasificación de feldspatos normativos (Ab-An-Or) mostrando la naturaleza trondjemítica del CVP. (D) SiO_2 vs #Mg mostrando la naturaleza fraccionada del CVP y las riolitas de Ecuador, que se diferencian de las rocas andesíticas primitivas con alto #Mg del frente volcánico.

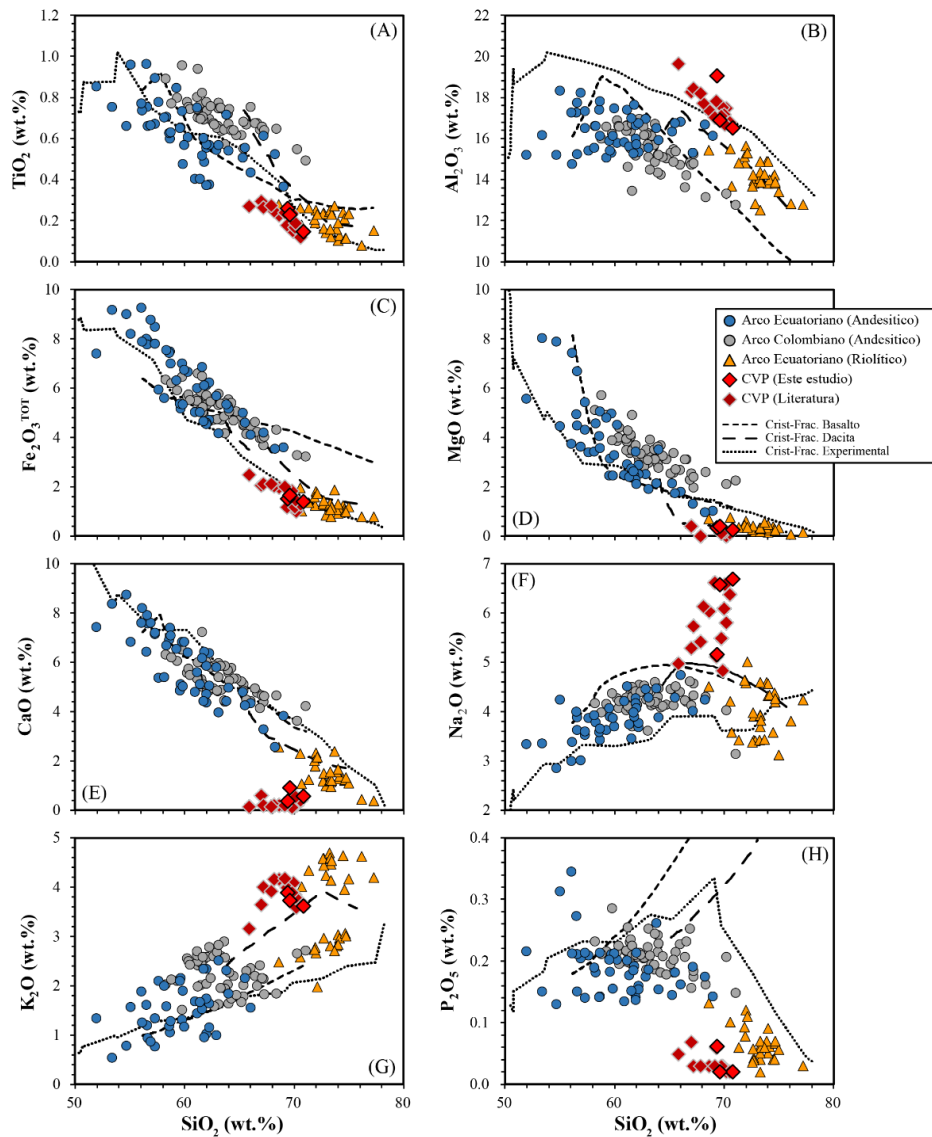


Figura 38. Diagramas tipo Harker para las rocas del CVP y otros productos volcánicos coetáneos de los Andes del Norte. Los modelos de cristalización fraccionada fueron calculados utilizando Rhyolite Melts (Gualda et al., 2012) a 1 GPa, fugacidad de oxígeno de QFM =1 y contenidos de H₂O de 4 wt%. La temperatura inicial se calculó utilizando el liquidus de una andesita basáltica del Popocatepetl, México; y una andesita de alto MgO del Nevado del Santa Isabel, Colombia. La secuencia de cristalización fraccionada experimental de un basalto hidratado de arco fue obtenida de Nandedkar et al. (2014). En general, las rocas del CVP no siguen una secuencia de cristalización idealizada de magmas intermedios de arcos magmáticos

Las rocas del CVP presentan composiciones félsicas, con porcentajes de SiO₂ que oscilan entre los 66-71 wt% y con una sumatoria de álcalis (Na₂O + K₂O) de ~10 wt% que las ubica como riolitas y traquitas en el diagrama TAS (Fig. 37a). A diferencia de las rocas de composiciones intermedias

del frente volcánico, las rocas del CVP y las otras riolitas Andinas grafican hacia el campo de composiciones peraluminosas, aunque es evidente que ambas presentan tendencias distintas (Fig. 37b). Por su alto Na₂O y bajo CaO, un rutinario cálculo de su mineralogía normativa sugiere que también pueden clasificarse como trondjhemitas, contrastando con el frente volcánico intermedio y riolítico (Fig. 37c). A una misma concentración de SiO₂, las rocas del CVP también se diferencian del frente volcánico activo al tener un menor #Mg, ploteando cerca de los fundidos experimentales de basaltos, pero alejada de las composiciones primitivas de las andesitas (Fig. 37d). En los diagramas tipo Harker (Fig. 38), es evidente que las rocas del CVP muestran también elevados contenidos de Al₂O₃ y Na₂O, pero drásticamente más bajas concentraciones de CaO y P₂O₅ con respecto fundidos andesíticos y riolíticos típicos del frente volcánico. En términos de Fe₂O₃, TiO₂ y MgO las rocas del CVP presentan similitudes con las riolitas, sin embargo, al estas tener más SiO₂, ambas series forman tendencias distintas.

En términos de los elementos traza, el CVP muestra algunas características similares a las rocas arquetípicas de arcos volcánicos; es decir, enriquecimiento en LILE con respecto a REE, anomalía negativa de TiO₂ o anomalías positivas de Pb (Fig. 39). Sin embargo, hay ciertas diferencias en las concentraciones relativas y relaciones elementales entre algunos elementos que diferencian claramente al CVP del frente volcánico de los Andes del Norte. Por ejemplo, el CVP presenta una menor anomalía de Nb-Ta y una relación de Nb/Ta alto (~27 vs ~15 en el arco), al igual que un enriquecimiento anómalo en Sr y una relación muy alta de Sr/Nd (~100 vs ~40 en el arco) (Fig. 39a). Además, las rocas del CVP también muestran unos patrones de REE más fraccionados y con anomalías positivas de Eu ($Eu^* = Eu_N / [Sm_N + Gd_N]^{0.5}$). Por sus bajas concentraciones relativas de las REE medianas (MREE), las rocas del CVP exhiben un patrón distintivo tipo cuchara en las REE que no se observa en las otras series volcánicas (Fig. 39b).

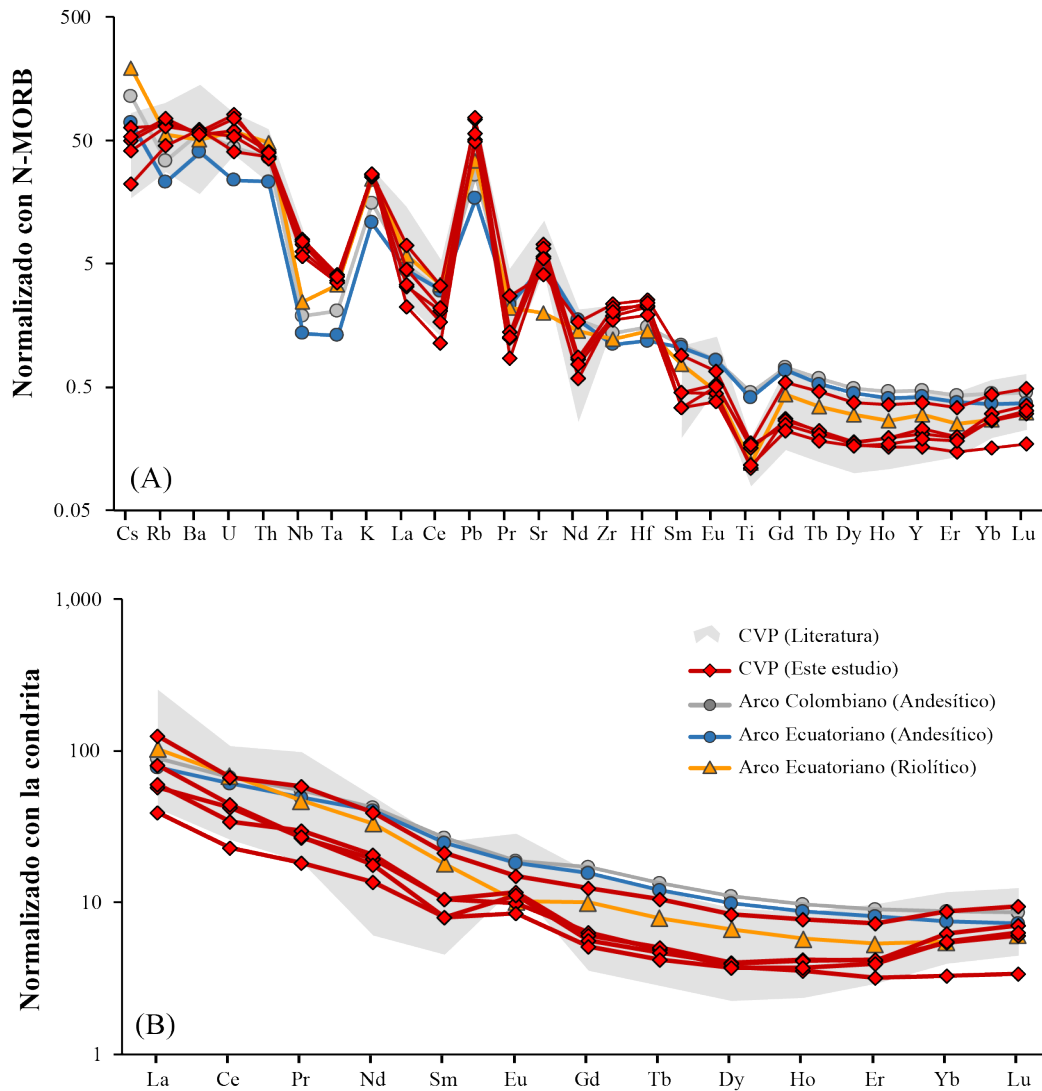


Figura 39. Diagrama multielemental de elementos trazas y de tierras raras (REE) para las rocas del CVP y otros productos volcánicos coetáneos de los Andes del Norte. El CVP presenta concentraciones relativas diferentes a las rocas del frente volcánico activo, como por ejemplo valores más elevados de Nb, Ta, Sr, Eu, Zr y Hf, pero valores significativamente más bajos de las REE, especialmente de las REE intermedias (MREE).

Isotópicamente, las rocas del CVP son comparativamente más radiogénicas en Sr y Pb y menos radiogénicas en Nd y Hf que el frente volcánico, y en general, forman una agrupación aislada (Fig. 40). Por ejemplo, en las gráficas de Sr-Nd y Nd-Hf, las rocas del CVP muestran valores marcadamente diferentes que los basaltos de la placa Nazca y los estratovolcanes activos, pero

grafican cerca o incluso sobreponiéndose con litologías que caracterizan el basamento local (Bissig et al., 2014; van der Lelij et al., 2016a) y los sedimentos atlánticos (Carpentier et al., 2009, 2008).

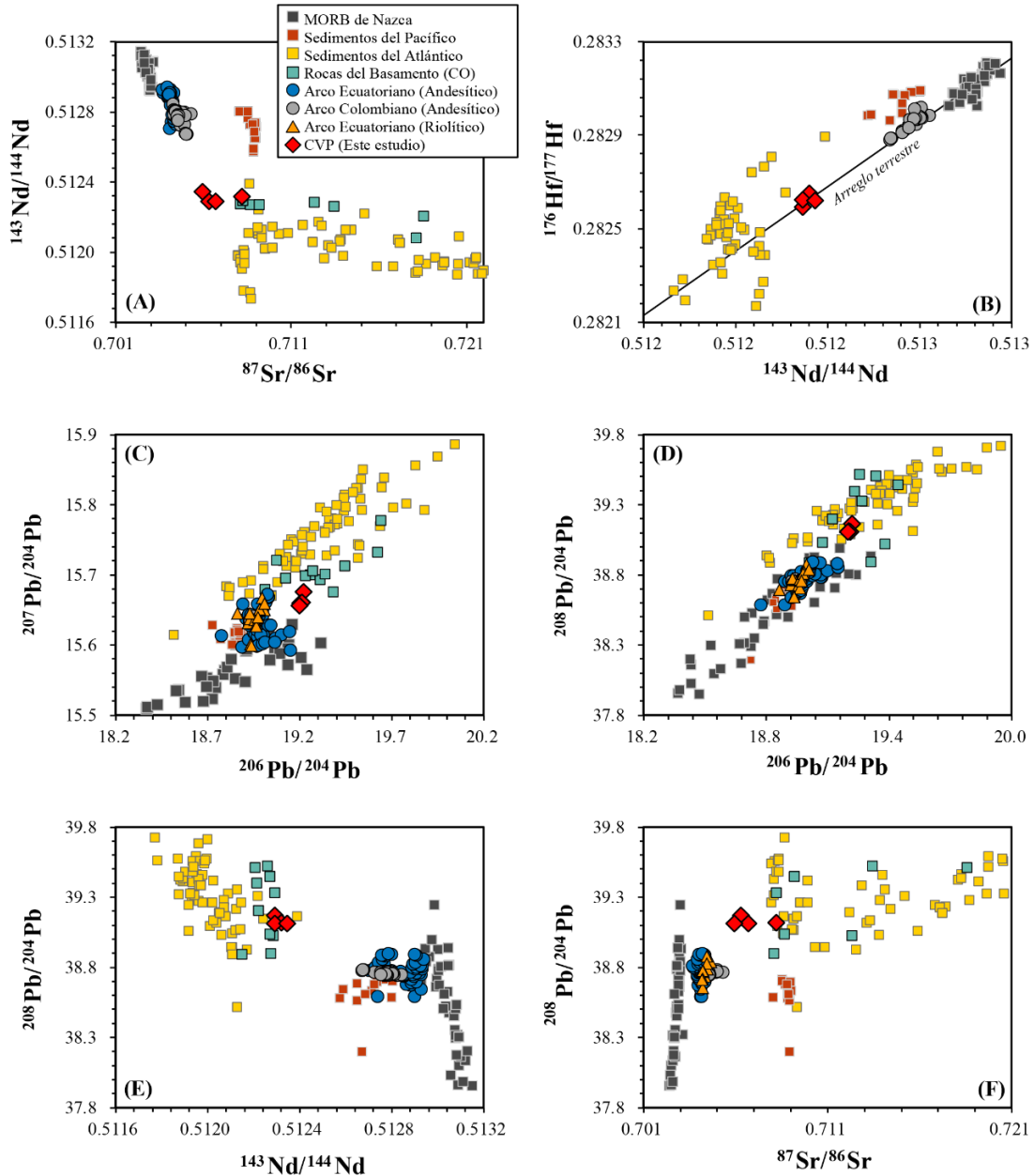


Figura 40. Isotopía de Sr, Nd, Pb y Hf de las rocas del CVP, productos volcánicos coetáneos de los Andes del Norte, y posibles fuentes magmáticas que incluyen los basaltos tipo MORB de Nazca (Gale et al., 2013), las rocas del basamento de la Cordillera Oriental (CO) (Bissig et al., 2014), sedimentos del Pacífico colombiano (cuenca de Panamá; Anexo 3.1) y sedimentos del Atlántico (Antillas) (Carpentier et al., 2008, 2009). En general, las rocas del CVP forman una agrupación isotópica distintiva que se sobrelapan con las rocas de composiciones enriquecidas del basamento o de los sedimentos derivados de este.

Así mismo, las relaciones isotópicas de Pb del CVP también parecen ser similares a las del basamento de la Cordillera Oriental, e incluso a sedimentos del Caribe y del Atlántico que son derivados continentales de la margen Suramericana (Carpentier et al., 2008). En general, las rocas volcánicas de Colombia y Ecuador, sin importar su composición, grafican en un grupo con composiciones delimitadas entre los basaltos de Nazca y los sedimentos subducidos, exhibiendo en general un comportamiento isotópicamente más empobrecido que el CVP (Fig. 40).

3. Discusión: El origen del Complejo Volcánico de Paipa

3.1 ¿Existe alguna relación entre el CVP y el arco activo?

Por su temporalidad y contexto tectónico, es claro que el CVP está enmarcado en una zona de subducción activa que ha producido un voluminoso arco magmático (Errázuriz-Henao et al., 2019; Marín-Cerón et al., 2010). Y, sin embargo, sus composiciones difieren claramente de las rocas volcánicas coetáneas de arco. Una primera posibilidad, es que el CVP represente fundidos secundarios, derivados de un magma de arco primitivo que por alguna razón no emana en superficie. Su composición isotópica enriquecida y distinta del arco activo ya indica que las fuentes magmáticas no pueden ser las mismas; sin embargo, es también probable que las rocas de CVP hayan evolucionado a través de la cristalización fraccionada a partir de un magma primitivo, con o sin asimilación, propio del contexto de la subducción debajo de la Cordillera Oriental. Para verificar esta hipótesis se plantean dos ejercicios.

En el primero se compara la composición del CVP con dos modelos termodinámicos de cristalización fraccionada a partir de un basalto y una andesita de arco natural (Gualda et al., 2012), al igual que con los resultados experimentales de la cristalización de un basalto de arco hidratado (Nandedkar et al., 2014) (Fig. 38). En efecto, las rocas del CVP muestran #Mg relativamente bajos que se asemejan con los productos derivados de la cristalización de fases ricas en Mg-Fe típicas

de las primeras etapas evolutivas (Fig. 37d). Sin embargo, la figura 38 también muestra que a un mismo contenido de SiO₂, todos los modelos de cristalización poseen mayor contenido de CaO y más bajo Na₂O que el CVP. En todo caso, estas sistemáticas parecen replicar las riolitas ecuatorianas como productos de la cristalización fraccionada de los magmas primitivos intermedios (Bryant et al., 2006; Chiaradia et al., 2009), un resultado consistente con su isotopía virtualmente idéntica.

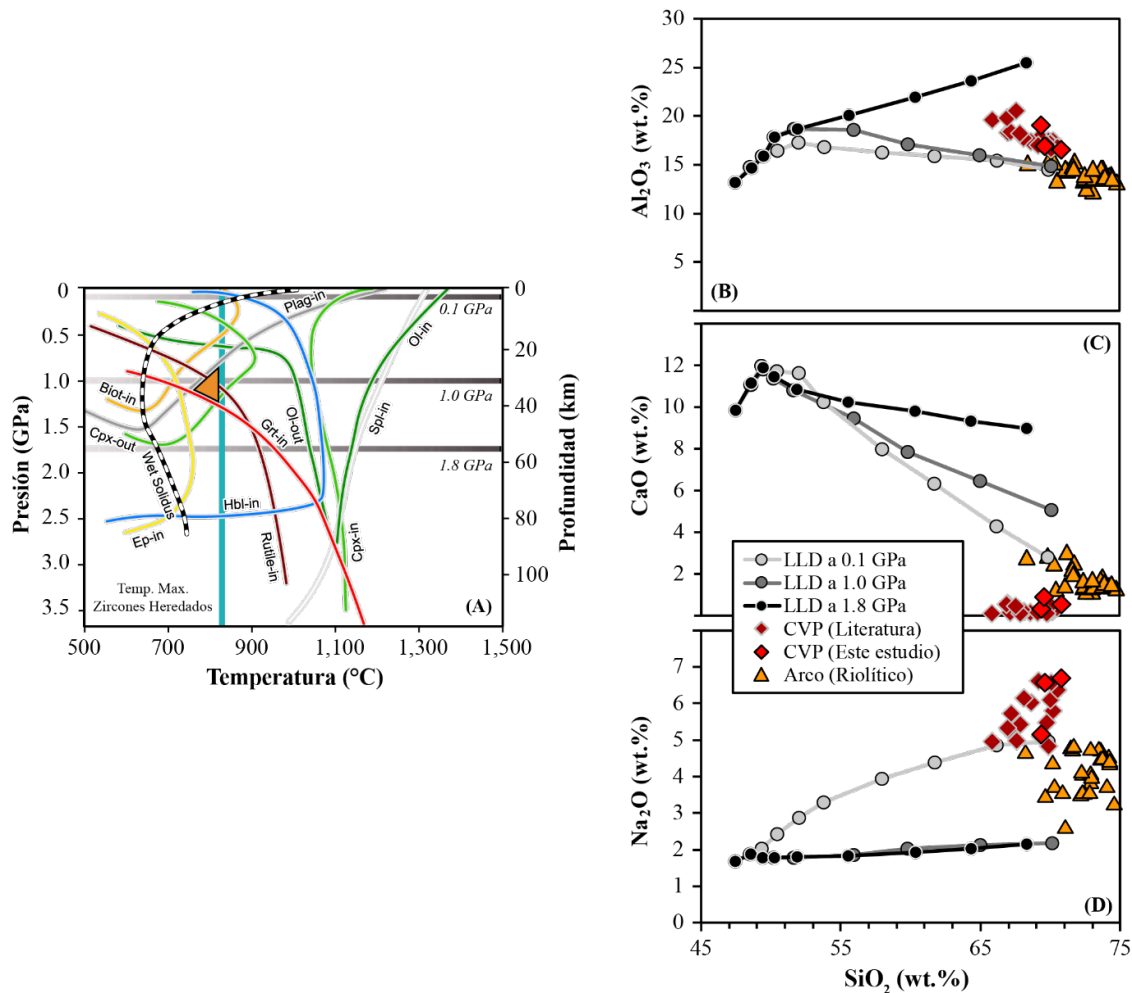


Figura 41. (A) Diagrama de fases de un basalto saturado en H₂O modificado de Loucks (2021). Las tres líneas grises interceptan la secuencia de cristalización durante una evolución isobárica. (B, C, D) Líneas de fraccionamiento (LLD) considerando presiones relevantes para la corteza superior, media y baja en el contexto del CVP. Cada línea recalcula la secuencia de cristalización observada en (A). Por ejemplo, a los 1.8 GPa no se modela la cristalización de plagioclasa. En general, ninguna secuencia de cristalización, sin importar la presión, puede reproducir las composiciones del CVP. La línea vertical aguamarina representa la temperatura a la cual se predice una completa disolución de circones heredados (Miller et al., 2003). El polígono naranja representa las condiciones de P-T más adecuadas para el CVP (ver más abajo)

Sin embargo, los modelos utilizados resultan de la cristalización a bajas presiones (< 1 GPa), y en esa medida, no proveen información sobre la evolución de los fundidos primitivos a profundidades relevantes para la corteza baja. Considerando que la presión puede tener un impacto significativo en la estabilidad mineral, también se modelan las líneas de liquidus considerando la cristalización de un mismo basalto a 1.8, 1.0 y 0.1 GPa utilizando los cálculos de Loucks(2021). Los resultados se observan en la figura 41.

