

Evidencias mineralógicas y geoquímicas de la Gran Provincia Ígnea del Caribe (CLIP) en el basamento submarino de la Cuenca Guajira, Colombia

Daniel Rincón-Martínez^{1*} ; Fabián Mauricio Botello-Becerra² ;
Angélica María Carreño-Parra¹ ; María del Rosario Pérez-Trejos¹ ;
Oswaldo Mantilla-Muñoz³ ; Julián Francisco Naranjo-Vesga¹ ;
Sandra Milena Restrepo-Acevedo¹ 

¹Instituto Colombiano del Petróleo y Energías de la Transición, ICPET-Ecopetrol S.A., Piedecuesta, Colombia. (*) daniel.rincon@ecopetrol.com.co; angelica.carreno@ecopetrol.com.co; mariadelr.perez@ecopetrol.com.co; julian.naranjo@ecopetrol.com.co; sandra.restrepo@ecopetrol.com.co

²Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia. mauricio.botello@klab.com

³Ecopetrol S.A., Bogotá, Colombia. oswaldo.mantilla@ecopetrol.com.co

Resumen

El origen y la composición del basamento del margen norte de Suramérica son controvertidos debido a que son el resultado de la compleja interacción de las placas tectónicas del Caribe, sudamericana y de Nazca a lo largo del tiempo geológico. Uno de los principales problemas que han limitado una comprensión adecuada es la dificultad de obtener muestras de rocas ígneas y metamórficas costa afuera. En este artículo se caracteriza el basamento del pozo exploratorio Orca-1, perforado en la Cuenca Guajira *offshore*, porción sur del mar Caribe. La secuencia analizada tiene alrededor de 200 m de espesor, donde se identifican basaltos y andesitas basálticas, con eventual ocurrencia de episodios extrusivos, interpretados a partir de la presencia de rocas piroclásticas depositadas en un ambiente submarino. La alteración mineralógica de estas rocas apunta a un importante papel de los fluidos hidrotermales en su formación. La firma geoquímica del basamento muestra una reducida diversidad composicional atribuida a una misma historia de fusión, lo cual indica una afinidad toleítica y una fuente tipo pluma, sin evidencia alguna de componente de subducción o de interacción manto-corteza en su petrogénesis. Por su composición, se plantea que las rocas del basamento de Orca-1 corresponden a un fragmento de la corteza oceánica formadora la Gran Provincia Ígnea del Caribe (CLIP) y que fue acrecionado a la margen norte de la península de La Guajira, al norte de la Sutura de Chimare, que ha sido interpretada como el límite más septentrional de los principales bloques de basamento considerados autóctonos de Suramérica.

Palabras clave: Rocas de basamento; Placa del Caribe; Gran Provincia Ígnea del Caribe; Petrografía; Geoquímica; Cuenca Guajira *offshore*.

Mineralogical and geochemical evidence of the Caribbean Large Igneous Province (CLIP) in the submarine basement of the Guajira Basin, Colombia

Abstract

The origin and composition of the basement offshore of the northern South American margin are somewhat controversial as it results from the complex interaction of the Caribbean, South American,

Forma de citar: Rincón-Martínez, D.; Botello-Becerra, F.M.; Carreño-Parra, A.M.; Pérez-Trejos, M.R.; Mantilla-Muñoz, O.; Naranjo-Vesga, J.; Restrepo-Acevedo, S.M. (2025). Evidencias mineralógicas y geoquímicas de la Gran Provincia Ígnea del Caribe (CLIP) en el basamento submarino de la Cuenca Guajira, Colombia. *Boletín de Geología*, 47(1), 13-41. <https://doi.org/10.18273/revbol.v47n1-2025001>

and Nazca tectonic plates through geologic time. One of the major issues that have limited a proper comprehension is the difficulty in acquiring sampling from submerged igneous and metamorphic rocks. The basement sequence of the Orca-1 exploratory well, located offshore of the Guajira Peninsula in northern Colombia, consists of a sequence at least 200 m thick, characterized by basalts and andesites. Occasional extrusive episodes are marked by the presence of pyroclastic rocks deposited in a subaqueous environment. The mineralogical alteration of the Orca-1 rocks points to a significant role played by low-temperature hydrothermal fluids in their formation. Its geochemical signature indicates a tholeiitic affinity and a plume source without any evidence of a subduction component or mantle-crust interaction in its petrogenesis. Based on their composition, we propose that the Orca-1 basement rocks correspond to a fragment of the oceanic crust that formed the Caribbean Large Igneous Province (CLIP) and were later accreted to the margin of the Guajira Peninsula, north of the Chimare suture which seems to be northern boundary of the autochthonous South American blocks.

Keywords: Basement rocks; Caribbean Plate; Caribbean Large Igneous Province (CLIP); Petrography; Geochemistry; Guajira offshore Basin.

Introducción

La Placa del Caribe es un elemento litosférico mayormente sumergido que se encuentra inserto entre las placas Norteamericana, Sudamericana (Bloque de los Andes del Norte), Cocos y Nazca (Bloque Panamá-Chocó) (Cortés y Angelier, 2005). Está compuesta por diferentes tipos de corteza que incluyen terrenos continentales (*i. e.* Bloque de Chortís), arcos volcánicos (*i. e.* arco de islas relacionados al Gran Arco del Caribe), corteza oceánica de las cuencas

Colombia y Venezuela y terrenos oceánicos compuestos como el Terreno Mesquito (Hoernle *et al.*, 2004; Montes *et al.*, 2019; Romito y Mann, 2021; Rui *et al.*, 2022; Riel *et al.*, 2023). Los límites de la Placa del Caribe en el norte y sureste son márgenes activas caracterizadas por ser zonas complejas de colisión, subducción y deformación *strike-slip* (*e. g.* Spikings y Simpson, 2014; Calais *et al.*, 2016; Figura 1).

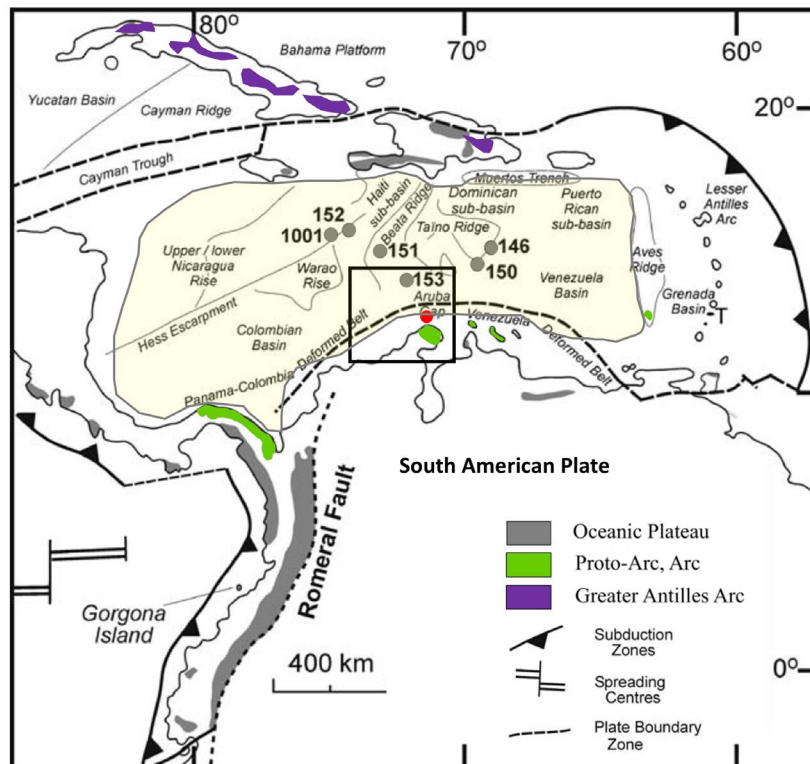


Figura 1. Mapa regional del área peri-Caribe. Los límites de placas se muestran como líneas gruesas negras. El área sombreada en amarillo esquematiza la extensión de la MOC, localizada en las cuencas Colombia y Venezuela, incluidas la Dorsal de Beata y la Elevación Inferior Nicaragüense. En gris oscuro, verde y púrpura se denota la distribución geográfica de las unidades de meseta oceánica, y aquellas relacionadas con el arco (modificadas de Kerr *et al.*, 2009 y Riel *et al.*, 2023). Adicionalmente, se ilustra la localización de los sitios de perforación de la campaña DSDP 15 (sitios 146 y 150-153) y ODP 165 (sitio 1001) que penetraron en el basamento. El punto rojo indica la localización del pozo exploratorio Orca-1, y el recuadro negro denota el área detallada en la Figura 2.

La región central de la Placa del Caribe, también denominada Meseta Oceánica del Caribe, incluye la Cuenca de Colombia, la Cordillera de Beata y la Cuenca de Venezuela, y está formada por una corteza oceánica de espesor variable. Las porciones de mayor espesor (12-20 km) se asocian a la Gran Provincia Ígnea del Caribe (CLIP, por sus siglas en inglés), un producto de vulcanismo magmático prolongado (108-73 Ma; e. g. Révillon *et al.*, 2000a; Whattam, 2018; García-Reyes y Dymont, 2021) cuya principal fase, según Ramos *et al.* (2025), fue controlada por un sistema de crestas en expansión. Las áreas de corteza oceánica normal, adyacentes a la cresta en expansión del CLIP, registran un espesor de 4-5 km (e. g. Driscoll y Diebold, 1999; Barrera-Lopez *et al.*, 2022) y son interpretadas por Ramos *et al.* (2025) como una reducción gradual en el suministro de magma a la cresta en expansión.

Debido a que la mayor parte de la Meseta Oceánica del Caribe se encuentra sumergida a grandes profundidades, su estructura y geoquímica se han determinado principalmente a partir del material acrecionado, levantado tectónicamente y expuesto subaéreamente en las islas alrededor de los márgenes del mar Caribe, así

como en la porción sur de Centroamérica y el noroeste de Suramérica (Giunta *et al.*, 2006; Whattam y Stern, 2015; Ramírez-Cárdenas *et al.*, 2024; Figura 1). Se pueden encontrar restos de estos terrenos en Costa Rica (e. g. Alvarado *et al.*, 1997; Hauff *et al.*, 2000a; Buchs *et al.*, 2010), Panamá (e. g. Buchs *et al.*, 2010; Gazel *et al.*, 2018; Ariza-Acero *et al.*, 2022), Colombia (e. g. Spadea *et al.*, 1989; Kerr *et al.*, 1997; Zapata-Villada *et al.*, 2017; Ariza-Acero *et al.*, 2022), Venezuela (e. g. Santamaría y Schubert, 1974; Baquero, 2015; Mendi *et al.*, 2020) y Ecuador (e. g. Kerr *et al.*, 2002; Jaillard *et al.*, 2009). De igual manera, se encuentran en las islas de Gorgona en el Pacífico (e. g. Révillon *et al.*, 2000a; Hoernle *et al.*, 2002), así como en las islas de Curazao (e. g. Kerr *et al.*, 1996; Wright y Wyld, 2011; Loewen *et al.*, 2013), Los Roques (e. g. Santamaría y Schubert, 1974; Giunta *et al.*, 2002; Toro-Toro *et al.*, 2014), Aruba (e. g. White *et al.*, 1999; Wright y Wyld, 2011), Haití (e. g. Loewen *et al.*, 2013), República Dominicana (e. g. Lewis *et al.*, 2002; Escuder-Viruet *et al.*, 2016) y Jamaica en el Caribe (e. g. Wadge *et al.*, 1982; Hastie *et al.*, 2010). En resumen, los fragmentos acrecionados consisten en lavas y sills basálticos y picríticos, con gabros y cúmulos ultramáficos.