A los 1.8 GPa, equivalente a condiciones relevantes para el Moho debajo del CVP, la inestabilidad de la plagioclasa en la secuencia de cristalización deriva en fundidos con alto Al_2O_3 (Fig. 41), un resultado consistente con la naturaleza peraluminosa del CVP, y con la cristalización de magmas de arco a altas presiones (Blatter et al., 2013). Sin embargo, al no predecir la cristalización de anortita, los fundidos a altas presiones también derivan en un mayor CaO (Fig. 41), esencialmente porque el granate que se predice a estas composiciones y presiones es de tipo piropo (Mg)-almandino (Fe). Además, la cristalización de abundante anfíbol a presiones de 1.0 y 1.8 GPa derivan en un contenido de Na_2O constantemente bajo, que evidentemente contrasta con el enriquecimiento de Na_2O en las rocas del CVP. Una vez más, es posible inferir que las riolitas de Ecuador resultan de la cristalización fraccionada de magmas intermedios o basálticos a presiones bajas o intermedias. Sin embargo, si las rocas del CVP no derivan de la cristalización fraccionada de un magma más primitivo, la otra posibilidad es que reflejen procesos de asimilación del basamento a medida que ascienden a lo largo de la gruesa corteza de la Cordillera Oriental.

Un segundo ejercicio es el de evaluar los procesos de asimilación y cristalización fraccionada (AFC, por sus siglas en inglés) (DePaolo, 1981). Para estimar el amplio espectro de composiciones que pueden resultar de procesos como el AFC a diferentes P-T, se modela un rango de condiciones utilizando diferentes coeficientes de partición (D). Específicamente, se modulan el D_{Sr} y el D_{Nd} , asumiendo que el Sr es sensible a la cristalización de plagioclasa a bajas presiones y que el Nd es sensible al anfíbol a altas presiones (Alonso-Perez et al., 2009; Blatter et al., 2013; Bottazzi et al.,

1999; Dohmen and Blundy, 2014). La Figura 42 muestra las sistemáticas geoquímicas de un modelo de AFC resultante de la interacción de un basalto isotópicamente empobrecido (Kelemen et al., 2007) y la composición promedio del basamento de la Cordillera Oriental (Bissig et al., 2014; van der Lelij et al., 2016a). Los modelos propuestos tienen un rango de valores de r y F que ejemplifican la cristalización fraccionada sin asimilación ($r=0$) y hasta altos grados de asimilación ($r > 0.5$), y consideran diferentes proporciones de masa cristalizada ($F = 10-99\%$). Las figuras 42a, c y e consideran un ensamblaje mineralógico de bajas presiones, donde la plagioclasa se comporta como un mineral estable y por lo tanto Sr se comporta como compatible (Dohmen and Blundy, 2014). En cambio, las figuras 42b, d y f ejemplifican un ensamblaje a altas presiones, donde el Nd se comporta como compatible debido a la mayor estabilidad del anfíbol (Bottazzi et al., 1999). Los modelos presentados muestran claramente que ninguna litología dominada por plagioclasa puede explicar las sistemáticas de las rocas del CVP, esencialmente porque los productos del CVP tienen enriquecimientos significativos de Sr y por lo tanto relaciones muy altas de Sr/Nd y Rb/Sr. Por otro lado, las sistemáticas de AFC dominadas por una fuente anfíbolítica se acercan un poco más a las composiciones del CVP, pero lo hacen solo si se consideran altos grados de asimilación ($r = 0.75-0.95$) y elevadas fracciones de cristalización ($F = 90-99\%$). En efecto, lo que sugiere este ejercicio es que las rocas del CVP se asemejan más a la fusión casi completa de las rocas del basamento, que a la interacción de diferentes proporciones entre un basalto primitivo y fundidos derivados de la asimilación cortical de las rocas encajonantes

Altos grados de asimilación como los indicados por las tendencias de AFC requieren de elevadas temperaturas, que sin duda podrían generarse a través del calor latente resultante de la cristalización de un basalto. Sin embargo, si este proceso contribuye a la formación de CVP, se deberían observar anomalías de temperaturas elevadas debajo de la corteza congruentes con el requerimiento térmico. Y, aun así, justo lo opuesto se observa debajo del CVP, donde parecen

existir anomalías térmicas relativamente frías entre los 20 y 50 km de profundidad (Vargas et al., 2019).

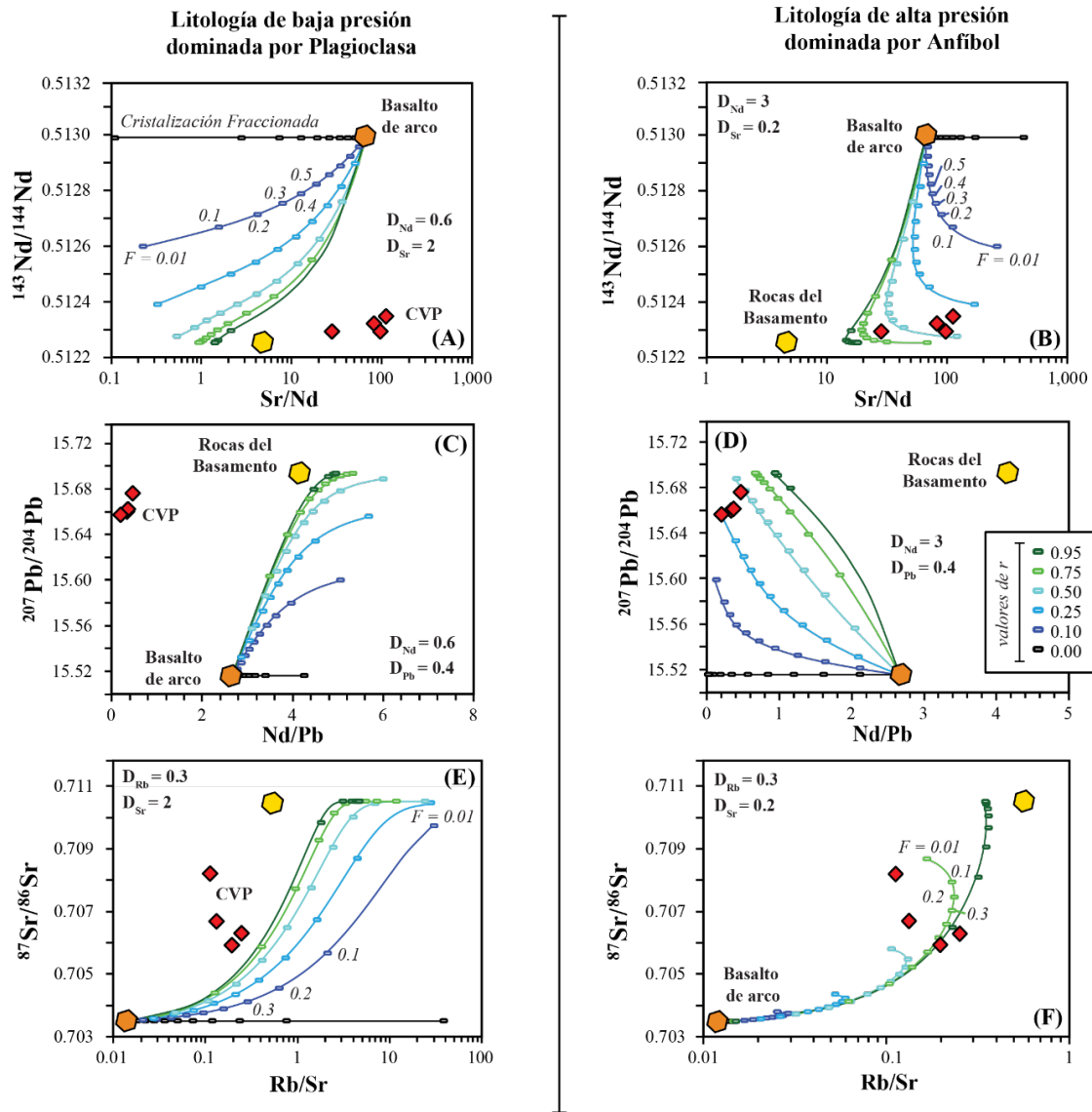


Figura 42. Modelos de AFC siguiendo las ecuaciones de DePaolo, (1981). Los modelos consideran dos escenarios, en los cuales la compatibilidad del Sr, Nd, Pb y Rb varía con respecto a la presencia o ausencia de plagioclasa y anfíbol residual. Los coeficientes de partición en *Bulk* fueron calculados utilizando coeficientes relevantes para composiciones riolíticas y dacíticas del repositorio GERM (Earthref.org). La mineralogía de baja presión está constituida por 30% plagioclasa, 20% piroxeno, 20% anfíbol, 15% biotita, y 15% de feldespato potásico; mientras que la mineralogía de alta presión asume 60% anfíbol, 20% piroxeno, 10% granate y 10% biotita. Los valores de r (relación de la tasa de masa asimilada a la tasa de cristalización) y de F (proporción de material cristalizado) fueron constreñidos entre 0 y 0.95, y entre 10 y 99%, respectivamente. Estos valores cubren el espectro completo entre cristalización fraccionada hasta una casi completa asimilación.

Adicionalmente, se ha demostrado que incluso considerando un 25% de asimilación, existe un limitante térmico que deriva en una alta cristalinidad del magma parental, imposibilitando su ascenso y eventual erupción (Glazner, 2007). Más aun, y dado que este modelo requiere de un flujo importante de basaltos hacia la corteza, es inevitable preguntarse ¿porque no hay evidencia de vulcanismo basáltico en la zona? Lo anterior es particularmente enigmático porque incluso en las zonas con el espesor más grueso de todos los Andes (S. Perú, ~70 km), donde el AFC ha sido considerado un proceso dominante, existe algunas evidencias de magmatismo basáltico en asociación con las secuencias más diferenciadas (Blum-Oeste and Wörner, 2016; Freymuth et al., 2015).

En conclusión, parece poco probable que las rocas del CVP deriven de la diferenciación por cristalización fraccionada de un magma más primitivo, incluso si se invocan procesos de asimilación cortical. En cambio, la evidencia geológica y geoquímica presentada más bien sugiere que la fusión cortical, sin el requerimiento de un basalto derivado del manto, puede ser un mecanismo más plausible. Los capítulos siguientes exploran esta hipótesis.

3.2 Relación con fundidos corticales naturales y experimentales

Las composiciones del CVP presentan algunas similitudes con fundidos de materiales corticales experimentales, derivados de una amplia gama de condiciones de P-T-H₂O-X (Gao et al., 2016). La Figura 43 muestra los diferentes resultados de experimentos de fusión cortical realizados con y sin fluidos presentes, y derivados de fuentes máficas y félsicas. Sin embargo, es evidente que ninguno de estos experimentos puede replicar consistentemente la composición del CVP. En efecto, solo parece haber cierta semejanza con los fundidos en equilibrio con fuentes félsicas en términos de TiO₂, MgO, Fe₂O₃ y K₂O, pero luego estas mismas series también exhiben valores más bajos de Na₂O. Considerando solamente el SiO₂ y Na₂O, las rocas del CVP parecen ser

similares a los fundidos en equilibrio con fuentes máficas. Aun así, éstas presentan un mayor contenido de CaO, MgO, TiO₂ y un menor contenido de K₂O. También es cierto que todas las series consideradas grafican dentro del campo peraluminoso, pero en este caso las rocas del CVP presentan una sistemática similar con aquellos fundidos en equilibrio con fuentes félsicas.

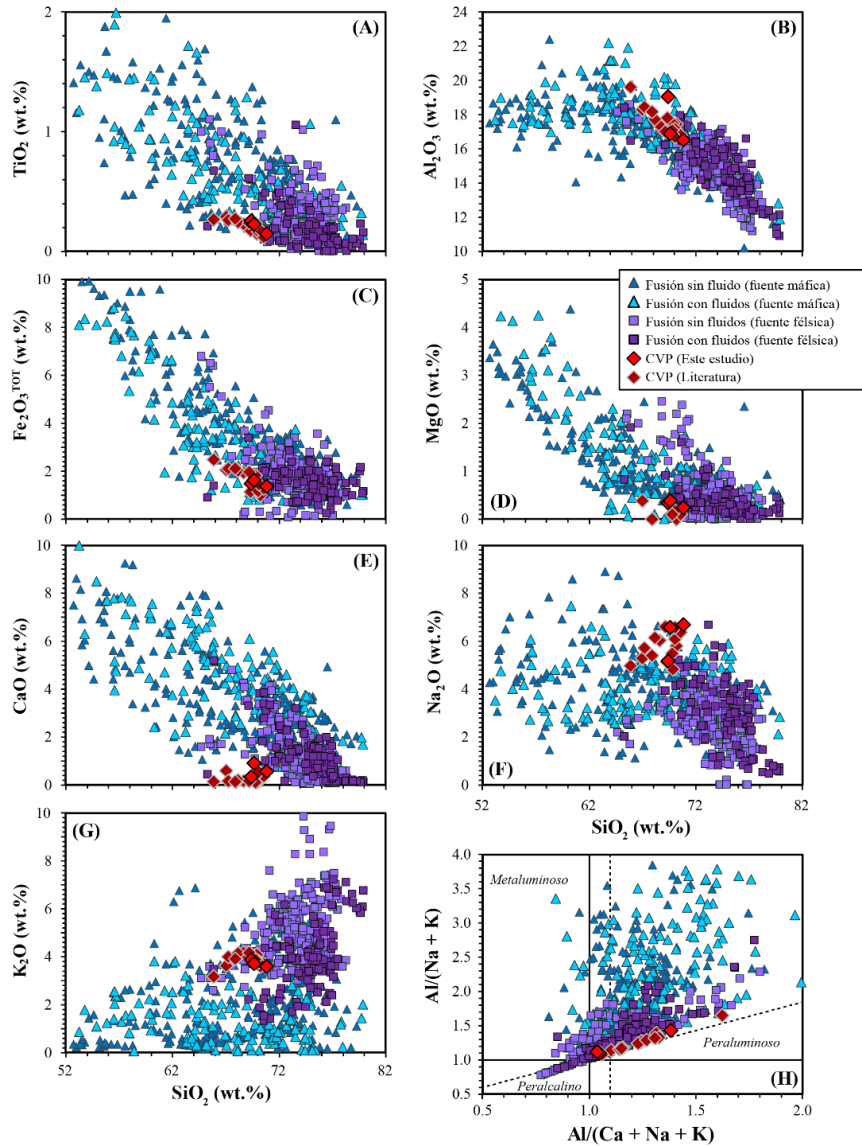


Figura 43. Diagramas tipo Harker de las rocas del CVP y fundidos experimentales producidos con y sin fluidos presentes, y en equilibrio con fuentes máficas y félsicas. Todos los datos experimentales derivan de la compilación de Gao et al. (2016).

En la figura 44 se amplía esta comparación, pero ahora en términos de la composición de fundidos corticales naturales, derivados de ambientes tectónicos diferentes y de protolitos distintos. Estos

incluyen: (1) Secuencias TTG (Trondhjemita-Tonalita-Granito) del Arqueano, que posiblemente derivan de la fusión de fuentes máficas en presencia de agua (Laurent et al., 2014; Moyen, 2011), (2) Leucogranitos del Himalaya, que probablemente son el resultado de la fusión por deshidratación de rocas félsicas formadas por la colisión continente-continente entre India y Asia (Cao et al., 2022; Searle et al., 2009b) y (3) la formación Olló de Sapo, representando fundidos corticales formados mediante fusión por deshidratación de metapelitas (García-Arias et al., 2018) posiblemente asociado a un contexto extensional impuesto por la apertura del océano Rhéico (von Raumer and Stampfli, 2018).

De igual manera que con la comparación anterior, las rocas del CVP no presentan ninguna similitud a lo largo de todos los elementos mayores con estos fundidos corticales naturales. Por ejemplo, el CVP comparte los mismos valores de TiO_2 , MgO , CaO , Fe_2O_3 y K_2O con los Leucogranitos del Himalaya, pero estos presentan mayor SiO_2 , y menor Na_2O y Al_2O_3 . Por otro lado, el CVP muestra la emblemática firma de alto Na_2O de las TTG, pero también exhibe concentraciones altas de K_2O . En cambio, las rocas de Olló de Sapo tienen concentraciones de CaO y K_2O similares a las del CVP, pero también exhiben valores más bajos de Na_2O . En general, el CVP parece seguir la misma tendencia peraluminosa que los fundidos de fuentes félsicas, pero se diferencia de las TTG que tienen un índice de peralcalinidad más bajo.

Aunque ninguna de las series consideradas replica las concentraciones del CVP, es posible hacer algunas inferencias con base en esta información. Primero, es evidente que invocar un protolito félsico es inconsistente con los valores relativamente bajos de SiO_2 del CVP, especialmente si se

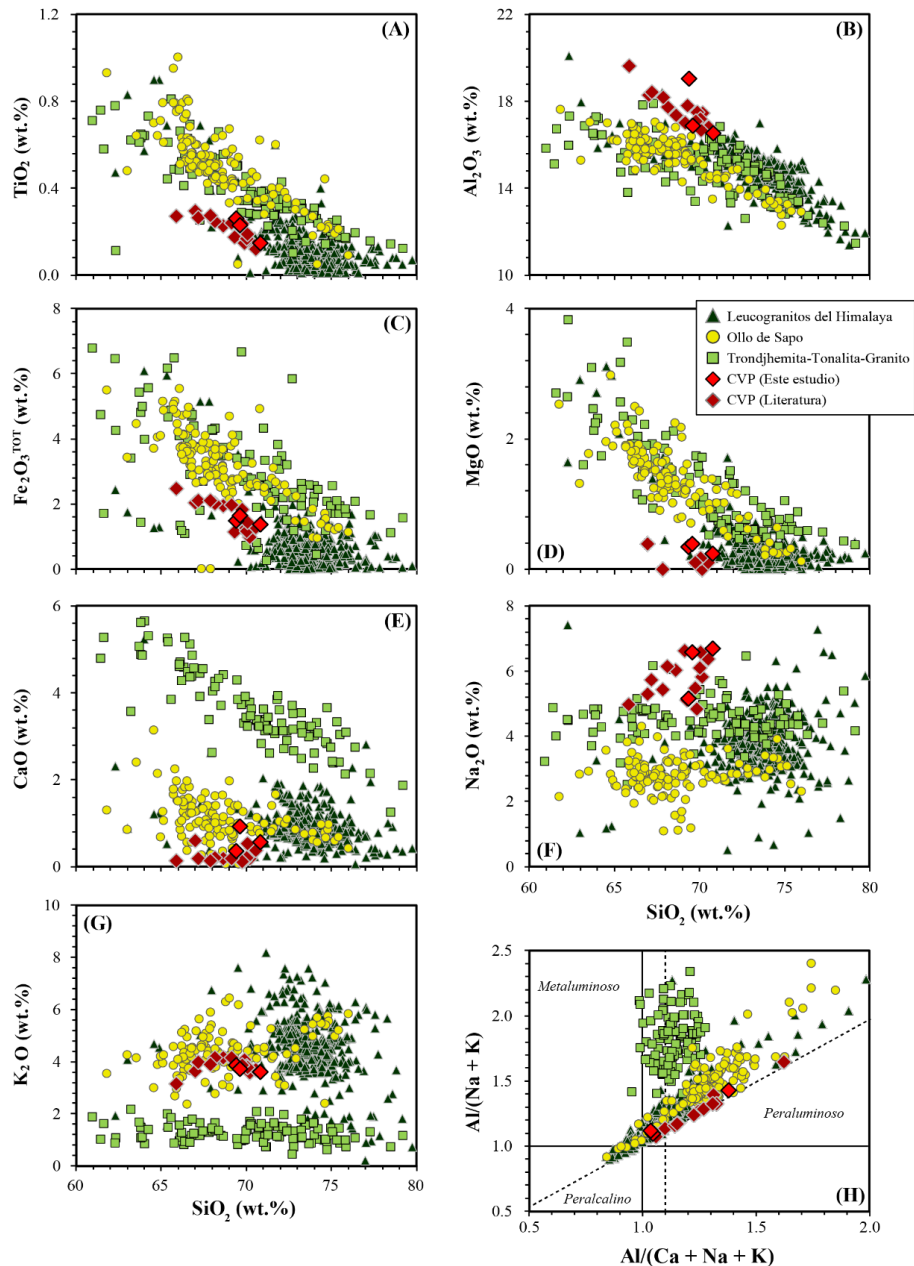


Figura 44. Diagramas tipo Harker de las rocas del CVP y fundidos corticales derivados de contextos tectónicos distintos y a condiciones P-T-H₂O contrastantes. Los datos de leucogranitos del Himalaya son de Cao et al. (2022), los de las series TTG de Laurent et al. (2014) y Moyen, (2011); y los de Ollo de Sapo de García-Arias et al. (2018).

compara con los fundidos en equilibrio con fuentes félsicas, como los leucogranitos. Considerando que las rocas del CVP pueden tener hasta un 66% de SiO₂, su fuente debe ser al menos de composición intermedia. Segundo, es también claro que las rocas del CVP no pueden derivar de

una fuente máfica por sus bajos valores de MgO, CaO, TiO₂ y Fe₂O₃ (Fig. 41 y 42). Además, su isotopía enriquecida también descarta la participación de la fusión de basaltos de la placa oceánica en subducción o basaltos acrecionados a la base de la corteza (*underplating*) (Atherton and Petford, 1993; Defant and Drummond, 1990).

Sin embargo, y a pesar de estas diferencias, el alto Na₂O y la naturaleza trondjemítica de las rocas del CVP indica que puede existir un proceso genético similar al de las TTG en donde la presencia de agua sea capaz de desestabilizar la plagioclasa para generar el alto Na₂O y la firma trondjemítica (Castro et al., 2013; Patiño Douce and Harris, 1998; Pourteau et al., 2020). Por lo tanto, de estas comparaciones se sugiere que las rocas del CVP posiblemente derivan de la fusión de un protolito de composición intermedia en presencia de agua libre.

3.3 Evidencia geoquímica de fundidos saturados en H₂O

Utilizando los análisis de plagioclasa de las rocas del CVP publicados en otros estudios, y los acercamientos termobarométricos derivados de la composición de los anfíboles de las mismas muestras (Rueda-Gutiérrez, 2020), es posible aplicar el higrómetro de plagioclasa para estimar las concentraciones de agua en profundidad (Waters and Lange, 2015). Los resultados de estos cálculos (Tabla 2 y Fig. 45) sugieren que las rocas del CVP presentan hasta un 12 wt% de H₂O, excediendo en casi el doble los valores típicos de las rocas de arco.

Tomando en cuenta que las litologías continentales básicamente carecen de agua libre, y solo un pequeño porcentaje del H₂O disponible se encuentra en la estructura de las fases hidratadas (i.e. anfíboles o micas) (Yardley, 2009; Yardley and Valley, 1997), es injustificado invocar una fusión por deshidratación para las rocas del CVP. Una manera de cuantificar este proceso es a través de un cálculo del H₂O resultante de la fusión parcial de una litología hidratada hipotética, considerando la partición del H₂O en anfíboles y micas ($A_{\text{amph}}D_{\text{H}_2\text{O}} = 0.2$ and $M_{\text{mica}}D_{\text{H}_2\text{O}} = 0.5$; Hauri

et al., 2006)). En este ejercicio, solo a muy bajos grados de fusión parcial ($< 0.1 F$) las concentraciones de H₂O llegan a los 8.5 wt% (Fig. 45). Claramente, la fusión parcial por deshidratación no parece ser un proceso factible para explicar el enriquecimiento en agua del CVP. En cambio, y siguiendo la interpretación a la que se llegó con los elementos mayores, es más probable que el CVP derive de la fusión en presencia, o exceso, de H₂O libre.

Muestra	wt% H ₂ O	%An	%Ab	T (°C)	P (bars)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
P45-1	12.5	5%	96%	600	8000								
P45-1	12.6	70%	95%	600	8000								
P45-1	12.7	7%	95%	600	8000	69.9	0.2	17.5	1.8	0.1	0.3	5.4	3.7
P45-1	12.8	9%	92%	600	8000								
P45-1	13.0	26%	80%	600	8000								
P47-1	12.5	25%	81%	611	8000								
P47-1	12.5	22%	83%	611	8000								
P47-1	12.1	9%	93%	611	8000								
P47-1	12.0	8%	94%	611	8000								
P47-1	12.1	9%	93%	611	8000								
P47-1	12.0	8%	94%	611	8000								
P47-1	11.8	5%	96%	611	8000	70.5	0.1	16.8	1.2	0.1	0.3	6.5	3.7
P47-1	12.1	10%	92%	611	8000								
P47-1	12.1	10%	92%	611	8000								
P47-1	9.1	1%	99%	611	8000								
P47-1	9.2	4%	97%	611	8000								
P47-1	9.7	3%	97%	611	8000								

Tabla 2. Valores de composiciones de plagioclasa (%An y % Ab), presión (P), temperatura (T) y composición de roca total utilizados para los cálculos higrométricos de plagioclasa de Waters and Lange (2015). Los valores de P-T fueron obtenidos de los cálculos termobarométricos de anfíbol de Rueda-Gutiérrez (2020). Las estimaciones del contenido pre-eruptivo de H₂O se encuentran graficadas en la figura 45.

Algunos estudios experimentales de fusión en exceso de H₂O indican que incluso a bajas presiones, la disponibilidad de H₂O lleva a la desestabilización completa de la plagioclasa (Gardien et al., 2000; Patiño Douce, 1996). Como ya se ha mencionado, esto se alinea bien con el hecho de que las rocas del CVP tienen alto Na₂O, y también con su posible asociación genética con las TTG. La presencia de H₂O libre durante la fusión también parece estabilizar anfíbol peritético, es decir,

que se forma debido a las reacciones de hidratación de posible piroxeno/granate preexistente (Gardien et al., 2000; Schwindinger et al., 2019). Una mineralogía residual rica en anfíbol y pobre en plagioclasa que caracteriza la fusión en presencia de H₂O se distingue de la mineralogía residual resultante de la fusión por deshidratación, que normalmente incluye un arreglo de fases con piroxeno, granate y plagioclasa (Clemens et al., 2020; Weinberg and Hasalová, 2015). Con base en esto, y considerando que la partición de los elementos traza es sensible a los minerales en equilibrio presentes en el sólido, a continuación, se discuten las variaciones de elementos traza del CVP y otros fundidos corticales naturales.

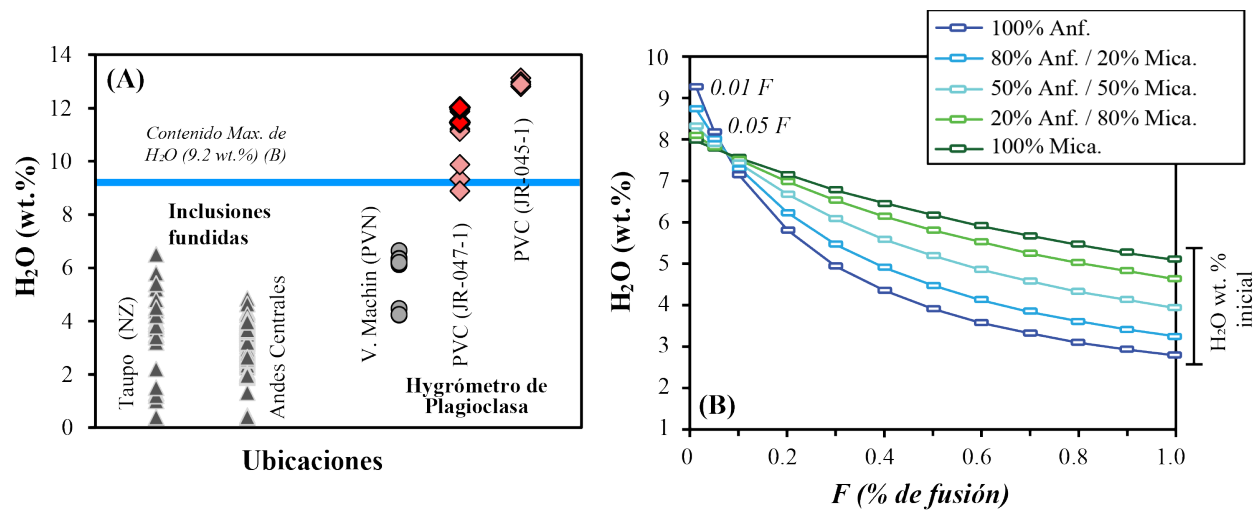


Figura 45. (A) valores de H₂O pre-eruptivos obtenidos de inclusiones fundidas y con el higrómetro de plagioclasa de diferentes magmas derivados de zonas de subducción. El higrómetro de plagioclasa utilizado para las rocas del CVP es el de Waters y Lange (2015), a partir de los datos de composiciones de plagioclasa de Rueda-Gutiérrez (2020). Solo aquellos de color rojo intenso derivan de plagioclasas con relativamente más alto contenido de anortita (> An₁₀), y pueden ser considerados representativos. En general, las rocas del CVP tienen casi el doble de H₂O pre-eruptivo que el resto de las rocas de arcos volcánicos. (B) Variaciones en el contenido de H₂O durante la fusión parcial de litologías hipotéticas hidratadas. $AmphD_{H_2O}$ and $MicaD_{H_2O}$ fueron compilados de Hauri et al (2006) al promediar los D de las condiciones experimentales entre 0.5 y 1 GPa, a < de 1000°C. Las concentraciones de H₂O de los anfíboles fue obtenida del promedio de estándares naturales de Koga et al. (2003). Concentraciones de H₂O en micas fueron obtenidas de Luisier et al. (2019). Incluso a porcentajes de fusión muy bajos (1%), las concentraciones de H₂O no alcanzan las aquellas del CVP.

3.4 Fraccionamiento de elementos traza durante la fusión en presencia de H₂O

La influencia de la plagioclasa en los coeficientes de partición del Sr, sumado al hecho de que el Eu⁺² puede substituir al Sr en la estructura mineral de la plagioclasa (Weill and Drake, 1973), sugiere que su desestabilización durante la fusión parcial debería tener un impacto significativo en las anomalías de Eu* y en las relaciones de Sr/Nd de los fundidos corticales. En efecto, las anomalías positivas de Eu* y los valores altos de Sr/Nd en los magmas tipo TTG (Fig. 46a) indican que debe existir una desestabilización de la plagioclasa inducida por la fusión en presencia de H₂O (Laurent et al., 2014; Moyen, 2011; Moyen and Martin, 2012; Pourteau et al., 2020).

En contraste con los TTG, fundidos corticales como los leucogranitos de Himalaya u Ollo de Sapo tienen anomalías negativas de Eu* y relaciones de Sr/Nd más bajas (Fig. 46a), probablemente porque su fusión se desarrolló a través de reacciones de deshidratación en donde la plagioclasa se mantiene como una fase estable (Clemens et al., 2020; Weinberg and Hasalová, 2015). Esa misma tendencia se observa en las riolitas del frente volcánico, que tienen valores bajos de Sr/Nd y anomalías de Eu* negativas, consistentes con un origen derivado de la cristalización fraccionada de plagioclasa de los magmas intermedios (Bryant et al., 2006). Es interesante ver que las rocas del CVP grafican como un nodo extremo en la figura 46, sugiriendo no solo que la mineralogía residual después de la fusión carece de plagioclasa, sino también que el protolito mismo, previo a la fusión, debió tener abundante plagioclasa. De hecho, en la figura 46a, c y e se observa que hay una correlación entre los valores de Eu*, Sr/Nd y Na₂O, sugiriendo que hay una relación entre la desestabilización de la plagioclasa y los enriquecimientos de Sr, Eu y Na₂O en el fundido. Esta evidencia refuerza la hipótesis propuesta anteriormente de que la fusión ocurrió en presencia de

H₂O libre. Sin embargo, también se abre la interrogante de si la inestabilidad de la plagioclasa pudo resultar de un aumento en la presión de fusión.

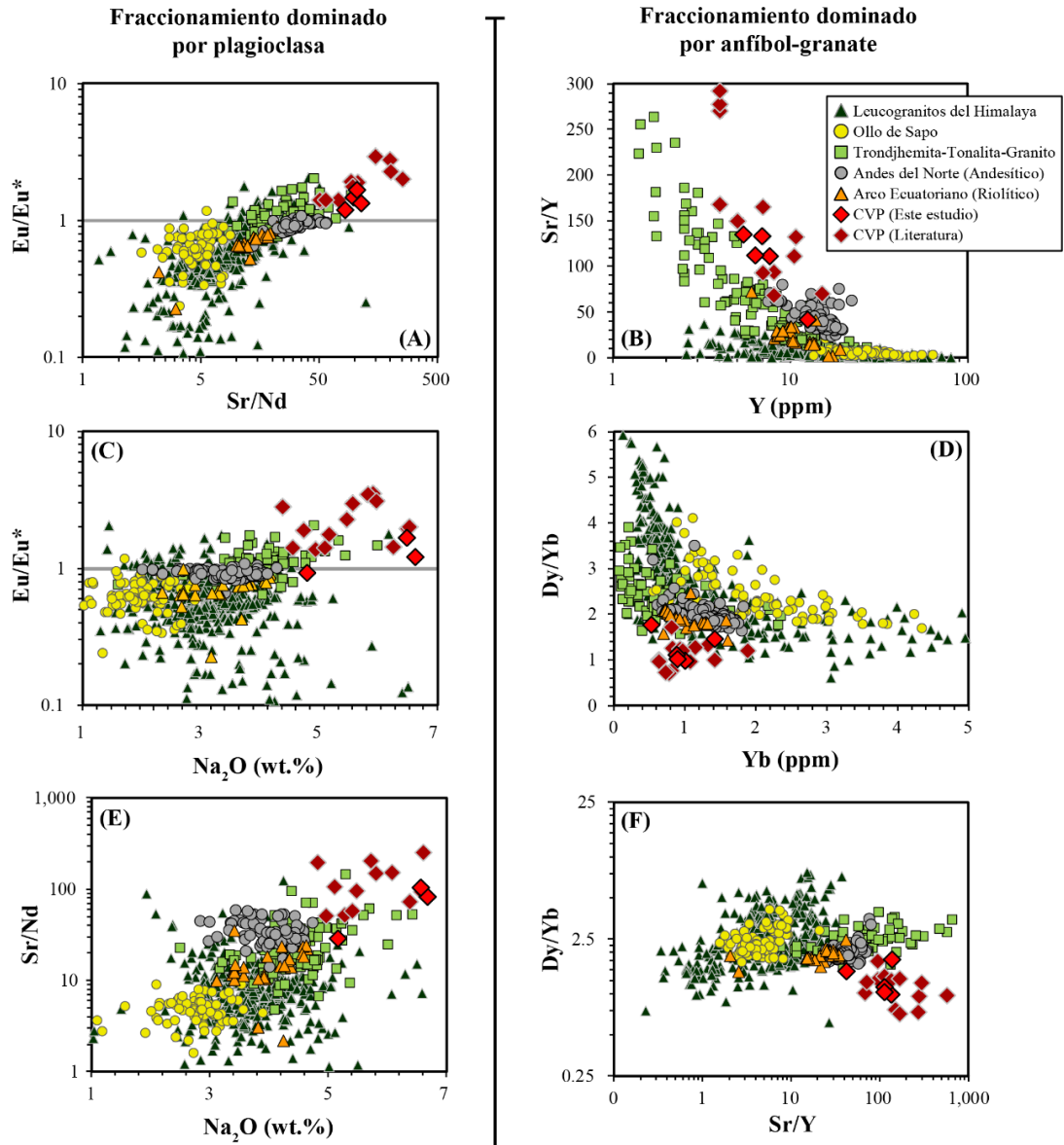


Figura 46. (A, C y E) Relaciones y concentraciones de elementos traza sensibles a la cristalización de la plagioclasa durante la fusión de la corteza. (B, D, F) Relaciones y concentraciones de elementos traza sensibles a la cristalización de anfíbol y granate durante la fusión de la corteza. Los datos utilizados derivan de las mismas fuentes que la figura 43.

En principio, las relaciones elevadas de Sr/Y del CVP, que son similares a las de la serie de TTG, sugieren una profundidad de fusión similar (Fig. 46b). Por su puesto, esto solo es cierto si se considera que la relación Sr/Y está controlada únicamente por variaciones en la presión de fusión

(Chiaradia, 2015; Moyen, 2009). Siguiendo esta hipótesis, es posible inferir que los altos valores de Sr/Y en el CVP derivan de la fusión de porciones de la corteza baja en un orógeno con un grueso espesor (p. ej. Hu et al., 2017; Lieu and Stern, 2019). Sin embargo, es interesante observar que las rocas del CVP también tienen valores bajos de Dy/Yb y bajas concentraciones de Yb (fig. 46d), una firma geoquímica que es emblemática del anfíbol residual, y que ha sido utilizada para invocar la diferenciación magmática a presiones relativamente bajas en la corteza (Bottazzi et al., 1999; Davidson et al., 2007). En todo caso, estas sistemáticas geoquímicas indican que el granate, una fase que solo es estable a altas presiones, parece ser en este caso menos abundante que el anfíbol (Alonso-Perez et al., 2009).

El desacoplamiento de estas dos relaciones (i.e. Sr/Y vs Dy/Yb), que en principio deberían correlacionar entre sí, se observa en la figura 46f. Los magmas formados por fusión por deshidratación (i.e. Olló de Sapo y leucogranitos del Himalaya) presentan bajo Sr/Y pero alto Dy/Yb, indicando una fuente rica en granate y plagioclasa (Fig. 44c) (Cao et al., 2022; García-Arias et al., 2018). En cambio, las rocas del CVP presentan altos valores de Sr/Y a bajas relaciones de Dy/Yb (Fig. 46f), posiblemente porque los fundidos estuvieron en equilibrio con un residuo rico en anfíbol y carente de plagioclasa. Estas sistemáticas contrastantes pueden explicarse si se invoca una fusión en presencia de H₂O, donde no solo se desestabiliza la plagioclasa, sino que también se forman cantidades significativas de anfíbol peritético (Gardien et al., 2000; Weinberg and Hasalová, 2015).

3.5 Condiciones de P-T de fusión y la naturaleza de la fuente cortical

Uno de los aspectos más representativos de las rocas del CVP, y que representa otra de las varias diferencias con los magmas de arco, está relacionado con su gran cantidad de circones heredados. Los xenocristales de circón están rodeados de nuevos bordes magmáticos, pero no se han reportado

núcleos de circones que coincidan con la edad de cristalización determinada por otros métodos isotópicos (5.9-0.9 Ma) (Bernet et al., 2016). El solo hecho de contener tan alta cantidad de circones heredados ya indica que la fusión tuvo que ocurrir a bajas temperaturas ($T < 840^{\circ}\text{C}$) (Miller et al., 2003). De hecho, este límite térmico permite hacer futuras inferencias sobre las condiciones de P-T durante la fusión. Por ejemplo, considerando el diagrama de fase de magmas saturados en agua (Fig. 41), podemos estimar el rango de P-T en donde tanto el anfíbol como el circón se mantienen estables, pero también en donde se desestabiliza el granate y la plagioclasa. Con este acercamiento, es posible inferir que las condiciones de P-T para la fusión probablemente se ubican en el polígono naranja (Fig. 41), representando una temperatura entre 780 y 840°C y una presión entre 0.8 y 1.2 GPa (28 - 38 km). Por otro lado, si las temperaturas necesarias para la fusión son así de bajas como lo sugiere el diagrama de fase, quiere decir que la presencia de agua es un requerimiento clave en la disminución de la temperatura del solidus. De hecho, se ha propuesto recientemente que la gran abundancia de circones heredados en magmas corticales es un indicador de fusión en presencia de H_2O libre (Bea et al., 2021).

Otro factor importante que deriva de la gran cantidad de circones heredados es la posibilidad de obtener información sobre la edad y composición de las rocas del basamento involucradas en la fusión parcial. Por ejemplo, la distribución de los circones del CVP presenta un rango entre el Precámbrico al Paleozoico, con picos significativos centrados a los 450 - 440 Ma (Ordovícico-Silúrico) y 900 - 1100 Ma (Neo- Meso-Proterozoico) (Fig. 48) (Bernet et al., 2016).

Distribuciones con edades de U-Pb similares se observan también en las rocas metamórficas, sedimentarias e ígneas del basamento de los macizos de Santander o Floresta (Cardona et al., 2016; Horton et al., 2010; Rodríguez-Corcho et al., 2022; van der Lelij et al., 2016b). Sin embargo, las rocas del macizo de Santander muestran dos picos importantes en el Triásico y Silúrico, mientras que las de Floresta no parecen tener ninguna edad del Mesozoico (Fig. 47).

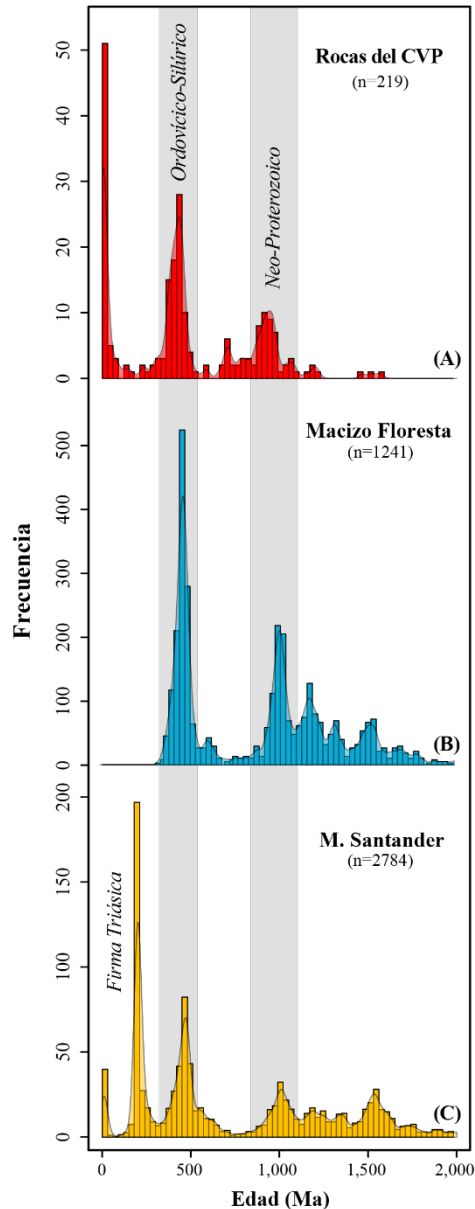


Figura 47. Distribución de densidad tipo Kernel (Varmeesch, 2018) de (A) edades de U-Pb en circones heredados del CVP (Bernet et al., 2016) y (B y C) edades U-Pb en circones de los macizos que representan el basamento de la Cordillera Oriental en cercanía con el CVP (Floresta y Santander) (Rodríguez-Corcho et al., 2022). El espectro de edades del macizo de Floresta se sobrelapan mejor con el registro de circones heredados del CVP.

Considerando esta evidencia, es posible que el CVP pudo haber derivado de la fusión de rocas afines al macizo de Floresta, que cuenta con una mayor distribución de edades Proterozoicas y ningún pico en el Triásico. Finalmente, el hecho de que todos los circones heredados cuentan con un borde de recristalización magmático también sugiere que los xenocristales debieron haber estado incorporados durante la formación del magma mismo, y que no fueron simplemente arrastrados mecánicamente durante el ascenso y la erupción.

Las rocas sedimentarias de la formación Floresta incluyen areniscas líticas con contenidos variables de anfíbol, feldespato, epidota y mica; características composicionales que han sido relacionadas con sedimentos inmaduros depositados durante la orogenia Famatiniana (Cardona et al., 2016). Desafortunadamente, la composición química de estas rocas es desconocida, y por lo tanto es difícil evaluar con mayor detalle su posible rol en la formación del CVP. A pesar de esto, la naturaleza inmadura de estas rocas sedimentarias también implica que su composición no debe ser significativamente diferente a la de su fuente, y, por lo tanto, las rocas metamórficas e ígneas con edades del Ordovícico y Silúrico deberían representar equivalentes composicionales. Estas rocas se sobreponen isotópicamente con las rocas del CVP, y representan entonces los mejores análogos de la corteza debajo del CVP y posiblemente del protolito mismo.

3.6 El origen del exceso de H₂O debajo de la cordillera Oriental

Durante las últimas tres décadas se ha pensado que el agua en la corteza solo se encuentra asociada con las fases minerales hidratadas (Yardley, 2009; Yardley and Valley, 1997). Sin embargo, estudios recientes han propuesto que fluidos libres (principalmente H₂O y CO₂) pueden circular y atravesar la corteza (Hiatt et al., 2022, 2021; Newell et al., 2015), generando a su paso reacciones metamórficas y de fusión parcial (Weinberg and Hasalová, 2015). Estos fluidos pueden generarse en tres diferentes contextos: (1) Deshidratación de rocas superficiales que han sido cabalgadas por

otras durante eventos tectónicos compresivos en la corteza (*underthrusting*; Berger et al., 2008), (2) cristalización de magmas basálticos derivados del manto (Annen and Sparks, 2002; Plank et al., 2013) o (3) deshidratación de placas oceánicas en subducción (Hiatt et al., 2022, 2021; Newell et al., 2015).