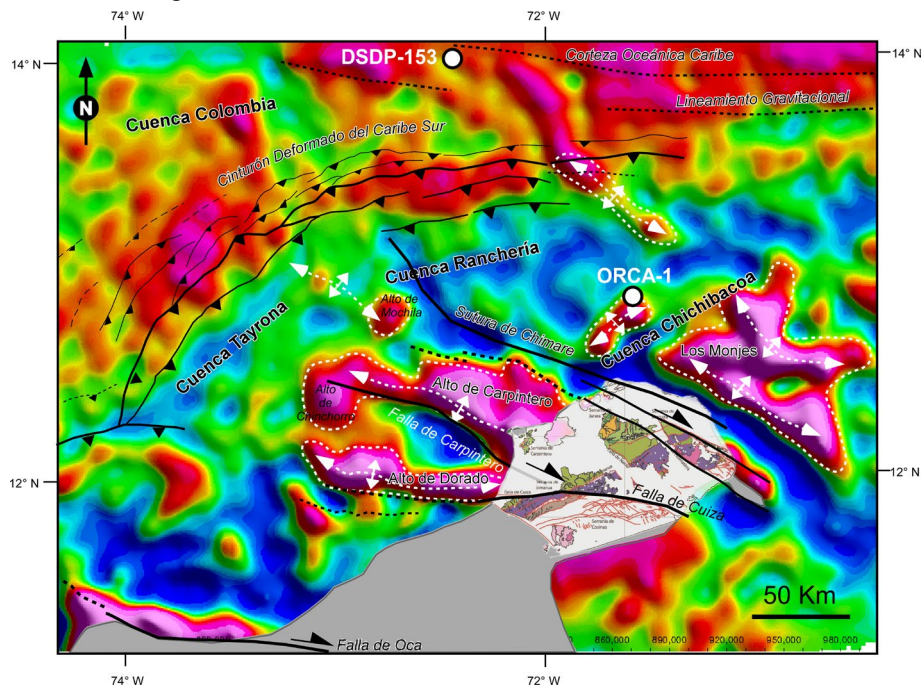


Figura 2. Superposición de un mapa de la primera derivada de anomalías gravimétricas de Bouguer para las áreas costa afuera de la península de La Guajira (modificado de Martínez *et al.*, 2015) y mapa geológico de las rocas cristalinas y estructuras aflorantes en la Alta Guajira (tomado de López y Zuluaga, 2012). El mapa de anomalías gravimétricas de Martínez *et al.* (2015) evidencia una serie de valores positivos NW-SE (colores cálidos), que corresponden a un alto del basamento relacionado con las principales fallas de rumbo, así como una tendencia de fuertes anomalías positivas de SW-NE a W-E, que se corresponden con el frente del Cinturón Deformado del Caribe Sur, un prisma de acreción situado en el borde exterior de las cuencas Tayrona y Ranchería. Según Martínez *et al.* (2015), las anomalías de gravedad tienen valores más bajos hacia el margen continental, lo que indica dónde está subduciendo la losa oceánica de la Placa del Caribe bajo la litosfera continental de la Placa Sudamericana. Se referencia la localización del pozo Orca-1 (12°46'57.36"N; -71°35'49.20"E) y la perforación DSDP 153 (13°58.33'N; 72°26.08'W), en el límite sur de la Dorsal de Beata.

Mientras que los terrenos acrecionados de la Placa del Caribe han sido ampliamente muestreados y estudiados en mayor detalle en las exposiciones subaéreas, solo se dispone de datos limitados de las partes submarinas (Figura 1). La recuperación de estos últimos materiales proviene de perforaciones realizadas durante las campañas DSDP 15, sitios 146 y 150-153 (Donnelly *et al.*, 1973; Bence *et al.*, 1975; Sinton *et al.*, 1998; Hauff *et al.*, 2000b) y ODP 165, Sitio 1001 (Shipboard Scientific Party, 1997; Sinton *et al.*, 2000; Kerr *et al.*, 2009), al igual que de muestreos mediante sumergible o dragado de la Dorsal de Beata (Fox *et al.*, 1970; Révillon *et al.*, 2000b; Mauffret *et al.*, 2001; Dürkefalden *et al.*, 2019a), la Dorsal de Aves (Fox *et al.*, 1971; Neill *et al.*, 2011) y el Escarpe de Hess (Dürkefalden *et al.*, 2019b). Si bien los análisis composicionales y geocronológicos de las rocas en estas locaciones plantean una historia coherente a nivel regional, son limitados a pequeñas porciones de afloramiento de dorsales submarinas. De allí que ampliar el estudio del basamento sumergido hacia los márgenes de la placa representaría una pieza crucial faltante en la reconstrucción de la historia tectónica de la margen sur de la Placa del Caribe.

En 2014, Petrobras International Braspetro B.V – Sucursal Colombia y Ecopetrol S.A., usando la embarcación *Ocean Clipper NS-21*, perforaron el pozo exploratorio Orca-1, al este de la Cuenca de Ranchería, también denominada Depresión de Chimare (Anexo 1; Figura 2). El pozo alcanzó una profundidad de 4243 metros, y en su base perforó una secuencia de >200 m que contiene litologías de rocas ígneas y basaltos. Estas rocas recuperadas representan una oportunidad excepcional de estudiar la estructura, composición e historia de la secuencia sumergida del basamento de la Alta Guajira. Este trabajo proporciona nuevos datos petrográficos, mineralógicos y geoquímicos con los cuales se soporta la idea de que el basamento del pozo Orca-1, localizado al norte de la sutura colisional de Chimare, podría hacer parte de la MOC.

Marco geológico regional

Marco tectónico

La región del Caribe se originó como meseta oceánica en el Pacífico oriental, bordeada por un arco insular intraoceánico (“Gran Arco del Caribe”) que fue transportado como una unidad a la actual zona geográfica del mar Caribe por una combinación de procesos de reversión de la dirección de subducción, rotación de arcos y convergencia oblicua (Burke, 1988; Pindell y Kennan, 2009). De allí que la geología del área de estudio ha estado ligada a procesos de subducción, colisión, acreción diacrónica de terrenos oceánicos y la

formación de cinturones orogénicos a lo largo del borde noroccidental de Suramérica, producto de la interacción entre placas (*i. e.* Santamaría y Schubert, 1974; Taboada *et al.*, 2000; Giunta *et al.*, 2006; Cardona *et al.*, 2009).

El conjunto de bloques limitados por fallas de rumbo (*e. g.* Falla de Cuisa y Simarua; Figura 2) en la porción norte de la península de La Guajira son probablemente el producto de la interacción de las placas mencionadas. Para Cerón (2008) el sistema Simarua-Cuisa representaría la paleosutura entre los terrenos alóctonos oceánicos del Caribe al norte y la corteza continental autóctona al sur. Por su parte, Weber *et al.* (2009) interpretan que el contacto entre unidades cretácicas y el basamento en la serranía de Jarara sería la zona de sutura entre Suramérica y los terrenos alóctonos del arco Jarara-Etpana. Más recientemente, Londoño *et al.* (2015) plantean que la Sutura de Chimare, un mínimo de gravedad justo al norte de la porción continental de La Guajira (Figura 2), sería el límite ya que marca el extremo norte de los principales bloques de basamento considerados autóctonos.

Características del basamento cristalino emergido

En la porción sur de la región denominada Baja Guajira, limitada al sur por la Falla de Oca y al norte por la Falla de Cuisa, el basamento se encuentra mayormente enterrado bajo secuencias sedimentarias Cenozoicas. No obstante, algunos pozos exploratorios lograron perforar rocas cristalinas donde se evidencia que el basamento de la Baja Guajira corresponde con rocas ígneas intrusivas (granitos, granodioritas y dacitas) y litologías metamórficas de grado diverso (cuarcitas, esquistos, filitas, entre otros) con un amplio espectro de edades (Cerón *et al.*, 2007).

Desde la serranía de Cosinas, y hacia el norte, la península de La Guajira está caracterizada por una serie de macizos aislados con una geología comparable, rodeados por regiones planas y cuencas sedimentarias de edad Cenozoica (MacDonald, 1965). Según Cardona *et al.* (2007, 2009) y Weber *et al.* (2011), las rocas cristalinas forman tres dominios litotectónicos, que de SE a NW, incluyen: a) un cinturón poco deformado constituido por rocas volcano-sedimentarias Mesozoicas correlacionables con los sistemas depositacionales de la margen pasiva autóctona de Suramérica; b) un basamento metamórfico de alto grado más antiguo, con rocas proterozoicas y paleozoicas intruidas por granitoides jurásicos-cretácicos; y c) una serie de unidades metavolcano-sedimentarias deformadas de bajo grado, de edad Cretácica, intercaladas con rocas máficas y ultramáficas de carácter plutónico (serpentinitas y gabros) que son cortadas por

rocas magmáticas de edad Eocena. Los autores mencionados interpretan las unidades metavolcano-sedimentarias (formaciones Jarara y Etpana) como arcos intraoceánicos y complejos de subducción-acreción, relacionados con la evolución de la Placa del Caribe, que probablemente se acrecieron en el pasado. La unidad más al norte es la Formación Etpana que está constituida por filitas, esquistos, cuarcitas, serpentinitas, mármoles, metarenitas arcósicas, metaconglomerados y metagabros (MacDonald, 1965; Weber *et al.*, 2011; López y Zuluaga, 2012).

Características del basamento cristalino offshore

Las perforaciones realizadas en la Cuenca Venezuela, la Dorsal de Beata y la Elevación de Nicaragua recuperaron rocas intrusivas y/o extrusivas de composición basáltica (e. g. Donnelly *et al.*, 1973; Fox *et al.*, 1971; Sinton *et al.*, 2000). Los basaltos que no han experimentado alteraciones significativas son del tipo toleita, cuya química de elementos mayores y traza es similar a la de los basaltos de dorsal oceánica (MORB) (e. g. Donnelly *et al.*, 1973; Bence *et al.*, 1975). Algunas de las muestras más alteradas, en particular las de las perforaciones en la Dorsal de Beata (Sitio DSDP 151) y la Elevación Nicaragua (DSDP Sitio 152) se encuentran enriquecidas en álcalis.

Metodología

Para el presente estudio se realizó muestreo sobre rípios o cortes de perforación del intervalo 4005-4240 m del pozo Orca-1 (Tabla 1; Anexo 1). Los rípios fueron lavados, secados y tamizados en el tamiz número 18 (1,0 mm).

Tabla 1. Inventario de muestras y análisis llevados a cabo en rípios de perforación del pozo Orca-1. Las muestras para análisis de ICP-OES y separación de minerales pesados son resultado de agrupar varias muestras de rípios. Adicionalmente, se tomaron dos muestras: una en el intervalo 4020-4110 m y la otra en el intervalo 4170-4230 m, para realizar geocronología U-Pb en circones. Sin embargo, no se obtuvo recuperación de estos minerales y por ende no fue posible obtener una edad del basamento.

Muestra (profundidad en m)	Petrografía bulk	Petrografía ígneos	DRX Gabros	Sonda EDX	SEM Gabros	ICP-OES
4005		X				
4011		X				
4023		X				
4030						
4047		X			X	
4050	X					
4053			X	X		X
4071		X				
4080	X					

Petrografía

Se analizaron 10 secciones delgadas, incluidos todos los fragmentos de roca presentes en el intervalo de profundidad y 17 secciones delgadas de litologías exclusivamente ígneas mediante selección de fragmentos de roca. Se describieron las variedades litológicas observadas en las secciones delgadas y se procedió a su clasificación por familias, siguiendo los parámetros establecidos en Folk (1974), Sibson (1977) y Le Maitre (2002). La nomenclatura de los minerales usada en las fotografías corresponde a la de Kretz (1983).

Análisis mineralógico

En el Laboratorio de Difracción de Rayos-X (DRX) del Instituto Colombiano del Petróleo y Energías de la Transición, ICPET, se realizó la caracterización mineralógica de fragmentos seleccionados correspondientes al microgabro en 5 muestras (Tabla 1). Esta técnica permitió identificar los minerales arcillosos (filosilicatos) y no arcillosos que presentan una estructura interna ordenada a nivel de la fracción de 2 micras. Igualmente, se estableció el perfil mineralógico y los tipos de mineralogías presentes en la roca total. Para las mediciones se utilizó un difractor de Rayos-X, marca Olympus modelo Terra-441 con fuente de radiación de cobre, aplicando una corriente de 350 μ A a 30 kV y una apertura de 0,05° 2 θ . La concentración o abundancia relativa de los minerales se calculó mediante la metodología de Rietveld (Young, 1995), con la ayuda del *software* TOPAS v4.2, que consiste en ajustar un modelo teórico a un patrón experimental de difracción de rayos-X utilizando el método de mínimos cuadrados, hasta obtener el mejor ajuste entre ambos.

Continuación Tabla 1.

Muestra (profundidad en m)	Petrografía <i>bulk</i>	Petrografía ígneos	DRX Gabros	Sonda EDX	SEM Gabros	ICP-OES
4089		X				
4095			X	X		
4098	X					X
4104		X				
4110						
4122	X	X			X	
4131		X	X	X		
4137	X					
4146		X			X	X
4152		X				
4158	X					
4167		X				
4170		X				
4176	X					
4182		X	X	X		
4197		X				
4200	X					
4215		X				
4218	X					
4230		X				X
4236	X					
4240			X	X		
Total análisis	10	17	5	5	3	4

Distribución de minerales

Con el fin de tener información sobre la microtextura, la morfología y distribución de algunos minerales para cada muestra donde se realizó el análisis mineralógico, se realizó microscopía electrónica de barrido (SEM). Este estudio se realizó con el microscopio electrónico de barrido LEO 1450VP y el detector de rayos X (EDX) Oxford – Prime del ICPET. Se trabajó sobre superficies de fractura fresca en fragmentos de muestra recubiertos con oro.