En principio, el contexto tectónico de la Cordillera Oriental, que incluye un sistema de cabalgamiento y plegamiento regional podría potencialmente inducir un gradiente metamórfico inverso, permitiendo que se hidraten partes profundas de la corteza. Un escenario similar a éste ha sido propuesto en otros sistemas orogénicos, como en los Alpes, para explicar la fusión en exceso de H₂O (Berger et al., 2008). En el caso Alpino, las fallas corticales profundas y las zonas de cizalla han permitido crear un sistema de conductos de flujo de fundidos y fluidos que contribuyen al ascenso del magma. Y aunque se ha propuesto que fallas profundas y sistemas de fractura similares se encuentran precisamente debajo del CVP (Monsalve et al., 2019), la geoquímica de los gases disueltos del sistema geotérmico de Paipa también indica que entre un 33-55% del He debe provenir del manto (He R/Ra = ~3.5) (Alfaro-Valero et al., 2020). Por supuesto, el hecho de que exista un aporte mantélico no imposibilita el hecho de que se esté también deshidratando la corteza a profundidad, pero sí sugiere que deben existir fluidos mantélicos permeando la corteza. Es posible entonces considerar la segunda posibilidad, que sugiere que la cristalización y desgasificación de magmas manto-derivados en profundidad sea la fuente del H₂O y del He mantélico. Sin embargo, como ya se discutió en la sección 3.1 de este capítulo, no parece existir algún componente basáltico en la petrogénesis del CVP. Más aún, tampoco parecen existir cuerpos basálticos manto-derivados en la Cordillera Oriental, indicando que no debería haber ninguna desgasificación en el sistema magmático del CVP que contribuyera a la generación de una firma mantélica de He.

Y, aun así, atribuir el He mantélico a un flujo de fluidos de la placa en subducción también parece poco probable. A diferencia de los gases nobles más pesados como el Ar, Kr o el Xe, el He cuenta

con un coeficiente de solubilidad muy alto y se difunde rápidamente en los primeros estadios de la subducción (Bekaert et al., 2021; Hilton et al., 2002). Esto sugiere que cualquier He alojado en los componentes subducidos probablemente se perderá durante la subducción plana de la placa Nazca o Caribe, antes de llegar al punto en el manto debajo del CVP. También es cierto que el H₂O es más resiliente a trayectorias de P-T más altas (Schmidt and Poli, 2013), y entonces la fuente del agua podría atribuirse a la deshidratación de la litosfera oceánica. En todo caso, la fuente proveedora H₂O, y de He, debería provenir de algún lugar del manto mismo. Por supuesto, esto conlleva a una complejidad extra, casi paradójica: si en efecto el manto se encuentra hidratado por fluidos de dos placas en subducción, ¿por qué no hay evidencia de magmatismo manto-derivado en superficie? La única posibilidad remanente es que el manto debajo del CVP esté demasiado frío como para poder fundirse.

Investigaciones recientes de la estructura térmica de la Cordillera Oriental, basados principalmente en atenuación de ondas coda (Vargas et al., 2019), muestran la formación de algunas anomalías térmicas negativas en la región debajo del CVP. Por ejemplo, a una profundidad de ~100 km, que posiblemente es equivalente al límite de Litósfera-Astenosfera (Blanco et al., 2017), las temperaturas modeladas son de hasta ~30°C más bajas que el *solidus* de una peridotita hidratada (Fig. 48) (Grove et al., 2009). La fusión del manto es poco probable bajo estas condiciones. Otros acercamientos geofísicos han sugerido que el manto litosférico se puede extender a profundidades mucho mayores (Mojica Boada et al., 2022), alcanzando hasta ~130 km debajo del CVP. Considerando también que la placa en subducción está proyectada a una profundidad de 140-150 km, parece ser difícil que exista una cuña de manto astenosférico caliente (>800°C). De hecho, los mismos autores han propuesto que las anomalías de funciones receptoras debajo de la Cordillera Oriental son evidencia de una litosfera delaminada. Lo que sugieren estas interpretaciones es que la cuña del manto debajo del CVP está fuertemente influenciada por materiales fríos y densos, y que la estructura de la placa en subducción y la arquitectura cortical de la zona han evolucionado hacia la formación de un manto astenosférico relativamente frío. Es posible inferir entonces que,

a pesar del estado de hidratación del manto, este nunca alcanzará la fusión parcial necesaria para formar magmatismo basáltico en superficie.

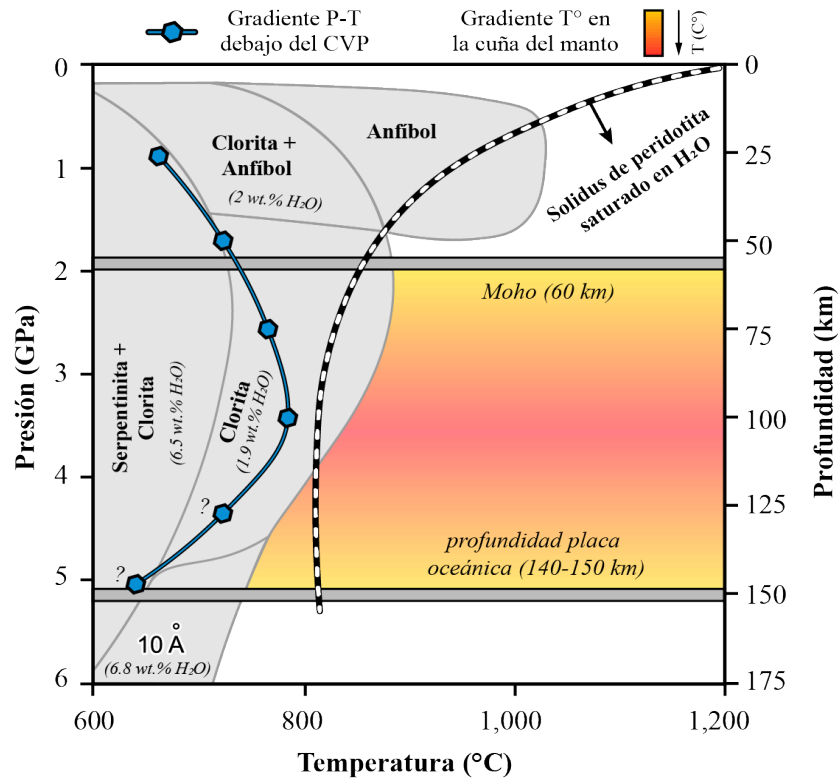


Figura 48. Diagrama de fases de peridotita hidratada modificada de Grove et al. (2009). Las concentraciones de agua en las fases hidratadas derivan de acercamientos experimentales de Hacker et al. (2003), considerando una litología lherzolítica. El gradiente de P-T debajo del CVP es obtenido de los acercamientos geofísicos de Vargas et al. (2019). Los últimos dos polígonos, a 25 y 150 km fueron ubicados de tal manera que siguieran las sistemáticas de disminución de temperatura de la cuña del manto conforme se acercan a la interfaz de la placa oceánica en subducción. El gradiente debajo del CVP se acerca, pero en realidad nunca cruza el solidus de la peridotita.

En este contexto, el origen del H₂O debe provenir de las dos placas en subducción (i.e. Caribe y Nazca) que posiblemente se sobreponen justo por debajo del CVP (Sun et al., 2022). El grado de hidratación en ambos casos podría derivar también de la naturaleza misma de la litosfera oceánica: fría, densa y gruesa para Caribe (Kellogg et al., 2019), pero también anómalamente gruesa e hidratada en Nazca (Siravo et al., 2019). En efecto, modelos termo-mecánicos han encontrado un exceso anómalo de H₂O en las terminaciones de la subducción plana (Gutiérrez-Aguilar et al., 2022), y una asociación directa con la formación de un manto hidratado y serpentizado (Nikulin

et al., 2019). Adicionalmente, se ha propuesto también que la subducción plana tiene la capacidad de desplazar el manto litosférico hacia la cuña del manto astenosférico mismo, afectando la estructura térmica e inhibiendo el magmatismo (Axen et al., 2018). Es decir, la subducción plana puede desplazar las geotermas del manto hacia abajo y hacia atrás relativo a la trinchera, generando así una cuña astenosférica relativamente más fría que las observadas en zonas de subducción normales (Liu et al., 2022). En efecto, esta evidencia correlaciona con las observaciones de las anomalías de baja temperatura de la Cordillera Oriental (Vargas et al., 2019), concuerda con la evidencia de falta de magmatismo manto-derivado en el área de estudio, y es también consistente con un manto anómalamente hidratado, frío y boyante debajo del CVP (Siravo et al., 2019).

Mucha del agua en el manto se encuentra almacenada en serpentinita, que puede almacenar hasta 14 wt% de H₂O (Hacker et al., 2003). Sin embargo, a las condiciones de temperatura hipotetizadas debajo del CVP, que exceden 700°C, la serpentinita se desestabiliza rápidamente para formar clorita (Fig. 48), la cual solo almacena hasta ~1.9 wt% H₂O. Esto sugiere que a condiciones de P-T levemente más bajas que el solidus, y similares a las alcanzadas por el aparente gradiente de P-T debajo del CVP, la desestabilización de la serpentinita produce fluidos libres que no pueden acomodarse en la estructura de la clorita. Ahora, si estos fluidos no se consumen durante la fusión debido a la existencia de un manto relativamente frío, su único destino es el de ascender e infiltrar la corteza continental. En conclusión, la evidencia presentada sugiere que una combinación entre la deshidratación de las placas en subducción, la rehidratación del manto y la subsecuente desestabilización de la serpentinita a temperaturas relativamente bajas (700-800°C) contribuyen a la liberación de H₂O enriquecida con He mantélico a la superficie. Durante su transporte por conductos corticales se propone que estos fluidos inducen a la fusión parcial de la corteza baja/media para dar origen al CVP.

D. Conclusiones generales

A lo largo de este trabajo se utilizaron evidencias geoquímicas de múltiples componentes de los márgenes convergentes (i.e. sedimentos, corteza oceánica-continental y manto) para entender los procesos que dan origen a las rocas magmáticas de las zonas de subducción.

Por un lado, se demuestra que la composición tanto del arco activo de Colombia, como los arcos de Centroamérica y México refleja la naturaleza de los materiales que se subducen en sus respectivas trincheras, sean estos de naturaleza oceánica para Centroamérica y Colombia, o corticales para México. Se documenta también que el papel de la arquitectura de la corteza o la geometría de la subducción no parecen tener inferencias en las sistemáticas de ciertos indicadores geoquímicos. Estos resultados contrastan fuertemente con las propuestas petrogenéticas recientes del magmatismo de arco (Turner et al., 2016; Turner and Langmuir, 2022a, 2022b, 2015a), que sugieren que las variaciones geoquímicas de primer orden deben estar moduladas por el espesor cortical o el estado térmico de la placa oceánica subducida. En cambio, la relación entre los materiales subducidos y la composición de los volcanes de arco se observa de manera evidente utilizando los elementos U y Ba. En particular, se propone que la relación de estos dos elementos con el K_2O se comporta de manera conservativa a lo largo del canal de subducción y durante la diferenciación magmática. Dado que su fraccionamiento parece solo responder a procesos biológicos en la columna de agua relacionados con la productividad primaria y la conservación de la materia orgánica en el piso marino, cualquier cambio observado en los volcanes debe tener un mismo origen biogénico que puede ser trazado a los materiales de la subducción.

En Colombia, el principal control geoquímico del océano parece darse en respuesta a una batimetría irregular que define la fracción de carbonato, C_{Org} y U autigénico durante la sedimentación, pero también por el aporte de una fuente rica en Th que parece provenir de aportes terrígenos del interior del continente. Las interacciones entre la tectónica y los procesos oceanográficos en la cuenca de Panamá hacen del arco colombiano un laboratorio natural muy adecuado para explorar las interacciones entre la biología y el magmatismo. Por otro lado, a lo largo del PEE las variaciones en los sedimentos subducidos las imponen tres zonas de surgencia que se forman en un contexto climático y medioambiental propio de los últimos ~11 Ma. Un análisis secular realizado a partir de secuencias sedimentarias del PEE, así como del registro

volcánico del Mioceno permitió hacer también inferencias de cómo y porqué han cambiado estas condiciones. En particular, se propone que hacia el Mioceno tardío se formaron tres jets de viento como resultado de las diferencias de temperatura entre el polo norte y la zona ecuatorial en un contexto de enfriamiento planetario. Se concluye entonces que los efectos del cambio climático pueden quedar almacenados en el registro volcánico, y que por lo tanto los volcanes de arco representan un registro poderoso de las condiciones medioambientales de cuencas oceánicas subducidas.

Aunque es cierto que la discusión de las rocas del CVP rompe con el hilo climático-oceanográfico-magmático de este trabajo, su naturaleza y composición son vitales para testear otras hipótesis importantes del magmatismo en zonas de subducción. Más allá de las implicaciones que derivan en los modelos de formación de fundidos corticales, la composición del CVP también demuestra que los procesos transcorticales propuestos para el origen del magmatismo de arco arquetípico podrían no ser tan generalizados como se ha propuesto antes (Annen et al., 2006; Bezard et al., 2014; Hildreth and Moorbath, 1988; Klaver et al., 2018; Reubi and Blundy, 2009). En particular, es evidente que las rocas del CVP no hacen arreglos lineales con las andesitas volumétricamente representativas del frente volcánico, imposibilitando su participación como los miembros pobres en SiO₂ en las mezclas hipotéticas. Por otro lado, invocar la presencia de rocas similares a las del CVP a lo largo de la margen andina también es poco probable. Principalmente, porque su formación parece resultar de condiciones tectónicas muy particulares que solo se cumplen en un contexto de interacción de dos placas tectónicas, ambas subduciendo de manera plana y en un orógeno engrosado y extensamente fallado.

Sin embargo, y a pesar de representar el resultado de un contexto tectónico muy local, la naturaleza del CVP pueden servir para poner a prueba las hipótesis del origen de los fundidos corticales. Esto no es solo cierto porque el CVP representa una evidencia reciente y volcánica que se relaciona a condiciones tectónica del presente, sino también porque sus sistemáticas geoquímicas constriñen de manera clara las reacciones de fusión y los parámetros de P-T-H₂O durante su formación.

E. Referencias

- Aiuppa, A., Fischer, T.P., Plank, T., Robidoux, P., Di Napoli, R., 2017. Along-arc, inter-arc and arc-to-arc variations in volcanic gas CO₂/ST ratios reveal dual source of carbon in arc volcanism. *Earth-Science Rev.* 168, 24–47. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.03.005>
- Alfaro-Valero, C.M., Rueda-Gutiérrez, J.B., Matiz-León, J.C., Beltrán-Luque, M.A., Rodríguez-Rodríguez, G.F., Rodríguez-Ospina, G.Z., Gonzáles-Idárraga, C.E., Malo-Lázaro, J.E., 2020. Paipa Geothermal System, Boyacá: Review of Exploration Studies and Conceptual Model. *Geol. Colomb. Serv. Geológico Colomb. Publicaciones Geológicas Espec.* 4, 56–74. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.38.2019.04>
- Alonso-Perez, R., Müntener, O., Ulmer, P., 2009. Igneous garnet and amphibole fractionation in the roots of island arcs: Experimental constraints on andesitic liquids. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 157, 541–558. <https://doi.org/10.1007/s00410-008-0351-8>
- Anbar, A.D., Rouxel, O., 2007. Metal stable isotopes in paleoceanography. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 35, 717–746. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.34.031405.125029>
- Andersen, M.B., Romaniello, S., Vance, D., Little, S.H., Herdman, R., Lyons, T.W., 2014. A modern framework for the interpretation of ²³⁸U/²³⁵U in studies of ancient ocean redox. *Earth Planet. Sci. Lett.* 400, 184–194. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.05.051>
- Annen, C., Blundy, J.D., Sparks, R.S.J., 2006. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *J. Petrol.* 47, 505–539. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi084>
- Annen, C., Sparks, R.S.J., 2002. Effects of repetitive emplacement of basaltic intrusions on thermal evolution and melt generation in the crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 203, 937–955. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00929-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00929-9)
- Arthur, M. a., Sageman, B.B., 1994. Marine Black Shales. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*
- Atherton, M.P., Petford, N., 1993. Magmas From Newly Underplated Basaltic Crust. *Nature* 362, 1991–1993.
- Axen, G.J., van Wijk, J.W., Currie, C.A., 2018. Basal continental mantle lithosphere displaced by flat-slab subduction. *Nat. Geosci.* 11, 961–964. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0263-9>
- Bacon, C.D., Silvestro, D., Jaramillo, C., Smith, B.T., Chakrabarty, P., Antonelli, A., 2015. Correction: Biological evidence supports an early and complex emergence of the Isthmus of Panama (Proceedings of National Academy of Sciences United States of America (2015), 112 (6110-6115) DOI: 10.1073/pnas.1423853112). *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 112, E3153. <https://doi.org/10.1073/pnas.1509107112>
- Barragan, R., Geist, D., Hall, M., Larson, P., Kurz, M., 1998. Subduction controls on the compositions of lavas from the Ecuadorian Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 154, 153–166. [https://doi.org/10.1016/s0012-821x\(97\)00141-6](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(97)00141-6)
- Barry, P.H., de Moor, J.M., Giovannelli, D., Schrenk, M., Hummer, D.R., Lopez, T., Pratt, C.A., Segura, Y.A., Battaglia, A., Beaudry, P., Bini, G., Cascante, M., d’Errico, G., di Carlo, M.,

- Fattorini, D., Fullerton, K., Gazel, E., González, G., Halldórsson, S.A., Iacovino, K., Kulongoski, J.T., Manini, E., Martínez, M., Miller, H., Nakagawa, M., Ono, S., Patwardhan, S., Ramírez, C.J., Regoli, F., Smedile, F., Turner, S., Vetriani, C., Yücel, M., Ballentine, C.J., Fischer, T.P., Hilton, D.R., Lloyd, K.G., 2019. Forearc carbon sink reduces long-term volatile recycling into the mantle. *Nature* 568, 487–492. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1131-5>
- Bea, F., Morales, I., Molina, J.F., Montero, P., Cambeses, A., 2021. Zircon stability grids in crustal partial melts: implications for zircon inheritance. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 176, 1–13. <https://doi.org/10.1007/s00410-021-01772-x>
- Bebout, G.E., Ryan, J.G., Leeman, W.P., Bebout, A.E., 1999. Fractionation of trace elements by subduction-zone metamorphism - effect of convergent-margin thermal evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* 171, 63–81. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00135-1](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00135-1)
- Behn, M.D., Kelemen, P.B., Hirth, G., Hacker, B.R., Massonne, H.J., 2011. Diapirs as the source of the sediment signature in arc lavas. *Nat. Geosci.* 4, 641–646. <https://doi.org/10.1038/ngeo1214>
- Bekaert, D. V., Turner, S.J., Broadley, M.W., Barnes, J.D., Halldóacuterrsson, S.A., Labidi, J., Wade, J., Walowski, K.J., Barry, P.H., 2021. Subduction-driven volatile recycling: A global mass balance. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 49, 37–70. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-071620-055024>
- Berger, A., Burri, T., Alt-Epping, P., Engi, M., 2008. Tectonically controlled fluid flow and water-assisted melting in the middle crust: An example from the Central Alps. *Lithos* 102, 598–615. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.07.027>
- Bernet, M., Urueña, C., Amaya, S., Peña, M.L., 2016. New thermo and geochronological constraints on the Pliocene-Pleistocene eruption history of the Paipa-Iza volcanic complex, Eastern Cordillera, Colombia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 327, 299–309. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.08.013>
- Bezard, R., Davidson, J.P., Turner, S., Macpherson, C.G., Lindsay, J.M., Boyce, A.J., 2014. Assimilation of sediments embedded in the oceanic arc crust: Myth or reality? *Earth Planet. Sci. Lett.* 395, 51–60. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.03.038>
- Bissig, T., Mantilla Figueroa, L.C., Hart, C.J.R., 2014. Petrochemistry of igneous rocks of the California-Vetas mining district, Santander, Colombia: Implications for northern Andean tectonics and porphyry Cu (-Mo, Au) metallogeny. *Lithos* 200–201, 355–367. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.05.003>
- Blanco, J.F., Vargas, C.A., Monsalve, G., 2017. Lithospheric thickness estimation beneath Northwestern South America from an S-wave receiver function analysis. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 18, 1376–1387. <https://doi.org/10.1002/2016GC006785>
- Blatter, D.L., Sisson, T.W., Hankins, W. Ben, 2013. Crystallization of oxidized, moderately hydrous arc basalt at mid- to lower-crustal pressures: Implications for andesite genesis. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 166, 861–886. <https://doi.org/10.1007/s00410-013-0920-3>
- Bloch, E., Ibañez-Mejía, M., Murray, K., Vervoort, J., Müntener, O., 2017. Recent crustal

- foundering in the Northern Volcanic Zone of the Andean arc: Petrological insights from the roots of a modern subduction zone. *Earth Planet. Sci. Lett.* 476, 47–58. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.07.041>
- Blum-Oeste, M., Wörner, G., 2016. Central Andean magmatism can be constrained by three ubiquitous end-members. *Terra Nov.* 28, 434–440. <https://doi.org/10.1111/ter.12237>
- Borrero, C.A., Castillo, H., 2006. Vulcanitas del S-SE de Colombia: Retro-arco alcalino y su posible relacion con una ventana astenosferica. *Boletín Geol.* 28, 23–34.
- Boschman, L.M., 2021. Andean mountain building since the Late Cretaceous: A paleoelevation reconstruction. *Earth-Science Rev.* 220. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103640>
- Boscolo-Galazzo, F., Crichton, K.A., Barker, S., Pearson, P.N., 2018. Temperature dependency of metabolic rates in the upper ocean: A positive feedback to global climate change? *Glob. Planet. Change* 170, 201–212. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.08.017>
- Boscolo-Galazzo, F., Crichton, K.A., Ridgwell, A., Mawbey, E.M., Wade, B.S., Pearson, P.N., 2021. Temperature controls carbon cycling and biological evolution in the ocean twilight zone. *Science (80-.)*. 371, 1148–1152. <https://doi.org/10.1126/science.abb6643>
- Botero-Gómez, L.A., Osorio, P., Murcia, H., Borrero, C., Grajales, J.A., 2018. The villamaria-termales monogenetic volcanic field, central cordillera, colombian andes (Part I): Morphological features and temporal relationships. *Bol. Geol.* 40, 85–102. <https://doi.org/10.18273/revbol.v40n3-2018005>
- Bottazzi, P., Tiepolo, M., Vannucci, R., Zanetti, A., Brumm, R., Foley, S.F., Oberti, R., 1999. Distinct site preferences for heavy and light REE in amphibole and the prediction of (Amph/L)D(REE). *Contrib. to Mineral. Petrol.* 137, 36–45. <https://doi.org/10.1007/s004100050580>
- Boyce, R.E., Bode, G.W., 1972. Carbon and Carbonate Analyses, Leg 9. Initial Reports Deep Sea Drill. Proj. 9 1–2. <https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.9.113.1972>
- Bradtmiller, L.I., Anderson, R.F., Sachs, J.P., Fleisher, M.Q., 2010. A deeper respired carbon pool in the glacial equatorial Pacific Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.* 299, 417–425. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.09.022>
- Brown, J.H., Gillooly, J.F., Allen, A.P., Savage, V.M., West, G.B., 2004. Toward a metabolic theory of ecology. *Ecology* 85, 1771–1789. <https://doi.org/10.1890/03-9000>
- Brown, M., 2013. Granite: From genesis to emplacement. *Bull. Geol. Soc. Am.* 125, 1079–1113. <https://doi.org/10.1130/B30877.1>
- Bryan, S.E., Riley, T.R., Jerram, D.A., Stephens, C.J., Leat, P.T., 2002. Silicic volcanism: An undervalued component of large igneous provinces and volcanic ried margins Related papers T he largest volcanic erupt ions on Eart h Ingrid Peat e Review of Physical Volcanology of Large Igneous Provinces 99–120.
- Bryant, J.A., Yogodzinski, G.M., Hall, M.L., Lewicki, J.L., Bailey, D.G., 2006. Geochemical constraints on the origin of volcanic rocks from the Andean Northern volcanic zone, Ecuador. *J. Petrol.* 47, 1147–1175. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl006>

- Bustamante, C., Archanjo, C.J., Cardona, A., Vervoort, J.D., 2016. Late Jurassic to Early Cretaceous plutonism in the Colombian Andes: A record of long-term arc maturity. *Bull. Geol. Soc. Am.* 128, 1762–1779. <https://doi.org/10.1130/B31307.1>
- Bustamante, C., Cardona, A., Archanjo, C.J., Bayona, G., Lara, M., Valencia, V., 2017. Geochemistry and isotopic signatures of Paleogene plutonic and detrital rocks of the Northern Andes of Colombia: A record of post-collisional arc magmatism. *Lithos* 277, 199–209. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.11.025>
- Cao, H.W., Pei, Q.M., Santosh, M., Li, G.M., Zhang, L.K., Zhang, X.F., Zhang, Y.H., Zou, H., Dai, Z.W., Lin, B., Tang, L., Yu, X., 2022. Himalayan leucogranites: A review of geochemical and isotopic characteristics, timing of formation, genesis, and rare metal mineralization. *Earth-Science Rev.* 234, 104229. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104229>
- Cardona, A., León, S., Jaramillo, J.S., Montes, C., Valencia, V., Vanegas, J., Bustamante, C., Echeverri, S., 2018. The Paleogene arcs of the northern Andes of Colombia and Panama: Insights on plate kinematic implications from new and existing geochemical, geochronological and isotopic data. *Tectonophysics* 749, 88–103. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.10.032>
- Cardona, A., Valencia, V.A., Lotero, A., Villafañez, Y., Bayona, G., 2016. Provenance of middle to late Palaeozoic sediments in the northeastern Colombian Andes: implications for Pangea reconstruction. *Int. Geol. Rev.* 58, 1914–1939. <https://doi.org/10.1080/00206814.2016.1190948>
- Carpentier, M., Chauvel, C., Mattielli, N., 2008. Pb-Nd isotopic constraints on sedimentary input into the Lesser Antilles arc system. *Earth Planet. Sci. Lett.* 272, 199–211. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.04.036>
- Carpentier, M., Chauvel, C., Maury, R.C., Mattielli, N., 2009. The “zircon effect” as recorded by the chemical and Hf isotopic compositions of Lesser Antilles forearc sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.* 287, 86–99. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.07.043>
- Carr, M.J., Feigenson, M.D., Bolge, L.L., Walker, J.A., Gazel, E., 2014. RU _ CAG eochem, a database and sample repository for Central American volcanic rocks at Rutgers University . *Geosci. Data J.* 1, 43–48. <https://doi.org/10.1002/gdj3.10>
- Carter, S.C., Griffith, E.M., Penman, D.E., 2016. Peak intervals of equatorial Pacific export production during the middle Miocene climate transition. *Geology* 44, 923–926. <https://doi.org/10.1130/G38290.1>
- Carter, S.C., Paytan, A., Griffith, E.M., 2020. Toward an improved understanding of the marine barium cycle and the application of marine barite as a paleoproductivity proxy. *Minerals* 10, 1–24. <https://doi.org/10.3390/min10050421>
- Castro, A., Gerya, T., García-Casco, A., Fernández, C., Díaz-Alvarado, J., Moreno-Ventas, I., Löw, I., 2010. Melting relations of MORB-sediment mélanges in underplated mantle wedge plumes; Implications for the origin of Cordilleran-type batholiths. *J. Petrol.* 51, 1267–1295. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq019>

- Castro, A., Vogt, K., Gerya, T., 2013. Generation of new continental crust by sublithospheric silicic-magma relamination in arcs: A test of Taylor's andesite model. *Gondwana Res.* 23, 1554–1566. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.07.004>
- Chang, Y., Warren, L.M., Prieto, G.A., 2017. Precise locations for intermediate-depth earthquakes in the Cauca Cluster, Colombia. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 107, 2649–2663. <https://doi.org/10.1785/0120170127>
- Chang, Y., Warren, L.M., Zhu, L., Prieto, G.A., 2019. Earthquake Focal Mechanisms and Stress Field for the Intermediate-Depth Cauca Cluster, Colombia. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 124, 822–836. <https://doi.org/10.1029/2018JB016804>
- Charbonnier, Q., Moynier, F., Bouchez, J., 2018. Barium isotope cosmochemistry and geochemistry. *Sci. Bull.* 63, 385–394. <https://doi.org/10.1016/j.scib.2018.01.018>
- Chiarabba, C., De Gori, P., Faccenna, C., Speranza, F., Seccia, D., Dionicio, V., Prieto, G.A., 2016. Subduction system and flat slab beneath the Eastern Cordillera of Colombia. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 17, 16–27. <https://doi.org/10.1002/2015GC006048>
- Chiaradia, M., 2015. Crustal thickness control on Sr/Y signatures of recent arc magmas: An Earth scale perspective. *Sci. Rep.* 5, 8115. <https://doi.org/10.1038/srep08115>
- Chiaradia, M., Müntener, O., Beate, B., 2020. Effects of aseismic ridge subduction on the geochemistry of frontal arc magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 531, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115984>
- Chiaradia, M., Müntener, O., Beate, B., Fontignie, D., 2009. Adakite-like volcanism of Ecuador: Lower crust magmatic evolution and recycling. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 158, 563–588. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0397-2>
- Clemens, J.D., Bryan, S.E., Mayne, M.J., Stevens, G., Petford, N., 2022a. How are silicic volcanic and plutonic systems related? Part 1: A review of geological and geophysical observations, and insights from igneous rock chemistry. *Earth-Science Rev.* 235. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104249>
- Clemens, J.D., Bryan, S.E., Stevens, G., Mayne, M.J., Petford, N., 2022b. How are silicic volcanic and plutonic systems related? Part 2: Insights from phase-equilibria, thermodynamic modelling and textural evidence. *Earth-Science Rev.* 235. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104250>
- Clemens, J.D., Stevens, G., Bryan, S.E., 2020. Conditions during the formation of granitic magmas by crustal melting – Hot or cold; drenched, damp or dry? *Earth-Science Rev.* 200. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102982>
- Clemens, J.D., Stevens, G., Mayne, M.J., 2021. Do arc silicic magmas form by fluid-fluxed melting of older arc crust or fractionation of basaltic magmas? *Contrib. to Mineral. Petrol.* 176, 1–28. <https://doi.org/10.1007/s00410-021-01800-w>
- Cochrane, R., Spikings, R., Gerdes, A., Ulianov, A., Mora, A., Villagómez, D., Putlitz, B., Chiaradia, M., 2014. Permo-Triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western Pangaea. *Lithos* 190–191, 383–402. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.12.020>

- Cooper, L.B., Ruscitto, D.M., Plank, T., Wallace, P.J., Syracuse, E.M., Manning, C.E., 2012. Global variations in H₂O/Ce: 1. Slab surface temperatures beneath volcanic arcs. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 13. <https://doi.org/10.1029/2011GC003902>
- Cooper, M.A., Addison, F.T., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R.H., Hayward, A.B., Howe, S., Martinez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A.J., Tabor, A., 1995. Basin Development and Tectonic History of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 79, 1421–1442. <https://doi.org/10.1306/7834D9F4-1721-11D7-8645000102C1865D>
- Cornthwaite, J., Bezada, M.J., Miao, W., Schmitz, M., Prieto, G.A., Dionicio, V., Niu, F., Levander, A., 2021. Caribbean Slab Segmentation Beneath Northwest South America Revealed by 3-D Finite Frequency Teleseismic P-Wave Tomography. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 22, 1–19. <https://doi.org/10.1029/2020GC009431>
- Corredor-Acosta, A., Cortés-Chong, N., Acosta, A., Pizarro-Koch, M., Vargas, A., Medellín-Mora, J., Saldías, G.S., Echeverry-Guerra, V., Gutiérrez-Fuentes, J., Betancur-Turizo, S., 2020. Spatio-temporal variability of chlorophyll-a and environmental variables in the Panama bight. *Remote Sens.* 12. <https://doi.org/10.3390/rs12132150>
- Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Macpherson, C., Dosseto, A., 2007. Amphibole “sponge” in arc crust? *Geology* 35, 787–790. <https://doi.org/10.1130/G23637A.1>
- Defant, M.J., Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347, 662–665. <https://doi.org/10.1038/347662a0>
- DePaolo, D.J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.* 53, 189–202. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(81\)90153-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(81)90153-9)
- Dohmen, R., Blundy, J., 2014. A predictive thermodynamic model for element partitioning between plagioclase and melt as a function of pressure, temperature and composition. *Am. J. Sci.* <https://doi.org/10.2475/09.2014.04>
- Ducea, M.N., Chapman, A.D., Bowman, E., Balica, C., 2021a. Arclogites and their role in continental evolution; part 2: Relationship to batholiths and volcanoes, density and foundering, remelting and long-term storage in the mantle. *Earth-Science Rev.* 214, 103476. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103476>
- Ducea, M.N., Chapman, A.D., Bowman, E., Triantafyllou, A., 2021b. Arclogites and their role in continental evolution; part 1: Background, locations, petrography, geochemistry, chronology and thermobarometry. *Earth-Science Rev.* 214, 103375. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103375>
- Dymond, J., Collier, R., 1996. Particulate barium fluxes and their relationships to biological productivity. *Deep. Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 43, 1283–1308. [https://doi.org/10.1016/0967-0645\(96\)00011-2](https://doi.org/10.1016/0967-0645(96)00011-2)
- Eguchi, J., Seales, J., Dasgupta, R., 2020. Great Oxidation and Lomagundi events linked by deep cycling and enhanced degassing of carbon. *Nat. Geosci.* 13, 71–76. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0492-6>

- Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W., Bourdon, B., 1997. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 102, 14991–15019. <https://doi.org/10.1029/97JB00788>
- Eronen, J.T., Fortelius, M., Micheels, A., Portmann, F.T., Puolamäki, K., Janis, C.M., 2012. Neogene aridification of the northern hemisphere. *Geology* 40, 823–826. <https://doi.org/10.1130/G33147.1>
- Errázuriz-Henao, C., Gómez-Tuena, A., Duque-Trujillo, J., Weber, M., 2019. The role of subducted sediments in the formation of intermediate mantle-derived magmas from the Northern Colombian Andes. *Lithos* 336–337, 151–168. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.04.007>
- Errázuriz-Henao, C., Gómez-Tuena, A., Parolari, M., Weber, M., 2022. Climate-driven compositional modifications of arc volcanoes along the East Equatorial Pacific Margin — The magmatic response to a cooling planet. *Earth-Science Rev.* 234. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104228>
- Errázuriz-Henao, C., Gómez-Tuena, A., Parolari, M., Weber, M., 2021. A Biogeochemical Imprint of the Panama Basin in the North Andean Arc. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 22. <https://doi.org/10.1029/2021GC009835>
- Farrell, J.W., Raffi, I., Janecek, T.C., Murray, D.W., Levitan, M., Dadey, K.A., Emeis, K.-C., Lyle, M., Flores, J.-A., Hovan, S., 1995. Late Neogene Sedimentation Patterns in the Eastern Equatorial Pacific. *Proc. Ocean Drill. Program*, 138 Sci. Results. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.138.143.1995>
- Fischer, T.P., Arellano, S., Carn, S., Aiuppa, A., Galle, B., Allard, P., Lopez, T., Shinohara, H., Kelly, P., Werner, C., Cardellini, C., Chiodini, G., 2019. The emissions of CO₂ and other volatiles from the world's subaerial volcanoes. *Sci. Rep.* 9, 1–11. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-54682-1>
- Flower, B.P., Kennett, J.P., 1994. The middle Miocene climatic transition: East Antarctic ice sheet development, deep ocean circulation and global carbon cycling. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 108, 537–555. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(94\)90251-8](https://doi.org/10.1016/0031-0182(94)90251-8)
- Foster, G.L., Lear, C.H., Rae, J.W.B., 2012. The evolution of pCO₂, ice volume and climate during the middle Miocene. *Earth Planet. Sci. Lett.* 341–344, 243–254. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.06.007>
- Freyrnuth, H., Brandmeier, M., Wörner, G., 2015. The origin and crust/mantle mass balance of Central Andean ignimbrite magmatism constrained by oxygen and strontium isotopes and erupted volumes. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 169. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1152-5>
- Gale, A., Dalton, C.A., Langmuir, C.H., Su, Y., Schilling, J.G., 2013. The mean composition of ocean ridge basalts. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 14, 489–518. <https://doi.org/10.1029/2012GC004334>
- Gao, P., Zheng, Y.F., Zhao, Z.F., 2016. Experimental melts from crustal rocks: A lithochemical constraint on granite petrogenesis. *Lithos* 266–267, 133–157.

<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.10.005>

- García-Arias, M., Díez-Montes, A., Villaseca, C., Blanco-Quintero, I.F., 2018. The Cambro-Ordovician Ollo de Sapo magmatism in the Iberian Massif and its Variscan evolution: A review. *Earth-Science Rev.* 176, 345–372. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.11.004>
- Gardien, V., Thompson, A.B., Ulmer, P., 2000. Melting of Biotite + plagioclase + quartz Gneisses: The role of H₂O in the stability of amphibole. *J. Petrol.* 41, 651–666. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.5.651>
- Garduño-Monroy, V.H., Macías, J.L., Molina Garza, R.S., 2015. Geodynamic setting and pre-volcanic geology of active volcanism in Chiapas. *Act. Volcanoes World* 1–23. https://doi.org/10.1007/978-3-642-25890-9_1
- Gazel, E., Carr, M.J., Hoernle, K., Feigenson, M.D., Szymanski, D., Hauff, F., Van Den Bogaard, P., 2009. Galapagos-OIB signature in southern Central America: Mantle refertilization by arc-hot spot interaction. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 10. <https://doi.org/10.1029/2008GC002246>
- Gazel, E., Flores, K.E., Carr, M.J., 2021. Architectural and tectonic control on the segmentation of the central american volcanic arc. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 49, 495–521. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-082420-055108>
- Glazner, A.F., 2007. Thermal limitations on incorporation of wall rock into magma. *Geology* 35, 319–322. <https://doi.org/10.1130/G23134A.1>
- Gómez-Tuena, A., Cavazos-Tovar, J.G., Parolari, M., Straub, S.M., Espinasa-Pereña, R., 2018a. Geochronological and geochemical evidence of continental crust ‘relamination’ in the origin of intermediate arc magmas. *Lithos* 322, 52–66. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.10.005>
- Gómez-Tuena, A., Díaz-Bravo, B., Vázquez-Duarte, A.V., Pérez-Arvizu, O., Mori, L., 2014. Andesite petrogenesis by slab-derived plume pollution of a continental rift. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 385, 65–101. <https://doi.org/10.1144/SP385.4>
- Gómez-Tuena, A., Langmuir, C.H., Goldstein, S.L., Straub, S.M., Ortega-Gutiérrez, F., 2007. Geochemical evidence for slab melting in the trans-Mexican volcanic belt. *J. Petrol.* 48, 537–562. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl071>
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., Goldstein, S.L., Pérez-Arvizu, O., 2011. Magmatic diversity of western Mexico as a function of metamorphic transformations in the subducted oceanic plate. *Geochim. Cosmochim. Acta* 75, 213–241. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.09.029>
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., Rincón-Herrera, N.E., Ortega-Gutiérrez, F., Solé, J., Iriondo, A., 2008. The origin of a primitive trondhjemite from the Trans-Mexican Volcanic Belt and its implications for the construction of a modern continental arc. *Geology* 36, 471–474. <https://doi.org/10.1130/G24687A.1>
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., Straub, S.M., 2018b. Geochemical and petrological insights into the tectonic origin of the Transmexican Volcanic Belt. *Earth-Science Rev.* 183, 153–181. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.12.006>

- Goss, A.R., Kay, S.M., 2006. Steep REE patterns and enriched Pb isotopes in southern Central American arc magmas: Evidence for forearc subduction erosion? *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 7. <https://doi.org/10.1029/2005GC001163>
- Grove, T.L., Till, C.B., Lev, E., Chatterjee, N., Médard, E., 2009. Kinematic variables and water transport control the formation and location of arc volcanoes. *Nature* 459, 694–697. <https://doi.org/10.1038/nature08044>
- Gualda, G.A.R., Ghiorso, M.S., Lemons, R. V., Carley, T.L., 2012. Rhyolite-MELTS: A modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems. *J. Petrol.* 53, 875–890. <https://doi.org/10.1093/petrology/egr080>
- Gutiérrez-Aguilar, F., Hernández-Uribe, D., Holder, R.M., Condit, C.B., 2022. Fluid-Induced Fault Reactivation Due To Brucite + Antigorite Dehydration Triggered the Mw7.1 September 19th Puebla-Morelos (Mexico) Intermediate-Depth Earthquake. *Geophys. Res. Lett.* 49. <https://doi.org/10.1029/2022GL100814>
- Gutscher, M.A., Malavieille, J., Lallemand, S., Collot, J.Y., 1999. Tectonic segmentation of the North Andean margin: Impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth Planet. Sci. Lett.* 168, 255–270. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00060-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00060-6)
- Hacker, B.R., Abers, G.A., Peacock, S.M., 2003. Subduction factory 1. Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds, and H₂O contents. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 108, 1–26. <https://doi.org/10.1029/2001jb001127>
- Hardy, N.C., 1991. Tectonic evolution of the easternmost Panama Basin: Some new data and inferences 4, 261–269.
- Hauri, E.H., Gaetani, G.A., Green, T.H., 2006. Partitioning of water during melting of the Earth's upper mantle at H₂O-undersaturated conditions. *Earth Planet. Sci. Lett.* 248, 715–734. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.06.014>
- Hayes, G P, Hayes, Gavin P, Moore, G.L., Portner, D.E., Hearne, M., Flamme, H., Furtney, M., Smoczyk, G.M., 2018. Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model. *Science* (80-.). 4723, 1–10.
- Hernández-Vergara, R., Fitz-Díaz, E., Brocard, G., Morán-Zenteno, D.J., 2021. Illite 40 Ar– 39 Ar dating of Eocene deformation in the Chiapas Fold and Thrust Belt, southern Mexico. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 504, 315–341. <https://doi.org/10.1144/SP504-2020-75>
- Hiett, C.D., Newell, D.L., Jessup, M.J., 2021. 3He evidence for fluid transfer and continental hydration above a flat slab. *Earth Planet. Sci. Lett.* 556, 116722. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116722>
- Hiett, C.D., Newell, D.L., Jessup, M.J., Grambling, T.A., Scott, B.E., Upin, H.E., 2022. Deep CO₂ and N₂ emissions from Peruvian hot springs: Stable isotopic constraints on volatile cycling in a flat-slab subduction zone. *Chem. Geol.* 595, 120787. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2022.120787>
- Hildreth, W., Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 98, 455–489. <https://doi.org/10.1007/BF00372365>

- Hilton, D.R., Fischer, T.P., Marry, B., 2002. Noble gases and volatile recycling at subduction zones. *Rev. Mineral. Geochemistry* 47. <https://doi.org/10.2138/rmg.2002.47.9>
- Hilton, R.G., West, A.J., 2020. Mountains, erosion and the carbon cycle. *Nat. Rev. Earth Environ.* 1, 284–299. <https://doi.org/10.1038/s43017-020-0058-6>
- Hoernle, K., Abt, D.L., Fischer, K.M., Nichols, H., Hauff, F., Abers, G.A., Van Den Bogaard, P., Heydolph, K., Alvarado, G., Protti, M., Strauch, W., 2008. Arc-parallel flow in the mantle wedge beneath Costa Rica and Nicaragua. *Nature* 451, 1094–1097. <https://doi.org/10.1038/nature06550>
- Horton, B.K., Saylor, J.E., Nie, J., Mora, A., Parra, M., Reyes-Harker, A., Stockli, D.F., 2010. Linking sedimentation in the northern Andes to basement configuration, Mesozoic extension, and Cenozoic shortening: Evidence from detrital zircon U-Pb ages, Eastern Cordillera, Colombia. *Bull. Geol. Soc. Am.* 122, 1423–1442. <https://doi.org/10.1130/B30118.1>
- Hu, F., Ducea, M.N., Liu, S., Chapman, J.B., 2017. Quantifying Crustal Thickness in Continental Collisional Belts: Global Perspective and a Geologic Application. *Sci. Rep.* 7, 1–10. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-07849-7>
- Huybers, P., Langmuir, C., 2009. Feedback between deglaciation, volcanism, and atmospheric CO₂. *Earth Planet. Sci. Lett.* 286, 479–491. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.07.014>
- Jacobel, A.W., McManus, J.F., Anderson, R.F., Winckler, G., 2017. Repeated storage of respired carbon in the equatorial Pacific Ocean over the last three glacial cycles. *Nat. Commun.* 8. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-01938-x>
- Jaramillo, C., 2018. Evolution of the Isthmus of Panama : Biological , Paleoceanographic and Paleoclimatological Implications 323–338.
- Jaramillo, J.S., Cardona, A., Monsalve, G., Valencia, V., León, S., 2019. Petrogenesis of the late Miocene Combia volcanic complex, northwestern Colombian Andes: Tectonic implication of short term and compositionally heterogeneous arc magmatism. *Lithos* 330–331, 194–210. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.02.017>
- Jenkyns, H.C., 2010. Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 11, 1–30. <https://doi.org/10.1029/2009GC002788>
- Jiang, S., Wise, S.W., Wang, Y., 2006. Cause of the middle/late Miocene carbonate crash: dissolution or low productivity? *Proc. Ocean Drill. Progr. Sci. Results* 206, 1–24. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.206.013.2007>
- Jochum, K.P., Hofmann, A.W., Ito, E., Seufert, H.M., White, W.M., 1983. K, U and Th in mid-ocean ridge basalt glasses and heat production, K/U and K/Rb in the mantle. *Nature* 306, 431–436. <https://doi.org/10.1038/306431a0>
- Kasbohm, J., Schoene, B., 2018. Rapid eruption of the Columbia River flood basalt and correlation with the mid-Miocene climate optimum. *Sci. Adv.* 4, 1–9. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aat8223>
- Kelemen, P.B., 1995. Genesis of high Mg# andesites and the continental crust. *Contrib. to*