Caracterización litogeoquímica

En el Laboratorio de Espectroscopia del ICPET, a través de ICP-OES (*inductively coupled plasma optical emission spectrometry*), en un equipo tipo Perkin Elmer 2100 DV, e ICP-MS (*inductively coupled plasma mass spectrometry*), en un equipo tipo Perkin Elmer ELAN 6000, se realizó la caracterización geoquímica de elementos menores (Zr, Ge, Nb, Mo, Sn, Sb y Hf) y trazas (Ni, Cu, As, Li, Cs, Be, V, Cr, Ba, Mn, Sc, Co, Zn, Ga, Rb, Sr, Cd, In, Y, Tl, Pb, Bi, Th y U). Dichos análisis se llevaron a cabo en litologías

ígneas seleccionadas manualmente de cinco intervalos de profundidad que compilan varias muestras de rípios de perforación: 4047-4080 m, 4083-4122 m, 4125-4164 m, 4167-4206 m, 4209-4239 m (Tabla 1).

Resultados obtenidos

Características microscópicas

A nivel petrográfico se encontraron rocas sedimentarias y rocas ígneas (Tabla 2, Figura 3, Anexo 2). Aunque en este trabajo no se enfatiza en las rocas sedimentarias, es importante resaltar que estas incluyen arcosas líticas y lodolitas arenosas encontradas esencialmente al tope de la secuencia, aunque también es posible reconocer fragmentos a mayores profundidades (Tabla 2, Figura 3) posiblemente como producto de la contaminación durante la perforación y recuperación de los rípios, lo que ocasiona la presencia de fragmentos de la secuencia sedimentaria suprayacente en la secuencia de basamento. Por su parte, las rocas ígneas tienen composiciones andesíticas-basálticas y se describen en las siguientes secciones.

Tabla 2. Resumen de hallazgos petrográficos en muestras del *bulk* litológico. La ocurrencia de rocas sedimentarias corresponde a una mínima contaminación por *caving* de la secuencia suprayacente al basamento.

Muestra	Rocas piroclásticas				Rocas subvolcánicas			Rocas sedimentarias		Cuentos totales
	Toba porfirítica	Toba criptocristalina	Toba porfirítica de cuarzo	Subtotal rocas piroclásticas (%)	Microgabro	Andesita porfirítica	Subtotal rocas subvolcánicas (%)	Lodolita arenosa	Arenisca	
4050	6,19	0,44		6,64	91,15	0,88	92,04	1,33		226
4080	64,17			64,17	35,29		35,29	0,53		187
4098	50,88	12,83	12,39	76,10	22,12	1,77	23,89			226
4122	1,9	1,42	1,42	4,74	91,47	3,79	95,26			211
4137		1,9	2,38	4,28	94,76	0,95	95,71			210
4158	50,87	0,43		51,30	48,26		48,26	0,43		230
4176	2,74		0,46	3,20	95,43	1,37	96,8			219
4200	44,17	0,27		44,44	55,28		55,28		0,27	369
4218	2,14			2,14	97,86		97,86			140
4236				0,00	100		100			229

Tobas: las tobas tienen una matriz afanítica porosa de arcillas y clorita, originadas, probablemente, por procesos de desvitrificación y/o alteración hidrotermal; contiene microcristales redondeados de cuarzo de 0,02 mm (13%), y, a modo de accesorios, epidota y minerales opacos con tamaños de hasta 0,02 mm (Figura 4A y 4B). En esta

litología se observa también la presencia de microcristales de plagioclasa, piroxeno alterado y carbonatos, que alcanzan tamaños de hasta 0,3 mm, a modo de xenocristales, acompañados en ocasiones por xenolitos de microgabros y de toba criptocristalina (Figura 4C y 4D).

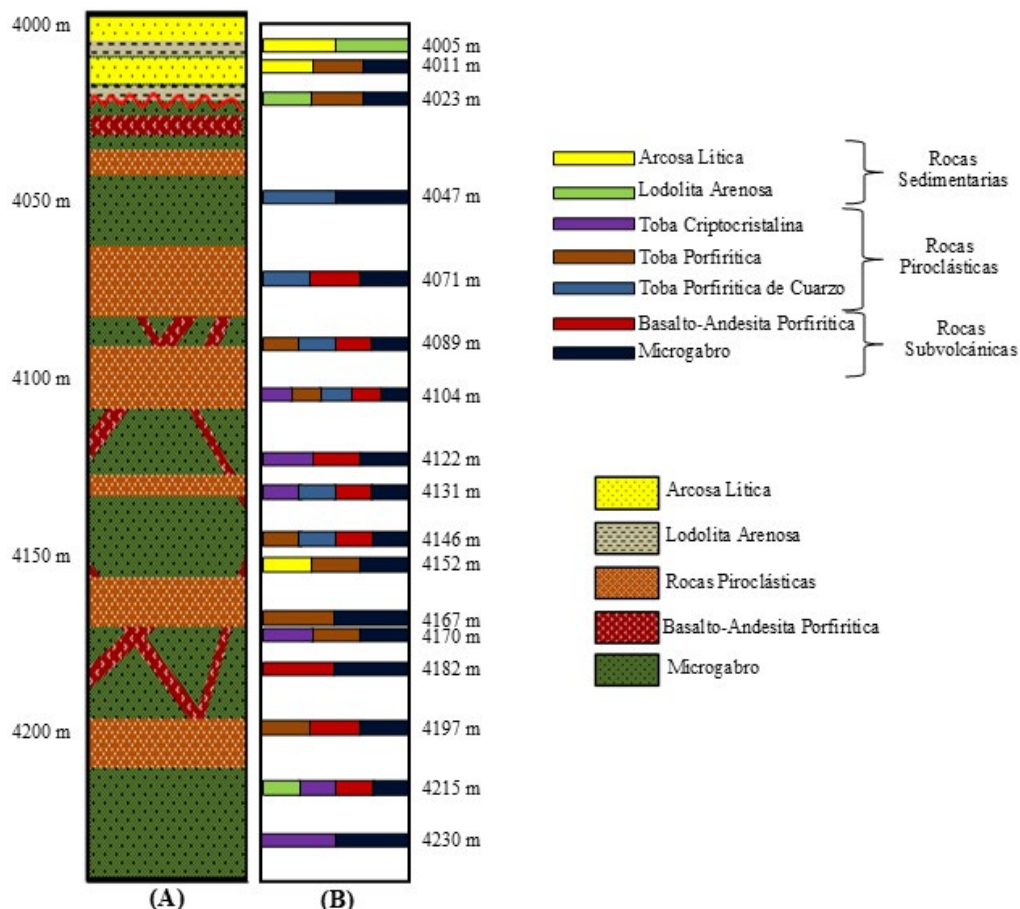


Figura 3. A. Columna estratigráfica conceptual de la distribución de litologías del basamento correspondiente al pozo Orca-1, caracterizada por erupciones de basaltos muy fluidos y andesitas basálticas, con la eventual ocurrencia de episodios extrusivos, marcados por la presencia de rocas piroclásticas depositadas en un ambiente subacuático. El contacto entre el basamento y la cobertera sedimentaria se encuentra marcado por una potencial discontinuidad (en rojo) a aproximadamente 4010 m de profundidad. B. Representación generalizada de la ocurrencia de las siete familias litológicas identificadas, sin tener en cuenta su porcentaje de ocurrencia, el cual se reporta en la [Tabla 2](#).

En las tobas porfíricas de cuarzo se observa la ocurrencia (15-25 %) de fenocristales subredondeados de cuarzo con tamaños de hasta 0,1 mm, que frecuentemente desarrollan texturas porfíricas y glomeroporfíricas. Ocasionalmente, se reconoce un moteado debido a la ocurrencia de minerales opacos

subredondeados de tamaños finos (Figura 5A y 5B). El elevado contenido de cuarzo y la presencia de los demás cristales mencionados, contenidos por una matriz clorítica afanítica, podría ser resultado de procesos de desvitrificación y/o alteración hidrotermal (Seyfried y Mottl, 1982).

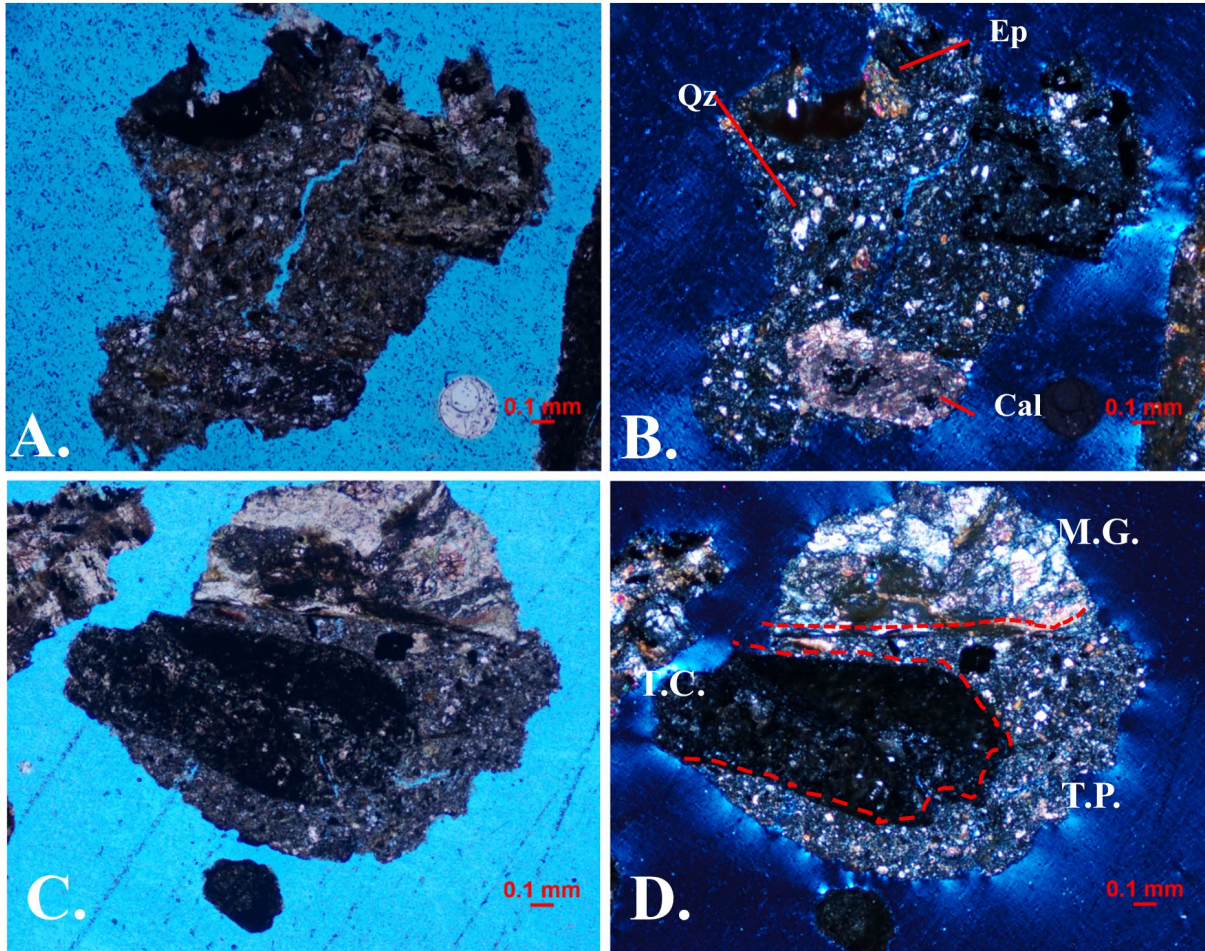


Figura 4. A. Foto en nicoles paralelos de una toba porfírica hallada en la muestra 4089 m. B. Misma foto de la muestra 4089 m en nicoles cruzados. Se observa la ocurrencia de fenocristales de cuarzo (Qz), xenocristales de calcita (Cal) y epidota (Ep). C. Foto en nicoles paralelos de una toba porfírica hallada en la muestra 4104 m. D. Misma foto de la muestra 4104 m en nicoles cruzados. Se observa a la toba porfírica (T.P.) conteniendo un fragmento de la toba criptocristalina (T.C.) y el contacto con el microgabro (M.G).