- Mineral. Petrol. 120, 1–19. <https://doi.org/10.1007/BF00311004>
- Kelemen, P.B., Behn, M.D., 2016. Formation of lower continental crust by relamination of buoyant arc lavas and plutons. *Nat. Geosci.* 9, 197–205. <https://doi.org/10.1038/ngeo2662>
- Kelemen, P.B., Hanghøj, K., Greene, A.R., 2007. One View of the Geochemistry of Subduction-Related Magmatic Arcs, with an Emphasis on Primitive Andesite and Lower Crust, in: *Treatise on Geochemistry*. Elsevier, pp. 1–70. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03035-8>
- Kelemen, P.B., Manning, C.E., 2015. Reevaluating carbon fluxes in subduction zones, what goes down, mostly comes up. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 112, E3997–E4006. <https://doi.org/10.1073/pnas.1507889112>
- Kellogg, J.N., Camelio, G.B.F., Mora-Páez, H., 2019. Cenozoic tectonic evolution of the North Andes with constraints from volcanic ages, seismic reflection, and satellite geodesy, *Andean Tectonics*. Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-816009-1.00006-X>
- Kimura, G., Silver, E., Blum, P., 1997. Proceedings of the Ocean Drilling Program, 170 Initial Reports. In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program*. Ocean Drilling Program. <https://doi.org/https://doi.org/10.2973/odp.proc.ir>
- Kirby, M.X., MacFadden, B., 2005. Was southern Central America an archipelago or a peninsula in the middle Miocene? A test using land-mammal body size. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 228, 193–202. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.06.002>
- Kirillova, V., Osborne, A.H., Störling, T., Frank, M., 2019. Miocene restriction of the Pacific-North Atlantic throughflow strengthened Atlantic overturning circulation. *Nat. Commun.* 10. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-12034-7>
- Klaver, M., Blundy, J.D., Vroon, P.Z., 2018. Generation of arc rhyodacites through cumulate-melt reactions in a deep crustal hot zone: Evidence from Nisyros volcano. *Earth Planet. Sci. Lett.* 497, 169–180. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.06.019>
- Knies, J., Gaina, C., 2008. Middle Miocene ice sheet expansion in the Arctic: Views from the Barents Sea. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 9, 1–8. <https://doi.org/10.1029/2007GC001824>
- Krylov, A.A., Andreeva, I.A., Vogt, C., Backman, J., Krupskaya, V. V., Grikurov, G.E., Moran, K., Shoji, H., 2008. A shift in heavy and clay mineral provenance indicates a middle Miocene onset of a perennial sea ice cover in the Arctic Ocean. *Paleoceanography* 23, 1–10. <https://doi.org/10.1029/2007PA001497>
- Labanieh, S., Chauvel, C., Germa, A., Quidelleur, X., 2012. Martinique: A clear case for sediment melting and slab dehydration as a function of distance to the trench. *J. Petrol.* 53, 2441–2464. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs055>
- Laeger, K., Halama, R., Hansteen, T., Savov, I.P., Murcia, H.F., Cortés, G.P., Garbe-Schönberg, D., 2013. Crystallization conditions and petrogenesis of the lava dome from the ~900yearsBP eruption of Cerro Machín Volcano, Colombia. *J. South Am. Earth Sci.* 48, 193–208. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.09.009>

- Lages, J., Chacón, Z., Burbano, V., Meza, L., Arellano, S., Liuzzo, M., Giudice, G., Aiuppa, A., Bitetto, M., López, C., 2019. Volcanic Gas Emissions Along the Colombian Arc Segment of the Northern Volcanic Zone (CAS-NVZ): Implications for volcano monitoring and volatile budget of the Andean Volcanic Belt. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 20, 5057–5081. <https://doi.org/10.1029/2019GC008573>
- Laird, N.P., 1971. Panama Basin deep water- properties and circulation. *J. Mar. Res.* 29, 226–234.
- Lange, R.A., Carmichel, I.S.E., 1991. A potassic volcanic front in western Mexico: The lamprophyric and related lavas of San Sebastian. *Geol. Soc. Am. Bull.* 103, 928–940. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1991\)103<0928:APVFIW>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103<0928:APVFIW>2.3.CO;2)
- LaRowe, D.E., Arndt, S., Bradley, J.A., Estes, E.R., Hoarfrost, A., Lang, S.Q., Lloyd, K.G., Mahmoudi, N., Orsi, W.D., Shah Walter, S.R., Steen, A.D., Zhao, R., 2020. The fate of organic carbon in marine sediments - New insights from recent data and analysis. *Earth-Science Rev.* 204, 103146. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103146>
- Laurent, O., Martin, H., Moyen, J.F., Doucelance, R., 2014. The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos* 205, 208–235. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.06.012>
- Leal-Mejía, H., Shaw, R.P., Melgarejo i Draper, J.C., 2019. Spatial-temporal migration of granitoid magmatism and the phanerozoic tectono-magmatic evolution of the Colombian Andes, *Frontiers in Earth Sciences*. https://doi.org/10.1007/978-3-319-76132-9_5
- Lee, C.T.A., Thurner, S., Paterson, S., Cao, W., 2015. The rise and fall of continental arcs: Interplays between magmatism, uplift, weathering, and climate. *Earth Planet. Sci. Lett.* 425, 105–119. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.05.045>
- León, S., Cardona, A., Parra, M., Sobel, E.R., Jaramillo, J.S., Glodny, J., Valencia, V.A., Chew, D., Montes, C., Posada, G., Monsalve, G., Pardo-Trujillo, A., 2018. Transition From Collisional to Subduction-Related Regimes: An Example From Neogene Panama-Nazca-South America Interactions. *Tectonics* 37, 119–139. <https://doi.org/10.1002/2017TC004785>
- Li, L., Bebout, G.E., 2005. Carbon and nitrogen geochemistry of sediments in the Central American convergent margin: Insights regarding subduction input fluxes, diagenesis, and paleoproductivity. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 110, 1–17. <https://doi.org/10.1029/2004JB003276>
- Li, Y.-H., Schoonmaker, J.E., 2003. Chemical Composition and Mineralogy of Marine Sediments, in: *Treatise on Geochemistry*. Elsevier, pp. 1–35. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/07088-2>
- Lieu, W.K., Stern, R.J., 2019. The robustness of Sr/Y and La/Yb as proxies for crust thickness in modern arcs. *Geosphere* 15, 621–641. <https://doi.org/10.1130/GES01667.1>
- Liu, X., Currie, C.A., Wagner, L.S., 2022. Cooling of the continental plate during flat-slab subduction. *Geosphere* 18, 49–68. <https://doi.org/10.1130/GES02402.1>
- Londono, J.M., 2016. Evidence of recent deep magmatic activity at Cerro Bravo-Cerro Machín volcanic complex, central Colombia. Implications for future volcanic activity at Nevado del

- Ruiz, Cerro Machín and other volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 324, 156–168. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.06.003>
- Lonsdale, P., 2005. Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics* 404, 237–264. <https://doi.org/10.1016/J.TECTO.2005.05.011>
- Lonsdale, P., 1977. Inflow of bottom water to the Panama Basin. *Deep. Res.* 24. [https://doi.org/10.1016/0146-6291\(77\)90514-8](https://doi.org/10.1016/0146-6291(77)90514-8)
- Lonsdale, P., Klitgord, K.D., 1978. Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin. *Bull. Geol. Soc. Am.* 89, 981–999. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1978\)89<981:SATHOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1978)89<981:SATHOT>2.0.CO;2)
- Loucks, R.R., 2021. Deep entrapment of buoyant magmas by orogenic tectonic stress: Its role in producing continental crust, adakites, and porphyry copper deposits. *Earth-Science Rev.* 220, 103744. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103744>
- Loveley, M.R., Marcantonio, F., Wisler, M.M., Hertzberg, J.E., Schmidt, M.W., Lyle, M., 2017. Millennial-scale iron fertilization of the eastern equatorial Pacific over the past 100,000 years. *Nat. Geosci.* 10, 760–764. <https://doi.org/10.1038/ngeo3024>
- Lücke, O.H., 2014. Moho structure of Central America based on three-dimensional lithospheric density modelling of satellite-derived gravity data. *Int. J. Earth Sci.* 103, 1733–1745. <https://doi.org/10.1007/s00531-012-0787-y>
- Lyle, M., 2003. Neogene carbonate burial in the Pacific Ocean. *Paleoceanography* 18, 1–19. <https://doi.org/10.1029/2002pa000777>
- Lyle, M., Baldauf, J., 2015. Biogenic sediment regimes in the Neogene equatorial Pacific, IODP Site U1338: Burial, production, and diatom community. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 433, 106–128. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.04.001>
- Lyle, M., Barron, J., Bralower, T.J., Huber, M., Lyle, A.O., Ravelo, A.C., Rea, D.K., Wilson, P.A., 2008. Pacific ocean and cenozoic evolution of climate. *Rev. Geophys.* 46, 1–47. <https://doi.org/10.1029/2005RG000190>
- Lyle, M., Dadey, K.A., Farrell, J.W., 1995. The Late Miocene (11-8 Ma) Eastern Pacific Carbonate Crash: Evidence for Reorganization of Deep-Water Circulation by the Closure of the Panama Gateway. *Proc. Ocean Drill. Program, 138 Sci. Results* 138, 821–838. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.138.157.1995>
- MacMillan, I., Gans, P.B., Alvarado, G., 2004. Middle Miocene to present plate tectonic history of the southern Central American Volcanic Arc. *Tectonophysics* 392, 325–348. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.04.014>
- Manea, V.C., Manea, M., 2006. Origin of the modern Chiapanecan Volcanic arc in southern México inferred from thermal models. *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.* 412, 27–38. [https://doi.org/10.1130/2006.2412\(02\)](https://doi.org/10.1130/2006.2412(02))
- Marín-Cerón, M.I., Leal-Mejía, H., Bernet, M., Mesa-García, J., 2019. Late Cenozoic to modern-day volcanism in the Northern Andes: A geochronological, petrographical, and geochemical review, in: *Frontiers in Earth Sciences*. pp. 603–648. <https://doi.org/10.1007/978-3-319->

- Marín-Cerón, M.I., Moriguti, T., Makishima, A., Nakamura, E., 2010. Slab decarbonation and CO₂ recycling in the Southwestern Colombian volcanic arc. *Geochim. Cosmochim. Acta* 74, 1104–1121. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.10.031>
- Marschall, H.R., Schumacher, J.C., 2012. Arc magmas sourced from mélange diapirs in subduction zones. *Nat. Geosci.* 5, 862–867. <https://doi.org/10.1038/ngeo1634>
- Martínez, I., Keigwin, L., Barrows, T.T., Yokoyama, Y., Southon, J., 2003. La Niña-like conditions in the eastern equatorial Pacific and a stronger Choco jet in the northern Andes during the last glaciation. *Paleoceanography* 18. <https://doi.org/10.1029/2002pa000877>
- Martínez, I., Rincon, D., Yokoyama, Y., Barrows, T., 2006. Foraminifera and coccolithophorid assemblage changes in the Panama Basin during the last deglaciation: Response to sea-surface productivity induced by a transient climate change. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 234, 114–126. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.10.022>
- McGirr, R., Seton, M., Williams, S., 2021. Kinematic and geodynamic evolution of the Isthmus of Panama region: Implications for Central American Seaway closure. *Bull. Geol. Soc. Am.* 133, 867–884. <https://doi.org/10.1130/B35595.1>
- McKenzie, N.R., Horton, B.K., Loomis, S.E., Stockli, D.F., Planavsky, N.J., Lee, C.T.A., 2016. Continental arc volcanism as the principal driver of icehouse-greenhouse variability. *Science* (80-.). 352, 444–447. <https://doi.org/10.1126/science.aad5787>
- McManus, J., Berelson, W.M., Klinkhammer, G.P., Hammond, D.E., Holm, C., 2005. Authigenic uranium: Relationship to oxygen penetration depth and organic carbon rain. *Geochim. Cosmochim. Acta* 69, 95–108. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.06.023>
- McManus, J., Nägler, T.F., Siebert, C., Wheat, C.G., Hammond, D.E., 2002. Oceanic molybdenum isotope fractionation: Diagenesis and hydrothermal ridge-flank alteration. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 3, 1–9. <https://doi.org/10.1029/2002gc000356>
- Mescua, J.F., Porrás, H., Durán, P., Giambiagi, L., de Moor, M., Cascante, M., Salazar, E., Protti, M., Poblete, F., 2017. Middle to Late Miocene Contractive Deformation in Costa Rica Triggered by Plate Geodynamics. *Tectonics* 36, 2936–2949. <https://doi.org/10.1002/2017TC004626>
- Miller, C.F., McDowell, S.M., Mapes, R.W., 2003. Hot and cold granites: Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology* 31, 529–532. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031<0529:HACGIO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0529:HACGIO>2.0.CO;2)
- Mojica Boada, M.J., Poveda, E., Tary, J.B., 2022. Lithospheric and Slab Configurations From Receiver Function Imaging in Northwestern South America, Colombia. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 127, 1–22. <https://doi.org/10.1029/2022JB024475>
- Molina-Garza, R.S., Geissman, J.W., Wawrzyniec, T.F., Peña Alonso, T.A., Iriondo, A., Weber, B., Aranda-Gómez, J., 2015. Geology of the coastal Chiapas (Mexico) Miocene plutons and the Tonalá shear zone: Syntectonic emplacement and rapid exhumation during sinistral transpression. *Lithosphere* 7, 257–274. <https://doi.org/10.1130/L409.1>

- Molnar, P., 2008. Closing of the Central American Seaway and the ice age: A critical review. *Paleoceanography* 23, 1–15. <https://doi.org/10.1029/2007PA001574>
- Monsalve-Bustamante, M.L., Gómez, Jorge, Nuñez-Tello, A., 2020. Rear arc small-volume basaltic volcanism in Colombia: Monogenetic volcanic fields, in: Gómez, J., Pinilla-Pachon, A.O. (Eds.), *The Geology of Colombia, Volume 4 Quaternary*. pp. 353–396.
- Monsalve, G., Jaramillo, J.S., Cardona, A., Schulte-Pelkum, V., Posada, G., Valencia, V., Poveda, E., 2019. Deep Crustal Faults, Shear Zones, and Magmatism in the Eastern Cordillera of Colombia: Growth of a Plateau From Teleseismic Receiver Function and Geochemical Mio-Pliocene Volcanism Constraints. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 124, 9833–9851. <https://doi.org/10.1029/2019JB017835>
- Montes, C., Cardona, A., Jaramillo, C., Pardo, A., Silva, J.C., Valencia, V., Ayala, C., Pérez-Angel, L.C., Rodríguez-Parra, L.A., Ramirez, V., Niño, H., 2015. Middle Miocene closure of the Central American Seaway. *Science* (80-.). 348, 226–229. <https://doi.org/10.1126/science.aaa2815>
- Montes, C., Cardona, A., McFadden, R., Morón, S.E., Silva, C.A., Restrepo-Moreno, S., Ramírez, D.A., Hoyos, N., Wilson, J., Farris, D., Bayona, G.A., Jaramillo, C.A., Valencia, V., Bryan, J., Flores, J.A., 2012. Evidence for middle Eocene and younger land emergence in central Panama: Implications for Isthmus closure. *Bull. Geol. Soc. Am.* 124, 780–799. <https://doi.org/10.1130/B30528.1>
- Mora-Páez, H., Mencin, D.J., Molnar, P., Diederix, H., Cardona-Piedrahita, L., Peláez-Gaviria, J.R., Corchuelo-Cuervo, Y., 2016. GPS velocities and the construction of the Eastern Cordillera of the Colombian Andes. *Geophys. Res. Lett.* 43, 8407–8416. <https://doi.org/10.1002/2016GL069795>
- Mora, A., Parra, M., Strecker, M.R., Kammer, A., Dimaté, C., Rodríguez, F., 2006. Cenozoic contractional reactivation of Mesozoic extensional structures in the Eastern Cordillera of Colombia. *Tectonics* 25, 1–19. <https://doi.org/10.1029/2005TC001854>
- Mora, A., Parra, M., Strecker, M.R., Sobel, E.R., Hooghiemstra, H., Torres, V., Jaramillo, J.V., 2008. Climatic forcing of asymmetric orogenic evolution in the Eastern Cordillera of Colombia. *Bull. Geol. Soc. Am.* 120, 930–949. <https://doi.org/10.1130/B26186.1>
- Moran, K., Backman, J., Brinkhuis, H., Clemens, S.C., Cronin, T., Dickens, G.R., Eynaud, F., Gattacceca, J., Jakobsson, M., Jordan, R.W., Kaminski, M., King, J., Koc, N., Krylov, A., Martinez, N., Matthiessen, J., McInroy, D., Moore, T.C., Onodera, J., O'Regan, M., Pälike, H., Rea, B., Rio, D., Sakamoto, T., Smith, D.C., Stein, R., St John, K., Suto, I., Suzuki, N., Takahashi, K., Watanabe, M., Yamamoto, M., Farrell, J., Frank, M., Kubik, P., Jokat, W., Kristoffersen, Y., 2006. The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean. *Nature* 441, 601–605. <https://doi.org/10.1038/nature04800>
- Moreira, H., Storey, C., Bruand, E., Darling, J., Fowler, M., Cotte, M., Villalobos-Portillo, E.E., Parat, F., Seixas, L., Philippot, P., Dhuime, B., 2023. Sub-arc mantle fugacity shifted by sediment recycling across the Great Oxidation Event. *Nat. Geosci.* 16. <https://doi.org/10.1038/s41561-023-01258-4>
- Moreno-Sánchez, M., Gómez-Cruz, A., Buitrago-Hincapié, J., 2019. Paleozoic of Colombian

- Andes: New Paleontological Data and Regional Stratigraphic Review, in: Gómez, J., Mateus-Zabala, D. (Eds.), *The Geology of Colombia, Volume 1 Proterozoic – Paleozoic*. Bogotá, pp. 167–203. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.35.2019.09>
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y., Goldstein, S.L., 2007. Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Chem. Geol.* 244, 452–473. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.07.002>
- Moyen, J.F., 2011. The composite Archaean grey gneisses: Petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth. *Lithos* 123, 21–36. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.09.015>
- Moyen, J.F., 2009. High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the “adakitic signature.” *Lithos* 112, 556–574. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.04.001>
- Moyen, J.F., Martin, H., 2012. Forty years of TTG research. *Lithos* 148, 312–336. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.06.010>
- Müller, R.D., Cannon, J., Qin, X., Watson, R.J., Gurnis, M., Williams, S., Pfaffelmoser, T., Seton, M., Russell, S.H.J., Zahirovic, S., 2018. GPlates: Building a Virtual Earth Through Deep Time. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 19, 2243–2261. <https://doi.org/10.1029/2018GC007584>
- Müller, R.D., Sdrolias, M., Gaina, C., Roest, W.R., 2008. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world’s ocean crust. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 9, 1–19. <https://doi.org/10.1029/2007GC001743>
- Murcia, H., Borrero, C., Németh, K., 2019. Overview and plumbing system implications of monogenetic volcanism in the northernmost Andes’ volcanic province. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 383, 77–87. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.06.013>
- Nandedkar, R.H., Ulmer, P., Müntener, O., 2014. Fractional crystallization of primitive, hydrous arc magmas: An experimental study at 0.7 GPa. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 167, 1–27. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-1015-5>
- Neff, J.M., 2002. Barium in the Ocean. *Bioaccumulation Mar. Org.* 79–87. <https://doi.org/10.1016/b978-008043716-3/50005-1>
- Newell, D.L., Jessup, M.J., Hilton, D.R., Shaw, C.A., Hughes, C.A., 2015. Mantle-derived helium in hot springs of the Cordillera Blanca, Peru: Implications for mantle-to-crust fluid transfer in a flat-slab subduction setting. *Chem. Geol.* 417, 200–209. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.10.003>
- Nielsen, S.G., Marschall, H.R., 2017. Geochemical evidence for mélange melting in global arcs. *Sci. Adv.* 3, 1–7. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1602402>
- Nikulin, A., Bourke, J.R., Domino, J.R., Park, J., 2019. Tracing Geophysical Indicators of Fluid-Induced Serpentinization in the Pampean Flat Slab of Central Chile. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 20, 4408–4425. <https://doi.org/10.1029/2019GC008491>
- O’Dea, A., Hoyos, N., Rodríguez, F., Degracia, B., De Gracia, C., 2012. History of upwelling in the Tropical Eastern Pacific and the paleogeography of the Isthmus of Panama.

Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 348–349, 59–66.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.06.007>

- O’Dea, A., Lessios, H.A., Coates, A.G., Eytan, R.I., Restrepo-Moreno, S.A., Cione, A.L., Collins, L.S., De Queiroz, A., Farris, D.W., Norris, R.D., Stallard, R.F., Woodburne, M.O., Aguilera, O., Aubry, M.P., Berggren, W.A., Budd, A.F., Cozzuol, M.A., Coppard, S.E., Duque-Caro, H., Finnegan, S., Gasparini, G.M., Grossman, E.L., Johnson, K.G., Keigwin, L.D., Knowlton, N., Leigh, E.G., Leonard-Pingel, J.S., Marko, P.B., Pyenson, N.D., Rachello-Dolmen, P.G., Soibelzon, E., Soibelzon, L., Todd, J.A., Vermeij, G.J., Jackson, J.B.C., 2016. Formation of the Isthmus of Panama. *Sci. Adv.* 2, 1–12.
<https://doi.org/10.1126/sciadv.1600883>
- Olivarez Lyle, A., Lyle, M.W., 2006. Missing organic carbon in Eocene marine sediments: Is metabolism the biological feedback that maintains end-member climates? *Paleoceanography* 21. <https://doi.org/10.1029/2005PA001230>
- Orozco-Esquivel, M.T., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., 2002. Origin of rhyolitic lavas in the Mesa Central, Mexico, by crustal melting related to extension. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 118, 37–56. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00249-4](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00249-4)
- Osborne, A.H., Newkirk, D.R., Groeneveld, J., Martin, E.E., Tiedemann, R., Frank, M., 2014. The seawater neodymium and lead isotope record of the final stages of Central American Seaway closure. *Paleoceanography* 29, 715–729. <https://doi.org/10.1002/2014PA002676>
- Pälike, H., Lyle, M.W., Nishi, H., Raffi, I., Ridgwell, A., Gamage, K., Klaus, A., Acton, G., Anderson, L., Backman, J., Baldauf, J., Beltran, C., Bohaty, S.M., Bown, P., Busch, W., Channell, J.E.T., Chun, C.O.J., Delaney, M., Dewangan, P., Dunkley Jones, T., Edgar, K.M., Evans, H., Fitch, P., Foster, G.L., Gussone, N., Hasegawa, H., Hathorne, E.C., Hayashi, H., Herrle, J.O., Holbourn, A., Hovan, S., Hyeong, K., Iijima, K., Ito, T., Kamikuri, S.I., Kimoto, K., Kuroda, J., Leon-Rodriguez, L., Malinverno, A., Moore, T.C., Murphy, B.H., Murphy, D.P., Nakamura, H., Ogane, K., Ohneiser, C., Richter, C., Robinson, R., Rohling, E.J., Romero, O., Sawada, K., Scher, H., Schneider, L., Sluijs, A., Takata, H., Tian, J., Tsujimoto, A., Wade, B.S., Westerhold, T., Wilkens, R., Williams, T., Wilson, P.A., Yamamoto, Y., Yamamoto, S., Yamazaki, T., Zeebe, R.E., 2012. A Cenozoic record of the equatorial Pacific carbonate compensation depth. *Nature* 488, 609–614.
<https://doi.org/10.1038/nature11360>
- Pardo-Villaveces, N., Cepeda, H., Jaramillo, J.M., 2005. The Paipa Volcano, Eastern Cordillera of Colombia, South America (part I): Volcanic Stratigraphy. *Earth Sci. Res. J.* 9, 3–18.
- Pardo, N., Cepeda, H., Jaramillo, A., María, J., María, J.J., 2005. The Paipa Volcano, Eastern Cordillera of Colombia, South America: Volcanic Stratigraphy. *Earth Sci. Res. J.* 9, 3–18.
- Parolari, M., Gómez-Tuena, A., Cavazos-Tovar, J.G., Hernández-Quevedo, G., 2018. A balancing act of crust creation and destruction along the western Mexican convergent margin. *Geology* 46, 455–458. <https://doi.org/10.1130/G39972.1>
- Parolari, M., Gómez-Tuena, A., Errázuriz-Henao, C., Cavazos-Tovar, J.G., 2021. Orogenic andesites and their link to the continental rock cycle. *Lithos* 382–383.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105958>

- Parolari, M., Martini, M., Gómez-Tuena, A., Ortega-Gutiérrez, F., Errázuriz-Henao, C., Cavazos-Tovar, J.G., 2022. The petrogenesis of Early-Middle Jurassic magmatism in southern and central Mexico and its role during the break-up of Western Pangaea. *Geol. Mag.* 159, 873–892. <https://doi.org/10.1017/S0016756822000061>
- Patiño Douce, A.E., 1996. Effects of pressure and H₂O content on the compositions of primary crustal melts. *Trans. R. Soc. Edinburgh, Earth Sci.* 87, 11–21. <https://doi.org/10.1017/S026359330000643X>
- Patiño Douce, A.E., Harris, N., 1998. Experimental constraints on Himalayan anatexis. *J. Petrol.* 39, 689–710. <https://doi.org/10.1093/петroj/39.4.689>
- Patiño Douce, A.E., McCarthy, T.C., 1998. Melting of Crustal Rocks During Continental Collision and Subduction, in: B. R. Hacker and J. G. Liou (Ed.), *When Continents Collide: Geodynamics and Geochemistry of Ultrahigh-Pressure Rocks*. pp. 27–55. https://doi.org/10.1007/978-94-015-9050-1_2
- Patino, L.C., Carr, M.J., Feigenson, M.D., 2000. Local and regional variations in Central American arc lavas controlled by variations in subducted sediment input. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 138, 265–283. <https://doi.org/10.1007/s004100050562>
- Pedersen, T.F., Nielsen, B., Pickering, M., 1991. Timing of Late Quaternary productivity pulses in the Panama Basin and implications for atmospheric CO₂. *Paleoceanography* 6, 657–677. <https://doi.org/10.1029/91PA02532>
- Pennington, J.T., Mahoney, K.L., Kuwahara, V.S., Kolber, D.D., Calienes, R., Chavez, F.P., 2006. Primary production in the eastern tropical Pacific: A review. *Prog. Oceanogr.* 69, 285–317. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2006.03.012>
- Pérez-Gutiérrez, R., Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Valencia, V.A., 2009. El terreno cuicateco: ¿cuenca oceánica con influencia de subducción del cretácico Superior en el sur de México? Nuevos datos estructurales, geoquímicos y geocronológicos. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 26, 222–242.
- Plank, T., 2013. The Chemical Composition of Subducting Sediments. *Treatise Geochemistry* Second Ed. 4, 607–629. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00319-3>
- Plank, T., 2005. Constraints from Thorium/Lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents. *J. Petrol.* 46, 921–944. <https://doi.org/10.1093/петrology/egi005>
- Plank, T., Balzer, V., Carr, M., 2002. Nicaraguan volcanoes record paleoceanographic changes accompanying closure of the Panama gateway. *Geology* 30, 1087–1090. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<1087:NVRPCA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<1087:NVRPCA>2.0.CO;2)
- Plank, T., Kelley, K.A., Zimmer, M.M., Hauri, E.H., Wallace, P.J., 2013. Why do mafic arc magmas contain ~4wt% water on average? *Earth Planet. Sci. Lett.* 364, 168–179. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.11.044>
- Plank, T., Langmuir, C., 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem. Geol.* 145, 325–394. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00150-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00150-2)

- Plank, T., Langmuir, C., 1993. Tracing trace elements from sediment input to volcanic output at subduction zones. *Nature* 362, 461–464.
- Plank, T., Langmuir, C.H., 1988. An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 90, 349–370. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90135-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90135-5)
- Plank, T., Manning, C.E., 2019. Subducting carbon. *Nature* 574, 343–352. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1643-z>
- Porritt, R.W., Becker, T.W., Monsalve, G., 2014. Seismic anisotropy and slab dynamics from SKS splitting recorded in Colombia. *Geophys. Res. Lett.* 41, 8775–8783. <https://doi.org/10.1002/2014GL061958>
- Pourteau, A., Doucet, L.S., Blereau, E.R., Volante, S., Johnson, T.E., Collins, W.J., Li, Z.X., Champion, D.C., 2020. TTG generation by fluid-fluxed crustal melting: Direct evidence from the Proterozoic Georgetown Inlier, NE Australia. *Earth Planet. Sci. Lett.* 550, 116548. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116548>
- Poveda, E., Julià, J., Schimmel, M., Perez-Garcia, N., 2018. Upper and Middle Crustal Velocity Structure of the Colombian Andes From Ambient Noise Tomography: Investigating Subduction-Related Magmatism in the Overriding Plate. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 123, 1459–1485. <https://doi.org/10.1002/2017JB014688>
- Prowatke, S., Klemme, S., 2006. Trace element partitioning between apatite and silicate melts. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, 4513–4527. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.06.162>
- Railsback, L.B., 2003. An earth scientist's periodic table of the elements and their ions. *Geology* 31, 737–740. <https://doi.org/10.1130/G19542.1>
- Restrepo, J.D., Kjerfve, B., 2000. Water discharge and sediment load from the western slopes of the Colombian Andes with focus on Rio San Juan. *J. Geol.* 108, 17–33. <https://doi.org/10.1086/314390>
- Reubi, O., Blundy, J., 2009. A dearth of intermediate melts at subduction zone volcanoes and the petrogenesis of arc andesites. *Nature* 461, 1269–1273. <https://doi.org/10.1038/nature08510>
- Rodriguez-Corcho, A.F., Rojas-Agramonte, Y., Barrera-Gonzalez, J.A., Marroquin-Gomez, M.P., Bonilla-Correa, S., Izquierdo-Camacho, D., Delgado-Balaguera, S.M., Cartwright-Buitrago, D., Muñoz-Granados, M.D., Carantón-Mateus, W.G., Corrales-García, A., Laverde-Martinez, A.F., Cuervo-Gómez, A., Rodriguez-Ruiz, M.A., Marin-Jaramillo, J.P., Salazar-Cuellar, N., Esquivel-Arenales, L.C., Daroca, M.E., Carvajal, A.S., Perea-Pescador, A.M., Solano-Acosta, J.D., Diaz, S., Guillen, A., Bayona, G., Cardona-Molina, A., Eglington, B., Montes, C., 2022. The Colombian geochronological database (CGD). *Int. Geol. Rev.* 64, 1635–1669. <https://doi.org/10.1080/00206814.2021.1954556>
- Rogers, R.D., Kárason, H., van der Hilst, R.D., 2002. Epeirogenic uplift above a detached slab in northern Central America. *Geology* 30, 1031–1034. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<1031:EUAADS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<1031:EUAADS>2.0.CO;2)
- Rudnick, R.L., Gao, S., 2013. Composition of the Continental Crust, 2nd ed, *Treatise on Geochemistry: Second Edition*. Elsevier Ltd. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975->

7.00301-6

- Rueda-Gutiérrez, J.B., 2020. Nuevas evidencias del magmatismo asociado con el sistema geotérmico de Paipa, Boyacá, Colombia. *Boletín Geol.* 42, 51–79. <https://doi.org/10.18273/revbol.v42n3-2020002>
- Ruscitto, D.M., Wallace, P.J., Cooper, L.B., Plank, T., 2012. Global variations in H₂O/Ce: 2. Relationships to arc magma geochemistry and volatile fluxes. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 13. <https://doi.org/10.1029/2011GC003887>
- Saginer, I., Gazel, E., Condie, C., Carr, M.J., 2013. Evolution of geochemical variations along the Central American volcanic front. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 14, 4504–4522. <https://doi.org/10.1002/ggge.20259>
- Sanchez-Rojas, J., Palma, M., 2014. Crustal density structure in northwestern South America derived from analysis and 3-D modeling of gravity and seismicity data. *Tectonophysics* 634, 97–115. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.07.026>
- Sarmiento-Rojas, L.F., Van Wess, J.D., Cloetingh, S., 2006. Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models. *J. South Am. Earth Sci.* 21, 383–411. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.003>
- Schmidt, M.W., Jagoutz, O., 2017. The global systematics of primitive arc melts. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 18, 2817–2854. <https://doi.org/10.1002/2016GC006699>
- Schmidt, M.W., Poli, S., 2013. *Devolatilization During Subduction*, 2nd ed, Treatise on Geochemistry: Second Edition. Elsevier Ltd. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00321-1>
- Schneider, B., Schmittner, A., 2006. Simulating the impact of the Panamanian seaway closure on ocean circulation, marine productivity and nutrient cycling. *Earth Planet. Sci. Lett.* 246, 367–380. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.04.028>
- Schoepfer, S.D., Shen, J., Wei, H., Tyson, R. V., Ingall, E., Algeo, T.J., 2015. Total organic carbon, organic phosphorus, and biogenic barium fluxes as proxies for paleomarine productivity. *Earth-Science Rev.* 149, 23–52. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.08.017>
- Schwindinger, M., Weinberg, R.F., Clos, F., 2019. Wet or dry? The difficulty of identifying the presence of water during crustal melting. *J. Metamorph. Geol.* 37, 339–358. <https://doi.org/10.1111/jmg.12465>
- Scotese, C.R., Song, H., Mills, B.J.W., van der Meer, D.G., 2021. Phanerozoic paleotemperatures: The earth's changing climate during the last 540 million years. *Earth-Science Rev.* 215, 103503. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103503>
- Searle, M.P., Cottle, J.M., Streule, M.J., Waters, D.J., 2009a. Crustal melt granites and migmatites along the Himalaya: Melt source, segregation, transport and granite emplacement mechanisms. *Earth Environ. Sci. Trans. R. Soc. Edinburgh* 100, 219–233. <https://doi.org/10.1017/S175569100901617X>
- Searle, M.P., Cottle, J.M., Streule, M.J., Waters, D.J., 2009b. Crustal melt granites and

- migmatites along the Himalaya: Melt source, segregation, transport and granite emplacement mechanisms. *Earth Environ. Sci. Trans. R. Soc. Edinburgh* 100, 219–233. <https://doi.org/10.1017/S175569100901617X>
- Sepulchre, P., Arsouze, T., Donnadiou, Y., Dutay, J.C., Jaramillo, C., Le Bras, J., Martin, E., Montes, C., Waite, A.J., 2014. Consequences of shoaling of the Central American Seaway determined from modeling Nd isotopes. *Paleoceanography* 29, 176–189. <https://doi.org/10.1002/2013PA002501>
- Singh, A.K., Marcantonio, F., Lyle, M., 2020. An Assessment of xsBa Flux as a Paleoproductivity Indicator and Its Water-Depth Dependence in the Easternmost Equatorial Pacific Ocean. *Paleoceanogr. Paleoclimatology* 35. <https://doi.org/10.1029/2020PA003945>
- Siravo, G., Faccenna, C., G erault, M., Becker, T.W., Fellin, M.G., Herman, F., Molin, P., 2019. Slab flattening and the rise of the Eastern Cordillera, Colombia. *Earth Planet. Sci. Lett.* 512, 100–110. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.02.002>
- Spikings, R., Cochran, R., Villagomez, D., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., Beate, B., 2015. The geological history of northwestern South America: From Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290-75 Ma). *Gondwana Res.* 27, 95–139. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.06.004>
- Steinthorsdottir, M., Coxall, H.K., de Boer, A.M., Huber, M., Barbolini, N., Bradshaw, C.D., Burls, N.J., Feakins, S.J., Gasson, E., Henderiks, J., Holbourn, A.E., Kiel, S., Kohn, M.J., Knorr, G., K urschner, W.M., Lear, C.H., Liebrand, D., Lunt, D.J., M ors, T., Pearson, P.N., Pound, M.J., Stoll, H., Str omberg, C.A.E., 2021. The Miocene: The Future of the Past. *Paleoceanogr. Paleoclimatology* 36. <https://doi.org/10.1029/2020PA004037>
- Straub, S.M., G omez-Tuena, A., Bindeman, I.N., Bolge, L.L., Brandl, P.A., Espinasa-Perena, R., Solari, L., Stuart, F.M., Vannucchi, P., Zellmer, G.F., 2015. Crustal recycling by subduction erosion in the central Mexican Volcanic Belt. *Geochim. Cosmochim. Acta* 166, 29–52. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.06.001>
- Straub, S.M., G omez-Tuena, A., Vannucchi, P., 2020. Subduction erosion and arc volcanism. *Nat. Rev. Earth Environ.* 1, 574–589. <https://doi.org/10.1038/s43017-020-0095-1>
- Straub, S.M., G omez-tuena, A., Zellmer, G.F., Espinasa-perena, R., Stuart, F.M., Cai, Y., Langmuir, C.H., Martin-del pozzo, A.L., Mesko, G.T., 2013. The processes of melt differentiation in arc volcanic rocks: Insights from OIB-type arc magmas in the central mexican volcanic belt. *J. Petrol.* 54, 665–701. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs081>
- Sun, M., Bezada, M.J., Cornthwaite, J., Prieto, G.A., Niu, F., Levander, A., 2022. Overlapping slabs: Untangling subduction in NW South America through finite-frequency teleseismic tomography. *Earth Planet. Sci. Lett.* 577. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117253>
- Survey, U.S.G., Park, M., Blackinton, G., Carter, J.A., Coulbourn, W.T., Drilling, D.S., Jolla, L., Cowan, D.S., Joseph, A., Dengo, C.A., Faas, R.W., Harrison, W., Hesse, R., Republic, F., Hussong, D.M., Ladd, J.W., Shiki, T., Univer-, K., 1984. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 79. Initial Reports Deep Sea Drill. Proj. 79.
- Syracuse, E.M., Maceira, M., Prieto, G.A., Zhang, H., Ammon, C.J., 2016. Multiple plates

- subducting beneath Colombia, as illuminated by seismicity and velocity from the joint inversion of seismic and gravity data. *Earth Planet. Sci. Lett.* 444, 139–149. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.03.050>
- Syracuse, E.M., van Keken, P.E., Abers, G.A., Suetsugu, D., Bina, C., Inoue, T., Wiens, D., Jellinek, M., 2010. The global range of subduction zone thermal models. *Phys. Earth Planet. Inter.* 183, 73–90. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2010.02.004>
- Tatsumi, Y., 2005. The subduction factory: How it operates in the evolving Earth. *GSA Today* 15, 4–10. [https://doi.org/10.1130/1052-5173\(2005\)015\[4:TSFHIO\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/1052-5173(2005)015[4:TSFHIO]2.0.CO;2)
- Thouret, J.C., Cantagrel, J.M., Robin, C., Murcia, A., Salinas, R., Cepeda, H., 1995. Quaternary eruptive history and hazard-zone model at Nevado del Tolima and Cerro Machin volcanoes, Colombia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 66, 397–426. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(94\)00073-P](https://doi.org/10.1016/0377-0273(94)00073-P)
- Tian, J., Ma, W., Lyle, M.W., Shackford, J.K., 2014. Synchronous mid-Miocene upper and deep oceanic $\delta^{13}\text{C}$ changes in the east equatorial Pacific linked to ocean cooling and ice sheet expansion. *Earth Planet. Sci. Lett.* 406, 72–80. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.09.013>
- Tian, J., Ma, X., Zhou, J., Jiang, X., Lyle, M., Shackford, J., Wilkens, R., 2018. Paleoceanography of the east equatorial Pacific over the past 16 Myr and Pacific–Atlantic comparison: High resolution benthic foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ records at IODP Site U1337. *Earth Planet. Sci. Lett.* 499, 185–196. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.07.025>
- Toro Toro, L.M., Borrero-Peña, C.A., Ayala Carmona, L.F., 2010. Petrografía y geoquímica de las rocas ancestrales del Volcán Nevado del Ruiz. *Bol. Geol.* 32, 95–105.
- Tsuno, K., Dasgupta, R., 2011. Melting phase relation of nominally anhydrous, carbonated pelitic-eclogite at 2.5–3.0 GPa and deep cycling of sedimentary carbon. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 161, 743–763. <https://doi.org/10.1007/s00410-010-0560-9>
- Tsuno, K., Dasgupta, R., Danielson, L., Richter, K., 2012. Flux of carbonate melt from deeply subducted pelitic sediments: Geophysical and geochemical implications for the source of Central American volcanic arc. *Geophys. Res. Lett.* 39, 1–7. <https://doi.org/10.1029/2012GL052606>
- Turner, S.J., Langmuir, C.H., 2022a. An Evaluation of Five Models of Arc Volcanism. *J. Petrol.* 63, 1–25. <https://doi.org/10.1093/petrology/egac010>
- Turner, S.J., Langmuir, C.H., 2022b. A quantitative framework for global variations in arc geochemistry. *Earth Planet. Sci. Lett.* 584, 117411. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117411>
- Turner, S.J., Langmuir, C.H., 2015a. The global chemical systematics of arc front stratovolcanoes: Evaluating the role of crustal processes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 422, 182–193. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.03.056>
- Turner, S.J., Langmuir, C.H., 2015b. What processes control the chemical compositions of arc front stratovolcanoes? *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 16, 1865–1893. <https://doi.org/10.1002/2014GC005633>

- Turner, S.J., Langmuir, C.H., Katz, R.F., Dungan, M.A., Escrig, S., 2016. Parental arc magma compositions dominantly controlled by mantle-wedge thermal structure. *Nat. Geosci.* 9, 772–776. <https://doi.org/10.1038/ngeo2788>
- van der Lelij, R., Spikings, R., Ulianov, A., Chiaradia, M., Mora, A., 2016a. Palaeozoic to Early Jurassic history of the northwestern corner of Gondwana, and implications for the evolution of the Iapetus, Rheic and Pacific Oceans. *Gondwana Res.* 31, 271–294. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.01.011>
- van der Lelij, R., Spikings, R., Ulianov, A., Chiaradia, M., Mora, A., 2016b. Palaeozoic to Early Jurassic history of the northwestern corner of Gondwana, and implications for the evolution of the Iapetus, Rheic and Pacific Oceans. *Gondwana Res.* 31, 271–294. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.01.011>
- Vargas, C.A., Mann, P., 2013. Tearing and breaking off of subducted slabs as the result of collision of the panama arc-indenter with Northwestern South America. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 103, 2025–2046. <https://doi.org/10.1785/0120120328>
- Vargas, C.A., Ochoa, L.H., Caneva, A., 2019. Estimation of the Thermal Structure Beneath the Volcanic Arc of the Northern Andes by Coda Wave Attenuation Tomography. *Front. Earth Sci.* 7. <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00208>
- Vatin-Pérignon, N., Goemans, P., Oliver, R.A., Palacio, E.P., 1990. Evaluation of magmatic processes for the products of the Nevado del Ruiz Volcano, Colombia from geochemical and petrological data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 41, 153–176. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(90\)90087-V](https://doi.org/10.1016/0377-0273(90)90087-V)
- Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W., Beltrán, A., 2011. Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. *Lithos* 125, 875–896. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.05.003>
- Villamil, T., 1999. Campanian-Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and western Venezuela. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 153, 239–275. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(99\)00075-9](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00075-9)
- Vinasco, C., 2019. The Romeral Shear Zone. pp. 833–876. https://doi.org/10.1007/978-3-319-76132-9_12
- Vinasco, C.J., Cordani, U.G., González, H., Weber, M., Pelaez, C., 2006. Geochronological, isotopic, and geochemical data from Permo-Triassic granitic gneisses and granitoids of the Colombian Central Andes. *J. South Am. Earth Sci.* 21, 355–371. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.007>
- von Raumer, J.F., Stampfli, G.M., 2018. Ollo de Sapo Cambro-Ordovician volcanics from the Central Iberian basement—A multiphase evolution. *Terra Nov.* 30, 350–358. <https://doi.org/10.1111/ter.12350>
- Wagner, L.S., Jaramillo, J.S., Ramírez-Hoyos, L.F., Monsalve, G., Cardona, A., Becker, T.W., 2017. Transient slab flattening beneath Colombia. *Geophys. Res. Lett.* 44, 6616–6623. <https://doi.org/10.1002/2017GL073981>
- Wang, K., Zhang, L.P., Deng, J.H., Sui, Q.L., Xie, G.Z., Sun, W.D., 2021. The influence of