Las rocas criptocristalinas están constituidas por una matriz de arcillas y clorita con escasa presencia de cristales. Debido al tamaño muy fino de los cristales, su composición no llega a ser determinada (textura criptocristalina). En algunas pocas muestras se encontraron cristales muy pequeños de cuarzo con texturas glomeroporfíricas, que sugieren una transición hacia las tobas porfíricas de cuarzo. Ocasionalmente,

se encuentran fenocristales de piroxeno alterado (0,1 mm), cuarzo redondeado (0,1 mm), agregados subredondeados de clorita (menos de 0,1 mm) y cristales subredondeados de minerales opacos, de tamaño fino a muy fino, los cuales producen la apariencia de un moteado sobre las muestras. También se observó la ocurrencia de vetillas de cuarzo microgranular (Figura 5C y 5D).

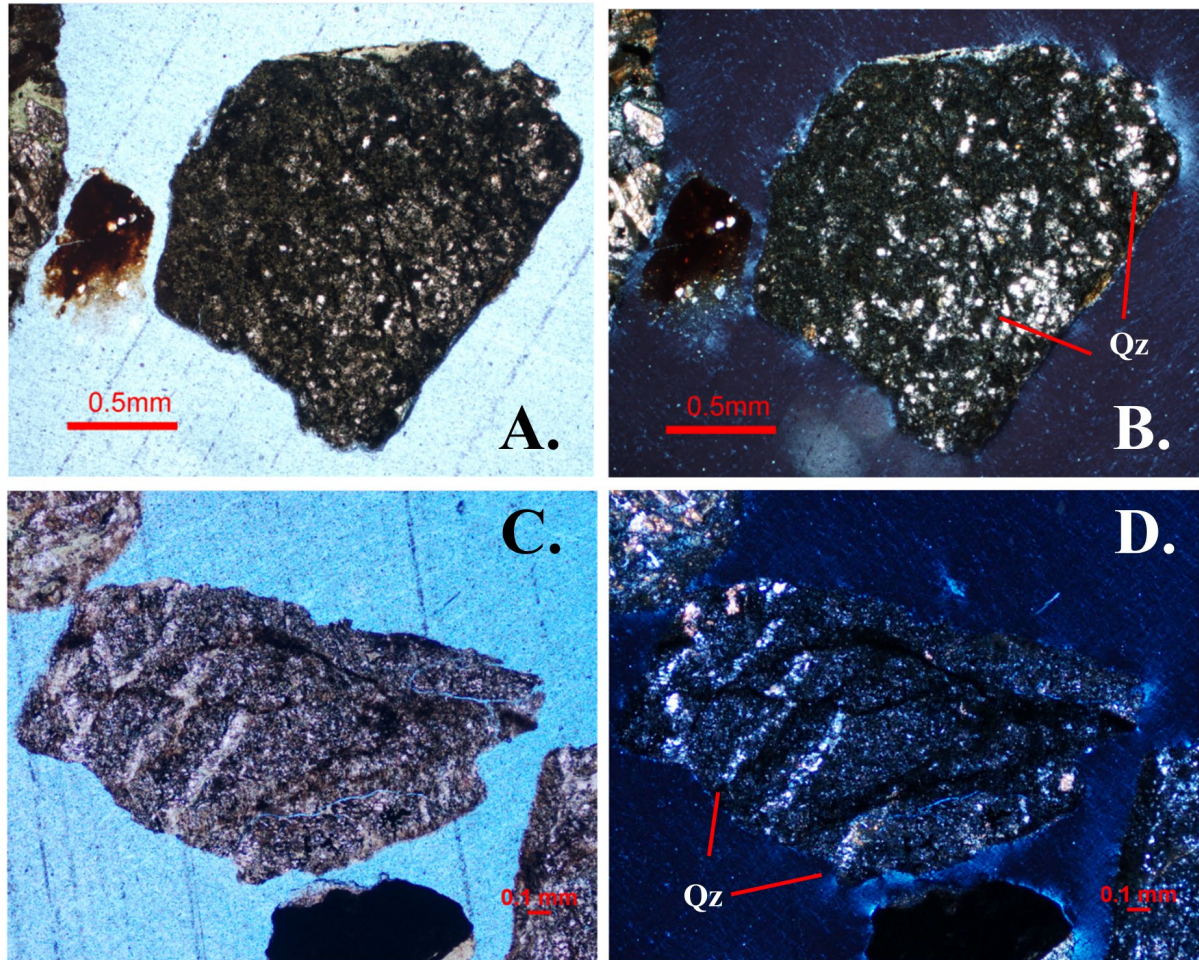


Figura 5. A. Foto en nicoles paralelos de una toba porfírica de cuarzo hallada en la muestra 4146 m. Foto en nicoles paralelos. B. Misma foto de la muestra 4146 m en nicoles cruzados. Se observan granos y agregados de cuarzo (Qz), estos últimos con texturas glomeroporfíricas. C. Foto en nicoles paralelos de una toba criptocristalina hallada en la muestra 4104 m, la cual ha sido intruida por vetillas de cuarzo microgranular. D. Misma foto de la muestra 4104 m en nicoles cruzados.

Basaltos: se encontraron rocas ígneas de textura porfírica y composición basalto, con matriz de arcillas y clorita (70 %), que contienen cristales de plagioclasa (25-28 %). Dichos cristales exhiben una textura inequigranular seriada (gradación continua en el tamaño del cristal), que parte de microlitos a fenocristales de 0,8 mm. En el caso de los microlitos, se encuentran fragmentos enmascarados en su totalidad por agregados de clorita y arcillas (Figura 6A y 6B). Los fenocristales de plagioclasa son de carácter euhedral, y exhiben formas prismáticas alargadas a aciculares que sugieren procesos de desvitrificación y/o procesos de alteración hidrotermal. Adicionalmente, se observan agregados radiales de plagioclasa y texturas de “cola de golondrina”, que representan el crecimiento de cristales aciculares a modo perpendicular sobre cristales de la misma composición (Figura 6C y 6D). Se reconocen, en menor proporción, fenocristales anhedrales redondeados

de clinopiroxeno y ortopiroxeno (0,3 mm; 2-5 %), de forma subhedral y hábito prismático, y ocasionalmente epidota de forma subredondeada (0,1 mm) y agregados hojosos de plagioclasa y clorita de hasta 0,2 mm (Figura 6E y 6F). Los cristales de plagioclasa son los predominantes; la roca se proyecta en el vértice derecho del triángulo de Streckeissen (1979), en el campo de las rocas andesíticas y basálticas.

En esta litología también se logra identificar la ocurrencia de vacuolas (<1mm), que se encuentran en formas subredondeadas, algunas exhiben formas prismáticas, que rellenan espacios entre cristales, y angulares. Las vacuolas están rellenas casi en su totalidad por agregados epitaxiales de clorita (crecimiento radial, perpendicular a los bordes de la amígdala), en ocasiones acompañada por cuarzo, agregados de cuarzo microcristalino, epidota o zeolitas (Figura 6E y 6F).

Microgabro: la textura de esta roca ígnea subvolcánica es holocristalina y está formada por agregados de plagioclasa (75 %) y piroxeno (15 %) de grano fino a medio, los cuales exhiben texturas subofítica, hipidiomórfica, inequigranular seriada, amigdaloides, granular e intergranular (disposición del contacto entre cristales; [Figura 7](#)). Al encontrarse compuesta en su mayoría por plagioclasa y piroxeno, esta se proyecta en el vértice derecho del triángulo de [Streckeisen \(1979\)](#), en el campo de las rocas dioríticas y gabríticas.

Los cristales de plagioclasa en los microgabros son de forma subhedral - euhedral de hábito prismático

alargado; en ocasiones evidencian hábitos aciculares, los cuales abarcan tamaños desde 0,1 hasta 1,1 mm. Los cristales de piroxeno se encuentran en la mayoría de las muestras como clinopiroxeno y ocasionalmente como ortopiroxeno, a modo de intercrecimientos con plagioclasa ([Figura 7A](#) y [7B](#)), y desarrollan formas anhedrales subredondeadas o angulares (producto del acuíamiento), de tamaño variado (hasta 0,8 mm). También se observa la ocurrencia de piroxenos en algunos fragmentos, a modo de cristales subhedrales de hábito prismático, que presentan tamaños de 0,1 mm hasta 1 mm.

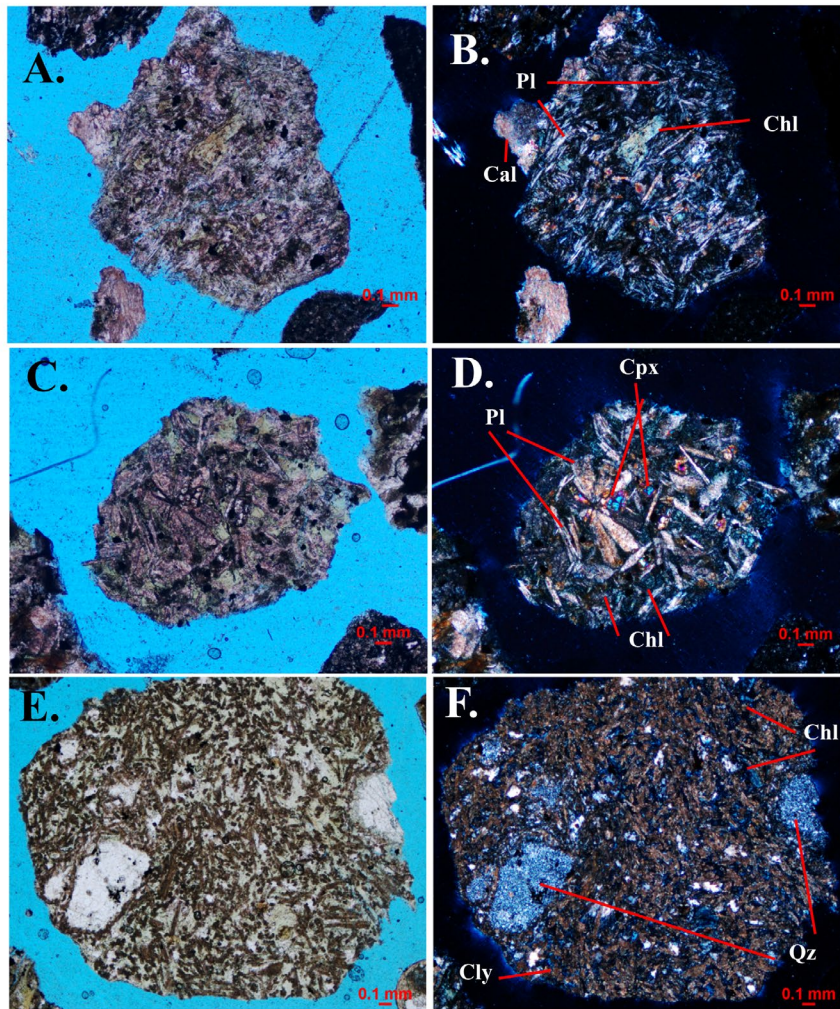


Figura 6. A. Foto en nicols paralelos de una andesita porfírica hallada en la muestra 4104 m. B. Misma foto de la muestra 4104 m en nicols cruzados. Se observan abundantes microlitos de plagioclasa (alineados) y fenocristales enmascarados por clorita. C. Foto en nicols paralelos de una andesita porfírica hallada en la muestra 4122 m. D. Misma foto de la muestra 4122 m en nicols cruzados. Se observan fenocristales de plagioclasa en agregados radiales. Se reconocen texturas en cola de golondrina. E. Foto en nicols paralelos de una andesita porfírica con desarrollo de cristales elongados y pegados de plagioclasa hallada en la muestra 4098 m. La muestra se encuentra fuertemente alterada. F. Misma foto de la muestra 4098 m en nicols cruzados. Cal: calcita, Chl: clorita, Cly: arcilla, Cpx: clinopiroxeno, Pl: plagioclasa.

En los microgabros se reconoce la marcada ocurrencia de vacuolas, que presentan geometrías prismáticas (vesículas dictitaxíticas) y geometrías amorfas. Dichas vacuolas están rellenas casi en su totalidad por agregados epitaxiales de clorita, acompañada en ocasiones por cuarzo, epidota y zeolitas (Figura 7). En algunos fragmentos se observa el desarrollo de agregados de dos tipos: 1) los radiales, que involucran cristales alargados de plagioclasa, y 2) los “plumosos” compuestos de piroxeno y plagioclasa (Figura 7D). Adicionalmente, se observan fragmentos compuestos por agregados de plagioclasa y piroxeno de grano medio, en texturas granulares, en tamaños de 0,6 mm hasta 1 mm. Estos cristales (subhedrales - euhedrales) presentan usualmente hábitos prismáticos y prismáticos cortos.

A lo largo de todo el segmento de basamento de Orca-1 se encontraron en los microgabros diferentes rasgos asociados a procesos de deformación. En algunos fragmentos, el fracturamiento produce la reducción del tamaño de los cristales y el desarrollo de harina y porfiroclastos (Anexo 1). A su vez, se reconocen planos de deformación ricos en arcilla y minerales opacos, los cuales cortan el microgabro y contienen cristales de tamaño fino, provenientes de los cristales fracturados del microgabro (Anexo 1). Los rasgos mencionados reflejan la actividad de procesos de deformación frágil (e. g. [Blenkinsop, 2000](#); [Vernon, 2004](#)). Aquellos granos con abundante desarrollo de texturas metamórficas de deformación frágil se clasificarían como “protocataclasitas” y “cataclasitas”, según [Sibson \(1977](#); e. g. muestras 4122 y 4152 m en Anexo 2).

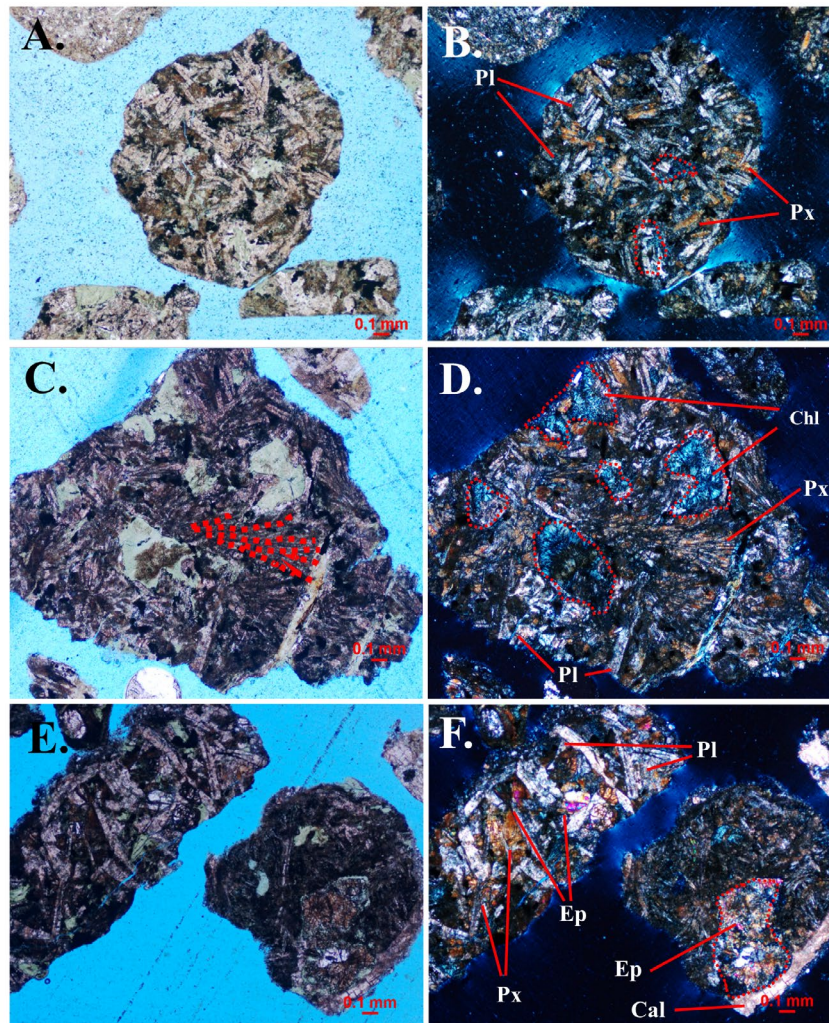


Figura 7. A. Foto en nicols paralelos de un microgabro amigdaloides de grano fino hallada en la muestra 4215 m. B. Misma foto de la muestra 4215 m en nicols cruzados. Se resalta la ocurrencia de vacuolas rellenas de clorita. C. Foto en nicols paralelos de un microgabro amigdaloides hallada en la muestra 4152 m, el cual exhibe agregados plumosos (resaltado en rojo). D. Misma foto de la muestra 4152 m en nicols cruzados. Se observa con mejor claridad los agregados plumosos de plagioclasa (Pl) y piroxeno (Px). Se resaltan las vacuolas rellenas por clorita (Chl). E. Foto en nicols paralelos de dos fragmentos del microgabro hallados en la muestra 4170 m. F. Misma foto de la muestra 4170 m en nicols cruzados. Dos variedades del microgabro marcadas por sus diferencias texturales. En el fragmento de menor tamaño de grano se resalta la ocurrencia de una vacuola rellena por epidota principalmente.

En las muestras del basamento de Orca-1 es común que los cristales de plagioclasa se encuentren alterados a arcillas y los cristales de clinopiroxeno y ortopiroxeno sean reemplazados parcial a totalmente por una alteración de color pardo (en nicoles paralelos) que enmascara los cristales. A su vez, los cristales de piroxeno también ocurren con frecuencia alterados a epidota. La diferenciación entre cristales de plagioclasa y feldespato potásico se dificultó, ya que es inusual observar el desarrollo de maclas en los cristales de plagioclasa, y, en cuanto a los feldespatos potásicos, solo pudieron ser identificados con certeza en las láminas correspondiente a la profundidad 4053 m y algunas de las láminas correspondientes al *bulk* de las litologías, pues estas fueron sometidas a procesos de tinción. Por otra parte, se encontró que varios minerales carecen de bordes cristalinos y disminución de su relieve, lo que dificultó en algunas ocasiones su identificación.

Mineralogía de microgabros

Los análisis de DRX muestran que la composición de microgabros está dada por diferentes proporciones de feldespatos plagioclásicos, cuarzo, piroxenos y clorita, con la ocasional presencia de esmectita; el constituyente más abundante es la plagioclasa, común en rocas volcánicas y subvolcánicas. Otros componentes son el cuarzo, piroxeno y clorita, con la ocasional presencia de esmectita (Figura 8; Tabla 3). La abundancia del cuarzo se ve relacionada con la proporción de clorita, que permite sugerir un origen secundario para ambos, seguramente asociado a la conspicua ocurrencia de vacuolas rellenas por agregados de clorita, cuarzo, epidota y zeolitas. Los microgabros poseen una composición mayoritariamente arcillosa (Al, Mg, Si, O, Ca, K, Fe), de aspecto compacto, donde no se logran diferenciar granos.

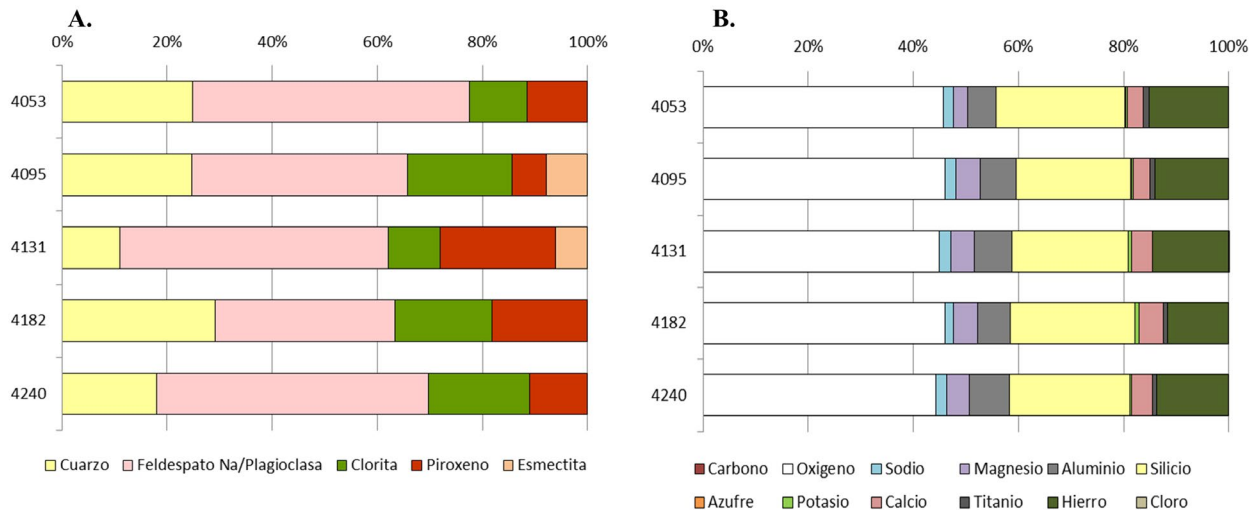


Figura 8. A. Concentración relativa de fases cristalinas en muestras de microgabros del pozo Orca-1. B. Abundancia relativa de elementos mayores en microgabros del pozo Orca-1 medidos por microscopía electrónica. Nótese la dominancia de Al, Mg, Si, O, Ca, K, y Fe.

Los minerales arcillosos no tienen orientación preferencial y en algunos casos se presentan borde-borde. Aunque su morfología es similar a las de las micas, su composición es similar a la de esmectitas tipo nontronita,

y su estructura cristalina es similar a las de tipo clorita y esmectita. Dentro de las micas, y por su composición elemental, se estima que los minerales arcillosos pueden corresponder a micas ferromagnésicas tipo biotita.

Tabla 3. Características mineralógicas obtenidas por DRX y abundancia relativa de elementos obtenidos por sonda EDX de microgabros recuperados del pozo Orca-1. TR: trazas.

Microgabros pozo Orca-1					
Muestra	4053	4095	4131	4182	4240
Concentración relativa de fases cristalinas (%)					
Cuarzo	24,84	24,66	11,05	29,1	18,1
Feldespato Na / Plagioclasa	52,76	41,05	51,09	34,24	51,58

Continuación Tabla 3.

Microgabros pozo Orca-1					
Muestra	4053	4095	4131	4182	4240
Piroxeno	11,43	6,51	22,03	18,21	11
Esmectita	ND	7,85	6,08	ND	ND
Abundancia relativa de elementos mayores (%)					
Carbono	Tr	0	Tr	0	0
Oxígeno	44,19±1,08	44,88±1,35	44,03±1,06	46,04±0,77	44,31±0,49
Sodio	1,83±0,33	1,99±0,26	2,17±0,24	1,58±0,18	1,99±0,16
Magnesio	2,60±0,41	4,50±0,46	4,29±0,25	4,58±0,14	4,37±0,13
Aluminio	5,18±0,76	6,66±0,69	7,10±0,47	6,24±0,16	7,64±0,56
Silicio	23,76±3,05	21,24±2,15	21,58±1,37	23,74±0,23	22,84±0,29
Azufre	Tr	Tr	0	0	0
Potasio	0,33±0,15	0,27±0,12	0,66±0,09	0,82±0,12	0,39±0,04
Calcio	2,99±0,37	3,19±0,37	3,84±0,30	4,59±0,25	3,89±0,20
Titanio	1,02±0,23	0,87±0,20	Tr	0,69±0,09	0,83±0,11
Hierro	14,68±1,89	13,69±1,41	14,11±1,14	11,71±1,14	13,73±0,86
Cloro	0	0	Tr	0	0

Los minerales del grupo de los piroxenos presentan estructuras cristalinas similares al diópsido ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$), y a las profundidades 4182 y 4240 m se presenta adicionalmente hedenbergita ($\text{CaFe}(\text{Si}_2\text{O}_6)$). Las plagioclasas presentan estructura cristalina similar a una albita con estequiometría tipo ($\text{Na}_{0,98}\text{Ca}_{0,02}$) ($\text{Al}_{1,02}\text{Si}_{2,98}\text{O}_8$), y soportan la ocurrencia de una alteración ya que en este tipo de litologías se esperan composiciones de plagioclasa más ricas en calcio. Se observaron también minerales accesorios tipo sulfuro de hierro, óxidos de hierro y titanio, elementos contaminantes del lodo de perforación (barita).

Geoquímica del basamento

Los contenidos de los elementos menores y traza se reportan en la Tabla 4. El contenido total de elementos de tierras raras livianas (*light rare earth element*, ΣLREE; La a Gd) oscila entre 4,36 y 5,79 ppm, con una media de 5,09 ppm. Por su parte, la concentración total de elementos de tierras raras pesadas (*heavy rare earth element*, ΣHREE; Tb a Lu y Y) oscila entre 1,75 y 2,32 ppm, con una media de 1,97 ppm.