- oceanic anoxic events on convergent margin magmas. *Lithos* 406–407, 106529. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106529>
- Wang, L., Kusky, T.M., Polat, A., Wang, S., Jiang, X., Zong, K., Wang, J., Deng, H., Fu, J., 2014. Partial melting of deeply subducted eclogite from the Sulu orogen in China. *Nat. Commun.* 5, 1–11. <https://doi.org/10.1038/ncomms6604>
- Waters, L.E., Lange, R.A., 2015. An updated calibration of the plagioclase-liquid hygrometer-thermometer applicable to basalts through rhyolites. *Am. Mineral.* 100, 2172–2184. <https://doi.org/10.2138/am-2015-5232>
- Weber, B., Iriondo, A., Premo, W.R., Hecht, L., Schaaf, P., 2007. New insights into the history and origin of the southern Maya block, SE México: U–Pb–SHRIMP zircon geochronology from metamorphic rocks of the Chiapas massif. *Int. J. Earth Sci.* 96, 253–269. <https://doi.org/10.1007/s00531-006-0093-7>
- Weber, M., Duque, J.F., Hoyos, S., Cárdenas-Rozo, A.L., Gómez, J., Wilson, R., 2020. The Combia Volcanic Province: Miocene post-collisional magmatism in the northern Andes Chapter 12. *Geol. Colomb.* 26, 355–394. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.37.2019.12>
- Weber, M.B., 1998. The Mercaderes-Rio Mayo xenoliths, Colombia: their bearing on mantle and crustal processes in the Northern Andes PhD Thesis.
- Weber, M.B.I., Tarney, J., Kempton, P.D., Kent, R.W., 2002. Crustal make-up of the Northern Andes: Evidence based on deep crustal xenolith suites, Mercaderes, SW Colombia. *Tectonophysics* 345, 49–82. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00206-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00206-2)
- Weill, D.F., Drake, M.J., 1973. Europium anomaly in plagioclase feldspar: Experimental results and semiquantitative model. *Science* (80-.). 180, 1059–1060. <https://doi.org/10.1126/science.180.4090.1059>
- Weinberg, R., Hasalová, P., 2015. Water-fluxed melting of the continental crust: A review. *Lithos* 212–215, 158–188. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.08.021>
- Were, P., Keppler, H., 2021. Trace element fractionation between biotite, allanite, and granitic melt. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 176, 1–14. <https://doi.org/10.1007/s00410-021-01831-3>
- Whelan, J.K., Hunt, J.M., 1983. Organic matter in Deep Sea Drilling Project Site 504 and 505 sediments studied by a thermal analysis- gas chromatography technique. Initial reports DSDP, Vol. 69, Puntarenas to Balboa 443–450. <https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.69.119.1983>
- White, W.M., 2006. The Big Picture: Cosmochemistry. *Geochemistry* 415–472.
- Wiederhold, J.G., 2015. Metal stable isotope signatures as tracers in environmental geochemistry. *Environ. Sci. Technol.* 49, 2606–2624. <https://doi.org/10.1021/es504683e>
- Woodburne, M.O., 2010. The Great American Biotic Interchange: Dispersals, Tectonics, Climate, Sea Level and Holding Pens. *J. Mamm. Evol.* 17, 245–264. <https://doi.org/10.1007/s10914-010-9144-8>
- Yardley, B.W.D., 2009. The role of water in the evolution of the continental crust. *J. Geol. Soc.*

- London. 166, 585–600. <https://doi.org/10.1144/0016-76492008-101>
- Yardley, B.W.D., Valley, J.W., 1997. The petrologic case for a dry lower crust. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 102, 12173–12185. <https://doi.org/10.1029/97JB00508>
- Yong-Liang Yang, Elderfield, H., Pedersen, T.F., Ivanovich, M., 1995. Geochemical record of the Panama Basin during the Last Glacial Maximum carbon event shows that the glacial ocean was not suboxic. *Geology* 23, 1115–1118. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<1115:GROTPB>2.3.CO](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<1115:GROTPB>2.3.CO)
- Zachos, J., Pagani, H., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science* (80-.). 292, 686–693. <https://doi.org/10.1126/science.1059412>
- Zachos, J.C., Dickens, G.R., Zeebe, R.E., 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature* 451, 279–283. <https://doi.org/10.1038/nature06588>
- Zarifí, Z., Havskov, J., Hanyga, A., 2007. An insight into the Bucaramanga nest. *Tectonophysics* 443, 93–105. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.06.004>
- Zerkle, A.L., 2018. Biogeodynamics: Bridging the gap between surface and deep Earth processes. *Philos. Trans. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.* 376. <https://doi.org/10.1098/rsta.2017.0401>
- Zheng, Y., Anderson, R.F., Van Geen, A., Fleisher, M.Q., 2002. Preservation of particulate non-lithogenic uranium in marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 66, 3085–3092. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(01\)00632-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(01)00632-9)
- Zieman, L., Ibañez-Mejía, M., Rooney, A.D., Bloch, E., Pardo, N., Schoene, B., Szymanowski, D., 2023. To sink, or not to sink: The thermal and density structure of the modern northern Andean arc constrained by xenolith petrology. *Geology* 51, 586–590. <https://doi.org/10.1130/G50973.1>

F. Anexos

Anexo 1. Artículo publicado #1

Título: A Biogeochemical Imprint of the Panama Basin in the North Andean Arc

Fecha de publicación: 23 de junio del 2021

Revista: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*

DOI: <https://doi.org/10.1029/2021GC009835>

Anexo 2. Artículo publicado #2

Climate-driven compositional modifications of arc volcanoes along the East Equatorial Pacific Margin — The magmatic response to a cooling planet.

Fecha de publicación: 22 de octubre del 2022

Revista: *Earth-Science Reviews*

DOI: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104228>

Anexo 3. Bases de datos de sedimentos y rocas volcánicas

Debido a la extensión de las bases de datos de sedimentos y rocas volcánicas del PEE, abajo se disponen enlaces de descarga permanentes, obtenidos directamente del repositorio asociado al artículo en donde se publicaron los datos.

A.3.1 Composición de los sedimentos del Pacífico Este Ecuatorial

Enlace de descarga: <https://ars.els-cdn.com/content/image/1-s2.0-S0012825222003129-mmc2.xlsx>

A.3.2 Composición de las rocas volcánicas del arco activo

Enlace de descarga: <https://ars.els-cdn.com/content/image/1-s2.0-S0012825222003129-mmc4.xlsx>

A.3.3 Composición de las rocas del arco Mioceno

Enlace de descarga: <https://ars.els-cdn.com/content/image/1-s2.0-S0012825222003129-mmc5.xlsx>

Anexo 4. Resultados geoquímicos de rocas y sedimentos

A.4.1 Composición de U, Ba y K₂O de los sedimentos oceánicos de la margen mexicana

<i>Muestra</i>	<i>Tipo</i> ^{a,b}	<i>Long W</i>	<i>Lat N</i>	<i>Perf. /Exp</i>	<i>Prof. Núcleo (min) [cm]</i>	<i>Prof. Núcleo (max) [cm]</i>	<i>Edad (Ma)</i> ^c	<i>C.org</i> ^c	<i>K₂O</i> ^d	<i>Ba</i> ^d	<i>U</i> ^d
2R1W	DSDP ^a	-99.18	15.85	66-487	100	102	0.1	1.7	2.5	675	3.20
3R1W	DSDP	-99.18	15.85	66-487	50	52	0.3	1.6	2.7	814	3.64
6R1W	DSDP	-99.18	15.85	66-487	100	102	0.4	1	2.7	966	3.25
7R1W	DSDP	-99.18	15.85	66-487	100	102	0.6	0.9	2.4	983	3.23
9R2W	DSDP	-99.18	15.85	66-487	106	108	0.7	0.8	2.7	1366	3.97
11R2W	DSDP	-99.18	15.85	66-487	100	102	0.8	0.4	2.6	1843	7.90
12R1W	DSDP	-99.18	15.85	66-487	100	130	1.0	0.4	2.7	2854	4.03
13R2W	DSDP	-99.18	15.85	66-487	100	102	2.1	0.2	2.4	3601	1.89
14R2W	DSDP	-99.18	15.85	66-487	52	52	5.4	0.2	2.0	5588	2.88
15R2W	DSDP	-99.18	15.85	66-487	100	102	8.2	0.2	2.2	4063	2.01
17R1W	DSDP	-99.18	15.85	66-487	53	55	9.8	0.1	1.8	7168	3.56
18R2W	DSDP	-99.18	15.85	66-487	53	55	10.2	0.1	1.6	7776	3.01
VM-28-160	Pistón ^b	-98.98	15.83	Vema/R. Conrad	Flujo inferior	>870			2.54	504	3.3
RC-12-35	Pistón	-96.20	15.30	Vema/R. Conrad	850	870			2.33	609	3.74
VM-18-339	Pistón	-95.62	15.17	Vema/R. Conrad	510	540			1.8	709	5.96
VM-18-338	Pistón	-95.72	15.13	Vema/R. Conrad	Flujo inferior	>758			1.91	666	4.62

^aLas muestras de las perforaciones del DSDP, expedición 66, fueron proporcionadas por el *International Ocean Discovery Program*, Repositorio de la Costa del Golfo (Texas, USA)

^bLos sedimentos de núcleo de pistón fueron recolectados por el R/V Vema y el Robert Conrad, y fueron proporcionados por el repositorio del Lamont-Doherty.

^cEdad y concentraciones de C_{Org} fueron obtenidos de los reportes iniciales de la expedición 66 (Watkins y Moore, 1928)

^dLos elementos mayores y traza fueron obtenidos a través de ICP-MS en el Centro de Geociencias (ver Sección B).

A.4.2 Composición elemental e isotópica de las rocas del Complejo Volcánico de Paipa

Muestra	PAI-1802B	PAI-1803B	PAI-1804A	PAI-1806a	PAI-1806b
Tipo	Domo	Frag. Domo	Domo	Domo	Frag. Domo
Lat. N	N5° 41.527'	N5° 42.343'	N5° 41.743'	N5° 42.343'	N5° 41.743'
Long. W	W73° 07.148'	W73° 06.583'	W73° 06.583'	W73° 06.482'	W73° 06.583'
Elementos Mayores (wt%)					
<i>SiO₂</i>	69.37	70.81			69.60
<i>TiO₂</i>	0.26	0.15			0.23
<i>Al₂O₃</i>	19.05	16.51			16.87
<i>Fe₂O₃^{tot}</i>	1.49	1.38			1.64
<i>MnO</i>	0.03	0.04			0.04
<i>MgO</i>	0.34	0.24			0.39
<i>CaO</i>	0.35	0.56			0.92
<i>Na₂O</i>	5.16	6.69			6.57
<i>K₂O</i>	3.88	3.61			3.72
<i>P₂O₅</i>	0.06	0.02			0.02
Elementos Traza (ppm)^b					
<i>Sc</i>	3.90	5.02	3.61	5.77	3.29
<i>V</i>	26.6	16.5	17.3	25.5	26.4
<i>Cr</i>	6.03	3.86	3.21	5.91	5.71
<i>Co</i>	1.78	1.59	1.55	2.03	2.46
<i>Ni</i>	1.61	1.25	0.81	1.96	2.17
<i>Cu</i>	1.47	1.36	1.41	1.77	3.24

<i>Zn</i>	40	49	54	50	53
<i>Ga</i>	24.5	17.4	17.8	22.0	19.8
<i>Li</i>	29.7	20.7	26.6	22.6	19.0
<i>Be</i>	3.2	4.2	4.8	3.7	3.8
<i>Rb</i>	130	83	140	122	119
<i>Sr</i>	516	735	709	921	845
<i>Y</i>	12.4	5.44	6.32	6.89	7.59
<i>Zr</i>	243	191	207	222	177
<i>Nb</i>	28.5	25.8	27.7	22.6	20.8
<i>Sn</i>	1.2	1.0	1.1	1.1	1.1
<i>Sb</i>	0.15	0.20	0.28	1.1	2.0
<i>Cs</i>	1.19	0.529	1.28	1.52	0.984
<i>Ba</i>	1092	1192	1095	1158	1158
<i>La</i>	29.7	13.7	9.32	14.2	18.9
<i>Ce</i>	41.3	25.8	14.1	20.8	27.0
<i>Pr</i>	5.41	2.49	1.69	2.77	2.52
<i>Nd</i>	18.0	8.89	6.25	9.35	8.09
<i>Sm</i>	3.14	1.56	1.18	1.56	1.18
<i>Eu</i>	0.846	0.555	0.477	0.663	0.631
<i>Gd</i>	2.48	1.26	1.01	1.21	1.11
<i>Tb</i>	0.378	0.177	0.152	0.181	0.168
<i>Dy</i>	2.06	0.932	0.910	0.983	0.973
<i>Ho</i>	0.422	0.192	0.204	0.228	0.226
<i>Er</i>	1.17	0.508	0.627	0.666	0.670
<i>Yb</i>	1.42	0.528	0.887	1.00	0.876
<i>Lu</i>	0.234	0.084	0.156	0.173	0.148
<i>Hf</i>	6.22	5.49	5.88	5.63	4.69
<i>Ta</i>	0.987	0.881	0.949	0.889	0.852
<i>W</i>	0.123	0.116	0.161	0.251	0.950
<i>Tl</i>	1.25	0.402	0.662	0.692	0.383
<i>Pb</i>	38.1	25.8	29.3	24.9	39.0
<i>Th</i>	10.1	9.25	10.1	9.31	8.99
<i>U</i>	4.98	3.33	6.23	4.44	6.70

Composiciones Isotópicas^c

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.706285 (8)	0.708179 (9)	0.705907 (9)	0.706667 (9)
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	19.2166 (8)	19.2025 (6)	19.1973 (9)	19.2109 (8)
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.6759 (7)	15.6599 (6)	15.6568 (8)	15.6617 (7)
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	39.1652 (19)	39.1169 (16)	39.1126 (23)	39.1098 (19)
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512288 (6)	0.512318 (6)	0.512344 (9)	0.512289 (7)
$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	0.282591 (4)	0.282653 (3)	0.282621 (4)	0.282624 (3)

^bElementos mayores y traza fueron obtenidos a través de ICP-MS en el Centro de Geociencias (ver sección B).

^cLas relaciones isotópicas fueron medidas en un MC-ICP-MS Neptune Plus en el Centro de Geociencias (ver sección B). Los valores reportados en la tabla no están corregidos por edad y se toman como iniciales. El error 2σ de la media ($n = 80$) está multiplicado por 10^6 para Sr, Nd and Hf y por 10^4 para Pb.

Anexo 5. Metodología de laboratorio detallada

A.5.1 Digestión para elementos traza y relaciones isotópicas

Pasos de Digestión

Día 1

Se añade 1 (2) ml de HF 28N y 0.5 (1) ml de HNO₃ 7-8N
(Se sonicar las esquirlas de roca en HCl 6N por 60 min)
Se dejan los viales cerrados a 100 °C en la parrilla

Día 2

Se seca todo el ácido añadido el día anterior
Se añaden 0.5 (1) ml de HF 28N y 0.5ml de HNO₃ 7-8N
Se transfiere la muestra a los viales utilizados en los contenedores para las bombas Parr (1.5ml)
Se colocan 5 vasos en cada revestimiento de la bomba y se agregan 4 ml de HF 28N y 3 ml de HNO₃ 7-8N
Se dejan las bombas en el horno a una temperatura de 190 °C por 100 horas

Día 7

Se seca el ácido de los viales colocados en las bombas
Se añade 1.5 ml de HCl 6N
Se transfieren los viales de nuevo a las bombas y se agregan 5 ml de HCl 6N
Se dejan las bombas en el horno a una temperatura de 140 °C por 24 horas

Día 9

Se transfiere el contenido a los viales originales (15 ml) y se seca el contenido de ácido
Se añaden 20 (40) gotas de HNO₃ 15N
Se evaporan el ácido inmediatamente
Se añaden otras 35 (50) gotas de HNO₃ 15N
Se dejan los viales cerrados a 100 °C en la parrilla
En este paso las muestras están listas para aforo y medición de elementos mayores y traza

Día 10 (solo Isótopos)

Se seca todo el ácido añadido el día anterior

Se añaden 2 ml de HCl 6N
Se dejan los viales cerrados a 100 °C en la parrilla
Se seca todo el ácido añadido el día anterior
Se añaden otros 2 ml de HCl 6N y se evapora por completo inmediatamente
En este paso las muestras están listas comenzar los procedimientos cromatográficos

La información en paréntesis representa el volumen de ácido considerando los 0.2 g de muestra o los pasos extra utilizados en las separaciones cromatográficas.

A.5.2 Separación cromatográfica de Pb, Sr, REE, Nd y Hf

La metodología de separación cromatográfica busca esencialmente la purificación de un elemento de interés a partir de la matriz total de la roca. Para este trabajo, se purificaron los elementos Pb, Sr, Nd y Hf para el análisis de las rocas volcánicas del CVP a través de un MC-ICP-MS. La purificación tiene como objetivo aislar elementos que potencialmente pueden interferir durante la medición isotópica, bien sea porque estos tienen isótopos que tienen la misma masa que los del elemento de interés o porque forman complejos con los gases de introducción de muestra que crean interferencias instrumentales. Para una medición precisa del Sr, por ejemplo, es indispensable separar el Rb, pues este comparte el abundante isótopo de ^{87}Rb con el isótopo estable de ^{87}Sr .

De manera general, cada método de separación consta de una serie de pasos de lavado de resina, elución de la matriz y colecta del elemento de interés que dependen de la afinidad química entre la solución (muestra) y el medio estacionario (resina). Para el caso del Pb, por ejemplo, se utiliza una resina de intercambio aniónico que al estar equilibrada en ácido bromhídrico (HBr) se carga positivamente, y se enlaza a moléculas negativamente cargadas de bromuro de plomo (PbBr_4^{-2}) que se encuentran en solución en el vial original (ver tabla Pb abajo). La baja compatibilidad del resto de elementos con la resina en un medio de HBr permite realizar una elución rápida de la matriz con la misma concentración y tipo de ácidos. Para la elución (colecta) del Pb, se utiliza HCl altamente concentrado (6N) que desequilibra la resina y permite el flujo del Pb hacia el vial de la separación final.

A continuación, se muestra el procedimiento realizado para cada uno de los isótopos de interés, con el paso a paso detallando la cantidad y tipo de ácidos utilizados.

Pb	
	RESINA: AG1 X-8 100-200
	COLUMN: teflón 100 ul
	Digestión de la muestra en vial original
	Disolver la muestra en ~1100 ul HBr 0.7N y dejar en la parrilla con el vial cerrado por una noche a 100°C
	Transferir el líquido del vial original a una bala y centrifugar 15 min. a 110 rpm
Tipo de Vial	Procedimiento de separación cromatográfica
Vial de lavado	Lavar la resina con dos reservorios de H ₂ O desionizada
Vial de lavado	Lavar la resina con tres reservorios de HCl 6N
Vial de lavado	Lavar la resina con medio reservorio de H ₂ O desionizada
Vial de lavado	Acondicionar resina con 300 ul de 0.7N HBr
Cambiar Vial	
Vial original	Cargar fracción líquida de la muestra en la columna
Vial original	Colectar REE, Sr, Ba, Rb, Hf...
Vial original	10 gotas (300 ml) HBr 0.7N 3x
Vial original	Añadir tres veces 300 ul de 0.7N HBr
Cambiar Vial	
Vial de Pb	Colectar Pb con un reservorio de HCl 6N
<i>Secar muestra y repetir el procedimiento para una mejor purificación</i>	

Sr	
	RESINA: Sr-SPEC
	COLUMNA: teflón 30 ul
	Digestión de la muestra en vial original

	Disolver la muestra en 0.6 ml HNO ₃ 3N y dejar en la parrilla con el vial cerrado por una noche a 100°C
	Transferir el líquido del vial original a una bala y centrifugar 15 min. a 110 rpm
Tipo de Vial	Procedimiento de separación cromatográfica
Vial de lavado	Lavar resina con tres reservorios de H ₂ O desionizada
Vial de lavado	Acondicionar resina con 360 ml HNO ₃ 3N
Cambiar Vial	
Vial original	Cargar fracción líquida de la muestra en la columna
Vial original	Colectar la matriz añadiendo 240 ul HNO ₃ 3N por tres veces
Cambiar Vial	
Vial de Sr	Colectar el Sr añadiendo tres reservorios de H₂O desionizada

REE	
	RESINA: Tru-SPEC
	COLUMNA: teflón 100 ul
	Digestión de la muestra en vial original
	Disolver la muestra en 0.5 HNO ₃ 1N y dejar en la parrilla con el vial cerrado por una noche a 100°C
	Transferir el líquido del vial original a una bala y centrifugar 15 min. a 110 rpm
Tipo de Vial	Procedimiento de separación cromatográfica
Vial de lavado	Lavar resina al añadir tres veces 240 ul HCl 1N
Vial de lavado	Acondicionar resina con 240 ul HNO ₃ 1N
Cambiar Vial	
Vial original	Cargar fracción líquida de la muestra en la columna
Vial original	Colectar matriz con 120 ul HNO ₃ 1N
Vial original	Colectar matriz al añadir dos veces 240 ul HNO ₃ 1N
Cambiar Vial	
Vial REE	Colectar REE al añadir 2 veces 240 ul de HCl 1N

Nd	
	RESINA: LN-SPEC (Nd)
	COLUMNA: teflón 800 ul
	Digestión de la muestra en vial de REE
	Disolver en 100 ul HNO ₃ 0.22N y dejar en la parrilla con el vial cerrado por una noche a 100°C
	Ultrasonicar por 20 minutos
Tipo de Vial	Procedimiento de separación cromatográfica
Vial de lavado	Lavar resina con un reservorio de H ₂ O desionizada tres veces
Vial de lavado	Lavar resina 0.5 ml de H ₂ O desionizada
Vial de lavado	Lavar resina con 0.5 HCl 6N tres veces
Vial de lavado	Lavar resina 0.5 ml de H ₂ O desionizada
Vial de lavado	Lavar resina con un reservorio de HNO ₃ 3N
Vial de lavado	Lavar resina 0.5 ml de H ₂ O desionizada
Vial de lavado	Acondicionar resina con 0.5 ml HNO ₃ 0.22N
	Cambiar Vial
Vial original	Cargar fracción líquida de la muestra en la columna
Vial original	Lavar el resto de las REE al añadir dos veces 200 ul HNO ₃ 0.22N
	Cambiar Vial
Vial de Nd	Colectar Nd con 6ml HNO₃ 0.22N

Hf	
	RESINA: LN-SPEC (Hf)
	COLUMNA: teflón 1000 ul
	Digestión de la muestra en vial original
	Disolver en ~2ml de HCl 6N+HF 0.06N y dejar en la parrilla con el vial cerrado por una noche a 100°C

	Evaporar la muestra
	Disolver en 5 ml HCL 3N y dejar en la parrilla con el vial cerrado por una noche a 100°C
	Transferir el líquido del vial a un tubo de centrifugado y centrifugar 15 min. a 110 rpm
Tipo de vial	Procedimiento de separación cromatográfica
Vial de lavado	Lavar resina con tres reservorios de HF 2N
Vial de lavado	Lavar resina medio reservorio de HF 2N
Vial de lavado	Lavar resina al añadir 2 veces 5 ml de H ₂ O desionizada
Vial de lavado	Acondicionar resina con 5 ml HCl 3N
<i>Preparar ácido ascórbico (1.76 g en 10 ml HCl 3N)</i>	
<i>Añadir 0.5 ml de ácido ascórbico al tubo de centrifugado y centrifugar a 4000 rpm por 15-20 min</i>	
Cambiar Vial	
Vial original	Cargar fracción líquida de la muestra en la columna
Cambiar Vial	
Vial de lavado	Lavar resina con dos reservorios de HCl 3N
Vial de lavado	Lavar resina con 3-4 reservorios de HCl 6N
Vial de lavado	Lavar resina al añadir 2 veces 5 ml de H ₂ O desionizada
<i>Preparar ácido cítrico+nítrico+peróxido (423 ml H₂O, 45 ml HCit, 14 ml HNO₃, 17 ml H₂O₂)</i>	
Vial de lavado	Quitar cualquier gota de HCl de la columna
Vial de lavado	Lavar resina con 3-4 reservorios de cítrico+nítrico+peróxido (hasta que la resina queda incolora)
Vial de lavado	Lavar resina al añadir 2 veces 5 ml de H ₂ O desionizada
Vial de lavado	Quitar cualquier gota de ácido de la columna
Cambiar Vial	
Vial de Hf	Colectar Hf con 12 ml 6N HCl + 0.2 N HF