Debido a las limitaciones de cantidad de muestra que impone el uso de ripios de perforación, en este trabajo no se realizó un análisis de óxidos de elementos mayores y, por tanto, no es factible proporcionar una clasificación de rocas volcánicas por el tradicional diagrama TAS de [Le Bas et al. \(1986; 1992\)](#). No obstante, según la petrografía, las rocas estudiadas del pozo Orca-1 han sido afectadas por procesos hidrotermales, que probablemente produjeron movilidad de elementos, lo cual modifica la composición química original de la roca. Por ello, se usó el diagrama de clasificación de rocas volcánicas de [Hastie et al. \(2007\)](#), que ha sido usado en rocas que experimentaron meteorización tropical intensa, y que funciona igualmente bien con rocas que experimentaron alteración hidrotermal y/o metamorfismo. Según este diagrama, las litologías del pozo Orca-1 aparecen en el campo de afinidad toleítica y composición basáltica ([Figura 9](#)).

Tabla 4. Concentración de elementos menores y traza (ppm) en el basamento del pozo Orca-1.

Elemento	4047-4080 m	4083-4122 m	4125-4164 m	4167-4206 m	4209-4239 m
Co	37,82	35,29	33,67	34,59	35,82
Cr	88,89	146,7	133,8	136,2	110,1
Cs	0,237	0,087	0,108	0,083	0,076
Cu	129,0	97,66	106,6	102,0	104,8
Ga	14,37	12,88	13,57	12,30	13,44
Ni	111,5	84,79	87,21	93,77	130,5
Pb	3,811	2,051	3,706	13,03	7,701
Rb	7,399	3,719	3,684	3,105	3,048
Sr	93,58	87,80	80,79	69,13	62,87
Tl	<1,916	<2,058	<1,935	<1,900	<2,212
V	317,7	316,3	327,6	306,1	352,8
U	0,341	0,157	0,150	0,151	0,148
Hf	1,763	1,609	1,744	1,863	2,288
Ru	0,015	0,014	0,014	0,013	0,013
Rh	<0,090	<0,097	<0,091	<0,090	<0,104
Ir	<0,060	<0,065	<0,061	<0,060	<0,070
Nb	4,796	4,102	4,440	4,413	4,911
P	609,1	478,9	453,6	430,2	496,8
W	0,473	0,552	0,537	0,510	0,527
Ta	1,154	0,641	0,608	0,617	0,607
Mo	3,262	5,870	6,072	10,27	10,35
Re	<0,053	<0,057	<0,054	<0,053	<0,061
Ce	11,86	8,755	9,673	9,835	11,69
Dy	4,512	3,878	4,055	4,102	5,114
Er	2,866	2,485	2,690	2,713	3,329
Eu	1,868	3,495	2,010	2,332	1,688
Gd	3,897	3,220	3,678	3,396	4,018
Ho	0,941	0,800	0,862	0,872	1,066
La	5,228	3,752	4,008	4,259	4,895
Nd	8,986	6,795	7,344	7,437	8,931
Pr	1,875	1,388	1,512	1,540	1,835
Sm	2,875	2,243	2,414	2,436	2,933
Sc	45,64	42,94	42,92	40,82	43,84
Tb	0,743	0,606	0,653	0,656	0,800
Th	0,495	0,408	0,416	0,399	0,438
Tm	0,396	0,349	0,378	0,379	0,463
Y	24,83	20,84	22,63	22,29	25,58
Yb	2,681	2,400	2,544	2,599	3,156

En la [Figura 10A](#) se aprecia que el patrón de normalización de LREE y HREE es consistente entre las 5 muestras, lo cual sugiere orígenes y procesos similares a lo largo de la columna de basamento examinada. Los diagramas extendidos de REEs son relativamente planos ([Figura 10A](#)), con concentraciones entre 14 y 23 veces superiores a los de la condrita, y exhiben un ligero enriquecimiento en los REE ligeros ($\text{La/Yb}_{\text{CN}} = 1,05-1,32$). El fraccionamiento entre REE ligeros y pesados, expresado como $(\text{La/Sm})_{\text{CN}} = 1,04-1,14$ y $(\text{Gd/Yb})_{\text{CN}} = 1,03-1,18$, respectivamente, indica baja fraccionación de REE. Por su parte, el europio presenta anomalías positivas respecto a sus elementos adyacentes de tierras raras Sm y Gd ([Figura 10](#)), y exhibe concentraciones que están entre 29-62 veces superiores a los de la condrita.

Dado que la normalización a la condrita puede enmascarar el fraccionamiento real de REE relativo a la roca huésped (el basalto de la dorsal oceánica tipo N está empobrecido en LREE en los patrones REE normalizados a la condrita), adicionalmente se normalizó por *all MORB-N*. El término *all MORB-N* corresponde a la composición media de la porción basáltica de la corteza oceánica (plumas), excluyendo las cuencas de *back-arc*, y es calculado con las plumas y no con los *back-arcs*, ya que las plumas contribuyen a la composición del manto superior, y los *back-arcs* pueden ser simplemente un “paso” de los componentes en zonas de subducción ([Gale et al., 2013](#)). El patrón obtenido es similar al de los datos normalizados por condrita, en general plano con anomalías positivas de Eu ([Figura 10B](#)).

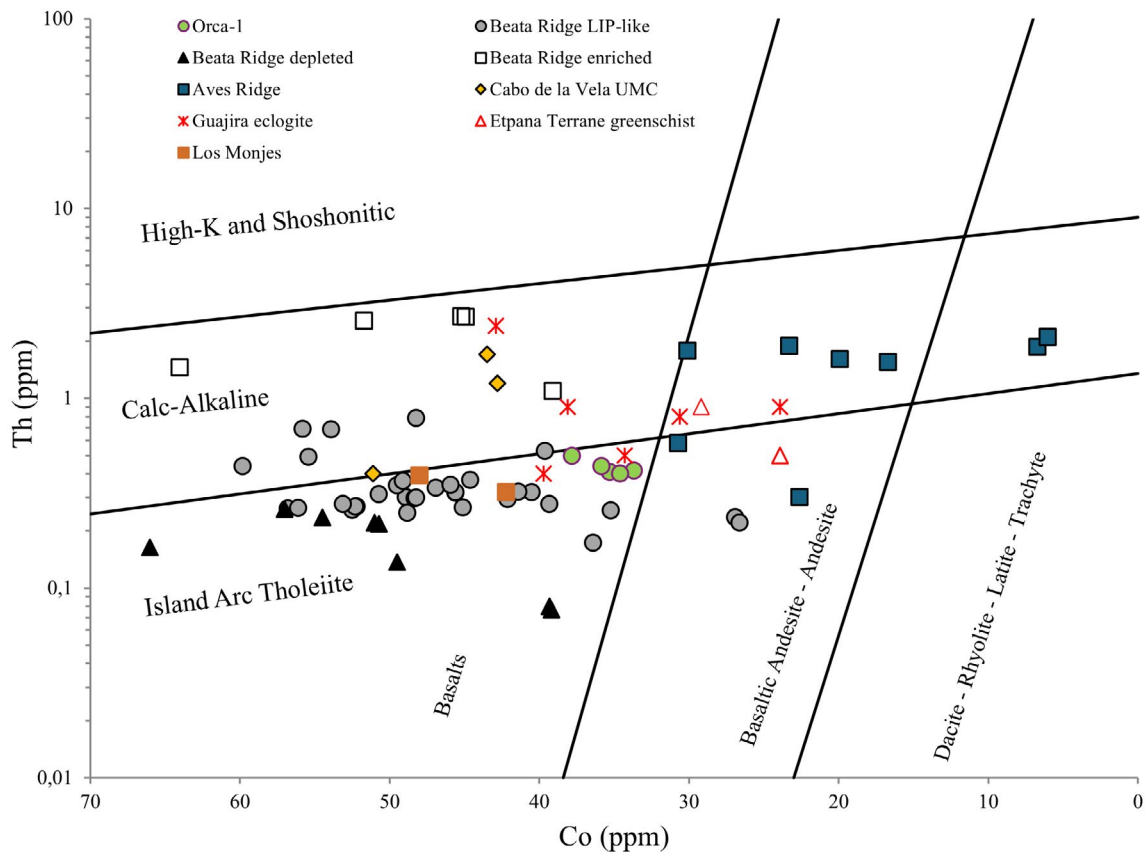


Figura 9. Proyección de las muestras del pozo Orca-1 en (A) el diagrama de discriminación Th vs. Co de [Hastie et al. \(2007\)](#). Se muestran además los datos de los basamentos más cercanos, sumergidos y aflorantes, en la Dorsal de Beata ([Dürkefälden et al., 2019a](#)) y la Dorsal de Aves ([Neill et al., 2011](#)), así como aquellos expuestos subaéreamente en la península de La Guajira, Colombia ([Weber et al., 2009, 2011](#)), y en el Archipiélago de los Monjes, Venezuela ([Urbani, 2017](#)). En la Dorsal de Beata se pueden distinguir tres grupos geoquímicos diferentes, con muestras basálticas agotadas en la zona de afinidad de arco de isla toleítico, y muestras enriquecidas principalmente en la zona de afinidad calco-alcalina. Las muestras de tipo LIP representan composiciones CLIP que oscilan entre las dos afinidades anteriores. En la Dorsal de Aves, las muestras clasifican mayoritariamente como andesitas basálticas de afinidad calcoalcalina, aunque dos muestras parcelan en el campo de la toleita. En la península de La Guajira, las rocas del Complejo ultra máfico del Cabo de la Vela tienen una afinidad calco-alcalina, mientras que las litologías metamorfoseadas oscilan entre el de arco de isla toleítico y de afinidad calco-alcalina. Las anfibolitas y metagabros del archipiélago de los Monjes se encuentran en la zona de afinidad de arco de isla toleítico.

El basamento del pozo Orca-1 se encuentra enriquecido en ciertos LILE (*large ion lithophile elements*), particularmente Cs y U (Figura 10B). Otros LILE como Rb, Sr, y Th están ligeramente enriquecidos en relación con *all MORB-N*, y también se encuentran en mayores concentraciones que los elementos HFS (*high field strength*), como el Hf, Nb, Ta y REE (Figura 10B). El magma de Orca-1 acumuló una cantidad significativa de cristales de plagioclasa antes de solidificarse; su composición rocosa muestra una anomalía de Eu positiva que altera el patrón plano de REE (Figura 10A; Philpotts y Schmetzler, 1968; Niu y O'Hara, 2009). No obstante, el resultado accidental de la acumulación de plagioclasa y la cristalización de plagioclasa no fueron suficientes para afectar la distribución de REE como se ha argumentado para las toleitas abisales, las cuales contienen también anomalías tanto positivas como negativas de Eu (Niu y O'Hara, 2009).

Discusión

Naturaleza del basamento

La secuencia del basamento cristalino perforado por el pozo Orca-1 está conformada por rocas ígneas subvolcánicas (microgabros) con la presencia de horizontes ricos en rocas piroclásticas (tobas porfíricas). Dicha composición, junto al desarrollo de texturas subofíticas, permite establecer un ambiente subvolcánico o hipabisal para los cuerpos ígneos (e. g. Sen, 2014).

El desarrollo de cristales aciculares de plagioclasa y el hallazgo de texturas de intercrecimiento entre plagioclasa y piroxeno (agregados plumosos) en las litologías de microgabro y de basalto-andesita porfírica indican condiciones de rápido enfriamiento (e. g. Lofgren, 1971; Long y Wood, 1986). Esto se confirma por el desarrollo abundante de microlitos de plagioclasa y la ocurrencia de matriz en la litología de basalto-andesita porfírica (e. g. Vernon, 2004).

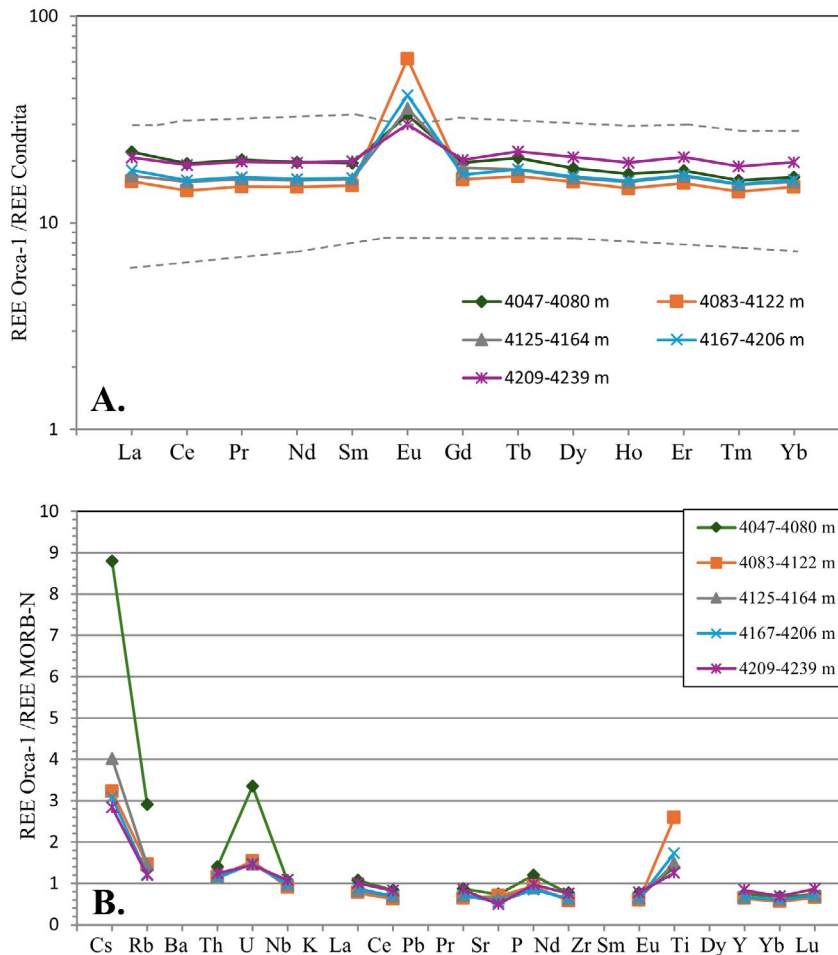


Figura 10. A. Diagrama de tierras raras (*rare earth element*, REE) normalizadas con respecto a la condrita según el procedimiento de Nakamura (1974) y los valores de McDonough y Sun (1995) para las muestras de basamento del pozo Orca-1. El campo delimitado por líneas gris punteadas muestra composiciones de la CLIP (compilación de Dürkefalden *et al.*, 2019a). B. Diagramas multielementos normalizados con respecto al *mid ocean ridge basalts normal* (*all MORB-N*) de Gale *et al.* (2013).

Algunas de las litologías encontradas presentan un carácter transicional entre ellas, tal como ocurre entre la toba criptocristalina y la toba porfirítica de cuarzo, y entre el microgabro y el basalto-andesita porfirítico. Lo anterior, sumado a la geoquímica de elementos menores y traza (Figura 10), sugiere un mismo magma parental sometido a diferentes procesos evolutivos.

Procesos de alteración post-magmática

Sobre las litologías del basamento cristalino perforado por el pozo Orca-1 se reconoció una alteración penetrante en los minerales formadores de roca transformándolos hacia minerales del grupo de la albita y esmectita. La formación de albita secundaria en lavas basálticas, seguida por el desarrollo de conjuntos minerales asociados de baja temperatura (secundarios), tales como clorita, calcita, o epidota, comúnmente se denomina espilitización y lleva a la pérdida de sílice, calcio y aluminio y el enriquecimiento en sodio (Amstutz, 1974; Humphris y Thompson, 1978).

Este proceso se ha descrito en rocas básicas a intermedias, donde puede tener su origen en: 1) interacciones agua-roca durante erupciones submarinas o intrusiones de magma en sedimentos ricos en agua, ambos capaces de proporcionar las cantidades necesarias de Na⁺ para la albitización; 2) alteraciones autohidrotermales (tardía-magmática o post-magmática) relacionadas con las interacciones entre fases minerales de formación temprana con fluidos residuales coexistentes; y 3) reacciones metamórficas de bajo grado durante la etapa de enterramiento (Amstutz, 1974). En el caso del pozo Orca-1, el reconocimiento de espilitización en las rocas subvolcánicas y de epidotización en las vetillas que cortan dichas litologías (Anexo 2), sugiere que

esta alteración fue facilitada por fluidos de flujo libre entre los intersticios entre los fragmentos del basalto (e. g. Abd El-Rahman *et al.*, 2015).

El desarrollo de alteraciones hidrotermales es observado en la totalidad de la secuencia, no obstante, se reconocen porciones donde la alteración a minerales del grupo de las arcillas es muy marcada (Figura 3). De allí, que el carácter penetrante y generalizado de la alteración mineralógica del basamento permitió la perforación de 240 m de basamento cristalino sin alteraciones de los parámetros de perforación, ni dilatación de los tiempos de operación.

Contexto tectonomagmático

Además de los datos de campo, la geoquímica del basalto se utiliza habitualmente para reconocer la naturaleza de las fuentes del manto, así como una variedad de entornos tectónicos diferentes. En el pozo Orca-1, los comportamientos relativamente de planos de REE normalizados a la condrita, con bajas proporciones La/Yb, se asemejan aproximadamente a los de las rocas plutónicas modernas de tipo basaltos de dorsal oceánica (MORB). Conforme a las restricciones composicionales propuestas por Saunders *et al.* (1988), el magma formador de las rocas de Orca-1 procedería de un manto de una composición más enriquecida que aquel de los N-MORB. Esto es verificado en los diagramas de discriminación tectónica Nb/La_{ppm} vs. La/Yb_{ppm} y Th/Nb_{ppm} vs. La/Yb_{ppm} de Hollocher *et al.* (2012; Figura 11A, 11B) y en el diagrama Nb/Yb vs. Th/Yb según Pearce (2008; Figura 12A), en los cuales las rocas de Orca-1 se mantienen en el campo de basaltos MORB. Más aún, en la Figura 12A, las rocas de Orca-1 se ubican entre los N-MORB y los E-MORB, donde muestras de la CLIP comúnmente se agrupan.

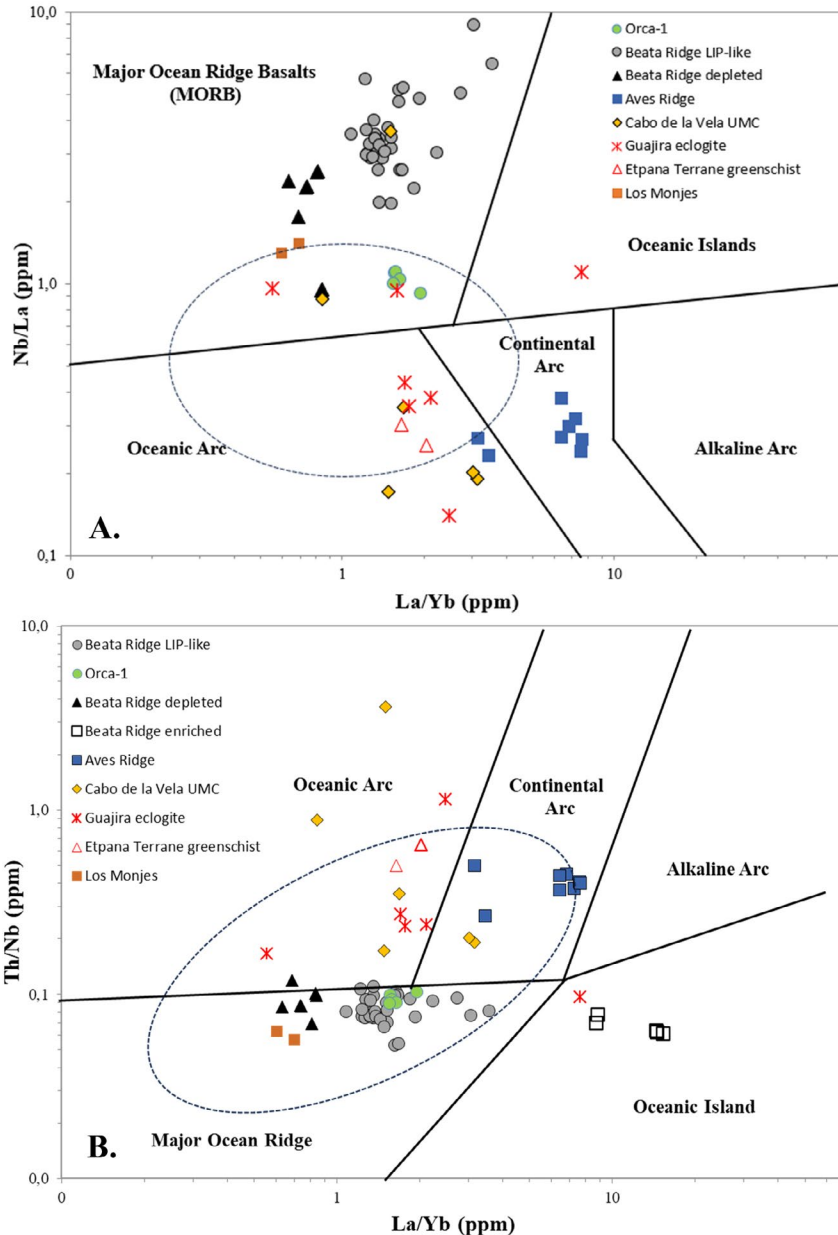


Figura 11. A. Diagrama de discriminación tectónica Nb/La_{ppm} vs. La/Yb_{ppm} de Hollocher *et al.* (2012). Este diagrama se asemeja al diagrama discriminante de Cabanis y Lecolle (1989), pero con una mejor separación de las rocas toleíticas agotadas en LREE. B. Diagrama de discriminación tectónica Th/Nb_{ppm} vs. La/Yb_{ppm} de Hollocher *et al.* (2012). Este diagrama tiene características del diagrama de Pearce (1983), pero incluye enriquecimiento en LREE. Las áreas encerradas en líneas punteadas corresponden a basaltos de cuencas de *back-arc*, los cuales tienen una amplia gama de composición causada por la variación de la región fuente de basalto entre N-MORB agotado, islas oceánicas (punto caliente) y miembros finales del manto enriquecidos con componentes de subducción (arco subvolcánico). Con propósitos comparativos, se muestran los datos de los basamentos aflorantes, en la Dorsal de Beata (Dürkefälden *et al.*, 2019a) y la Dorsal de Aves (Neill *et al.*, 2011), así como aquellos expuestos subaéreamente en la península de La Guajira, Colombia (Weber *et al.*, 2009, 2011), y en el archipiélago de los Monjes, Venezuela (Urbani, 2017).

Bajo otras perspectivas, como los parámetros de selección dados por Condie (1989): $0,1 < Th/Yb < 0,3$; $Th/Nb > 0,07$; y $Hf/Th < 8$, las litologías de Orca-1 podrían llegar a considerarse como basaltos toleíticos de

arco insular. Sin embargo, la proporción Nb/La tendría más afinidad con N-MORB ($>0,8$), y la proporción Ta/Yb sería más afín a basaltos calco-alcalinos continentales ($>0,1$).

Se exploró la posibilidad de involucramiento de procesos de interacción con cortezas continentales u oceánicas recicladas en la generación de los magmas de Orca-1 mediante la relación $(Th/Nb)_N$ planteada por Pearce y Peate (1995) y Pearce (2008). Si $(Th/Nb)_N < 1$ entonces la fuente es intraplaca/oceánicas-isleñas-

basálticas (OIB) o MORB, mientras que una relación > 1 es consistente con una zona de subducción. Dado que el $(Th/Nb)_N$ para las rocas de Orca-1 oscila entre 0,74 y 0,85, es improbable una influencia significativa de procesos de contaminación, subducción, alteración por fluidos de la corteza o reciclado de la corteza.

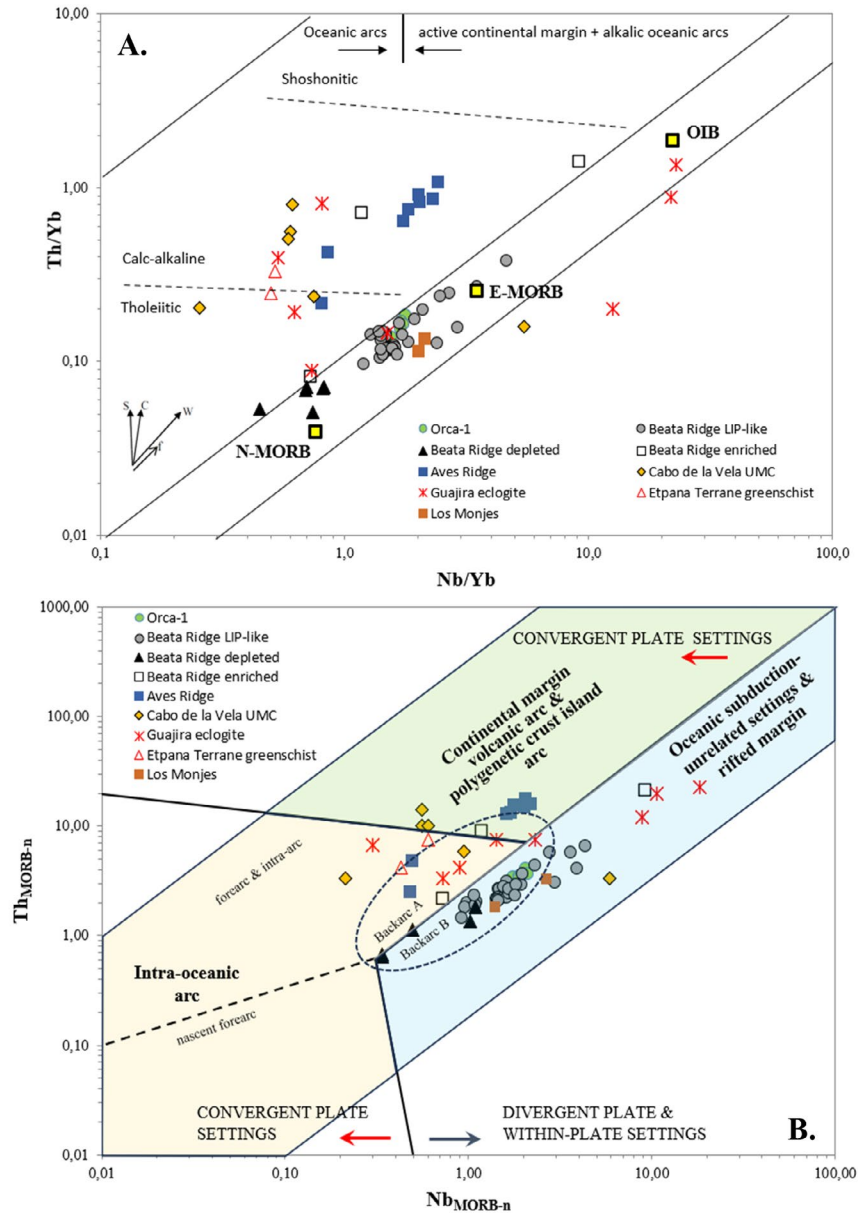


Figura 12. A. Diagrama de discriminación tectónica Nb/Yb vs Th/Yb según Pearce (2008). Los MORB y basaltos oceánicos insulares intraplaca (OIB) modernos forman un conjunto diagonal con N-MORB, E-MORB y OIB medios en su centro. Las flechas en negra en la parte inferior izquierda son S = componente de subducción, C = componente contaminante de la corteza, W = dentro de la placa y f = vectores de cristalización fraccional. B. Diagrama de discriminación tectónica Th_{MORB-n} vs Nb_{MORB-n} normalizados al MORB, según Sacconi (2015). El área encerrada en líneas punteadas corresponde a basaltos de cuencas de *back-arc*, los cuales tienen una amplia gama de composición causada por la variación de la región fuente de basalto entre N-MORB agotado, islas oceánicas (punto caliente) y miembros finales del manto enriquecidos con componentes de subducción (arco subvolcánico con propósitos comparativos, se muestran los datos de los basamentos más cercanos, sumergidos y aflorantes, en la Dorsal de Beata (Dürkefalden *et al.*, 2019a) y la Dorsal de Aves (Neill *et al.*, 2011), así como aquellos expuestos subaéreamente en la península de La Guajira, Colombia (Weber *et al.*, 2009, 2011), y en el archipiélago de los Monjes, Venezuela (Urbani, 2017).

Las relaciones $(Pb/Ce)_N$ y $(Pb/Nd)_N$ también pueden utilizarse para distinguir entre las fuentes asociadas a la generación de los magmas. Las rocas de Orca-1 tienen $(Pb/Ce)_N=0,08-0,33$ y $(Pb/Nd)_N=0,08-0,32$, lo cual confirma la falta de influencia de la subducción. Lo anterior es verificado con el diagrama de discriminación tectónica de Saccani (2015; Figura 12B), en el cual, las rocas del pozo Orca-1 corresponderían con basaltos formados en ambientes oceánicos no relacionados a la subducción, los cuales pueden darse en diferentes contextos, incluidos los centros de extensión de las dorsales oceánicas medias, las mesetas oceánicas y los montes submarinos, así como los océanos incipientes en márgenes volcánicos, no volcánicos (de tipo alpino) y zonas de transición continente-océano.

El basamento del pozo Orca-1 en el marco regional

A lo largo del margen entre la Placa Suramericana y la Placa del Caribe se evidencian litologías que representan series toleíticas, que podrían o no asociarse con aquellas del basamento del pozo Orca-1. Entre las anteriores, las rocas geográficamente más cercanas son las aflorantes en la península de La Guajira, Colombia, y en las islas del archipiélago de los Monjes, Venezuela (Figura 2), cuya naturaleza se amplía a continuación.

Uno de los cuerpos aflorantes en la península de La Guajira es el Complejo Máfico del Cabo de la Vela (Weber *et al.*, 2009), el cual corresponde con la porción *onshore* de la anomalía gravimétrica positiva del Alto de Carpintero, que se extiende en dirección NW-SE por casi 100 km costa afuera (Figura 2). Conforme a la química mineral e isotópica de los gabros y serpentinitas del Cabo de la Vela, desarrollada por Weber *et al.* (2009), estas rocas se formaron en una zona de supra-subducción de propagación lenta, afín a un escenario tectónico de *back-arc*, en donde la alteración hidrotermal evidencia una exhumación continua en un ambiente oceánico. Dentro de la secuencia del Cabo de la Vela, también se encuentran diques andesíticos que representan una evolución hacia un entorno de arco insular intraoceánico con escaso aporte de sedimentos o contaminación de corteza más antigua (Weber *et al.*, 2009). Más al oriente, las rocas de la Formación Etpana representan un entorno afín con los arcos de isla intraoceánicos, probablemente acrecionado durante el Cretácico tardío (Weber *et al.*, 2011). En ambos casos, tanto en el escenario de *back-arc* oceánico como en el de arco insular, se encuentran componentes de subducción o de corteza que no son hallados en el basamento de Orca-1 (Figura 11 y Figura 12).

El Complejo Máfico del Cabo de la Vela y las rocas de la Formación Etpana (península de La Guajira) representan

una ofiolita de tipo cordillerana (Weber *et al.*, 2009). Estos fragmentos de corteza oceánica generalmente se encuentran a lo largo de suturas que marcan límites entre placas amalgamadas o terrenos acrecionados (Dilek y Furnes, 2011). Para el caso, la geología superficial de la Alta Guajira sustenta la presencia de una sutura que divide las serranías de Simarua, Jarara y Macuira en dos porciones (Figura 2). En cada una de ellas, y ubicado del lado noroccidental, se encuentra el mencionado bloque de afinidad oceánica y de arco intra-océánico acrecionado, y del lado suroriental, un basamento autóctono que sufrió metamorfismo, conocido como el Neis de Macuira (López y Zuluaga, 2012). Teniendo en cuenta esta relación espacial, es importante resaltar que el basamento del pozo Orca-1 está claramente localizado al NW de la sutura que plantea la geología de superficie, en un dominio oceánico. Este planteamiento es reforzado por su localización norte en relación a la Sutura de Chimare, que ha sido interpretada por Londoño *et al.* (2015) como el límite más septentrional de los principales bloques de basamento considerados autóctonos de Suramérica.

Fuera del entorno continental de la Alta Guajira, las islas del Archipiélago de Los Monjes se presentan como otra potencial relación genética con el basamento de Orca-1. Las rocas que conforman estas islas se encuentran bastante diaclasadas, foliadas en zonas de cizalla (Urbani, 2017), que están compuestas por ortoanfibolitas de color oscuro y de grano fino a grueso atravesadas por cuerpos de metagabro de grano medio a grueso (Bellizzia *et al.*, 1969). Por su composición mineralógica y geoquímica, Bellizzia *et al.* (1973) evidencian un protolito máfico, posiblemente de origen basáltico, con alto contenido de aluminio; concluyen que estas rocas corresponden a una secuencia de piso oceánico conformada por dunita-peridotita-gabro-rocas efusivas, que han sufrido un metamorfismo regional entre las facies de los esquistos verdes y anfibolitas epidóticas. Usando los datos químicos publicados por Urbani (2017; Figura 9, Figura 11, Figura 12), es posible evidenciar que el protolito de los Monjes comparte las mismas características genéticas con el basamento de Orca-1, siendo más afín a ambientes de *back-arc* oceánico.

En los ambientes sumergidos del Caribe documentados en las perforaciones submarinas del *Deep Sea Drilling Project* (DSDP) también se encuentran secuencias de rocas de afinidad toleítica, cuyas diferencias texturales apuntan a diferentes tasas de enfriamiento y ambientes. La Dorsal de Beata, geográficamente más cercana a Orca-1, es un alto batimétrico tipo *horst* donde se han muestreado secuencias alternadas de rocas magmáticas, incluidas lavas, brechas almohadilladas, tobas, basaltos y gabros (e. g. Donnelly *et al.*, 1973; Bence *et al.*, 1975;

Révillon *et al.*, 2000b; Dürkefalden *et al.*, 2019a). Allí, la mayoría de las muestras basálticas son africanas, pero algunas presentan una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa y/o clinopiroxeno; las rocas gabroicas son de grano grueso, y las doleríticas, de grano medio, y ambos tipos contienen el mismo conjunto mineral que las muestras basálticas. Todas las rocas presentan un alto grado de alteración postcrystalización con amígdalas y venas rellenas por minerales de arcilla o clorita y cantidades variables de calcita, zeolita, albita, minerales opacos y cuarzo secundario (Bence *et al.*, 1975; Révillon *et al.*, 2000b; Dürkefalden *et al.*, 2019a). La composición geoquímica documentada por Dürkefalden *et al.* (2019a) muestra rocas enriquecidas y similares a una *Large Igneous Province* (LIP-like; Figura 12) en toda la Dorsal de Beata, y rocas agotadas en las partes central y sur de la dorsal.

Nuestros análisis proporcionan pruebas convincentes de que el basamento de Orca-1 está estrechamente relacionado con un vulcanismo máfico generado en ambientes oceánicos no relacionados con la subducción, similares composicionalmente a aquellas aflorantes en el archipiélago de los Monjes y la Dorsal de Beata (Figura 11, Figura 12). Ambos casos representan etapas de construcción de la corteza oceánica que ocurrieron en diferentes contextos.

Por un lado, las rocas máficas intrusivas de los Monjes han sido datadas como Cretácico temprano (116 ± 13 Ma; Santamaría y Schubert, 1974), una edad que corresponde con el inicio de la meseta basáltica caribeña (e. g. Hoernle *et al.*, 2004). Rocas de edades semejantes y características de meseta oceánica también son encontradas en las lavas máficas submarinas de la Formación Lava de Curazao ($112,7 \pm 7,3$ Ma; Kerr *et al.*, 1996; Sinton *et al.*, 1998; Wright y Wyld, 2011). Si la edad del basamento de Orca-1 coincidiese con este periodo, se podría considerar entonces que es un trozo de meseta ígnea intraplaca que conformó la LIP primitiva del Caribe, que fue posteriormente atrapado y metamorfozado, y representa material acrecionado a lo largo de la margen norte colombiana y venezolana. La principal falencia en la asociación del basamento de Orca-1 con los eventos magmáticos del Aptiano-Albiano proviene de su relación con la unidad sedimentaria suprayacente, que por su contenido fósil se evidencia como depositada en aguas profundas y cuya edad sería Eoceno inferior (Ypresiano superior; Anexo 1). Lo anterior plantearía un evento de deformación local, posterior a la génesis del magma, que elevase el basamento de tal forma que no hubiese depositación por un periodo de aproximadamente 50 millones de años, al cabo de los cuales, el basamento experimentó hundimiento y acumulación de una secuencia de estratos submarinos profundos.

De otro lado, la composición mineralógica y química del basamento de Orca-1 también es hallada en las rocas perforadas en los sitios DSDP 146, 150 y 153, las cuales son producto de los 2 eventos magmáticos más relevantes de la CLIP ocurridos a ~ 89 Ma (95-83 Ma) y ~ 76 Ma (81-74 Ma) (Sinton *et al.*, 1998; Hauff *et al.*, 2000a; Mauffret *et al.*, 2001; Hoernle *et al.*, 2002, 2004; Dürkefalden *et al.*, 2019a). El primer evento tiene connotaciones extrusivas y está relacionado con un pulso importante de la pluma del manto (Dürkefalden *et al.*, 2019a). El segundo tiene características más intrusivas, y probablemente representa una fusión o refundición adicional del material residual de la pluma y del manto superior (e. g. Donnelly *et al.*, 1973; Révillon *et al.*, 2000a). Si la edad del basamento de Orca-1 coincidiese con cualquiera de estos eventos magmáticos, entonces este basamento correspondería con las principales fases de formación de la meseta oceánica. Compilaciones previas (Londoño *et al.*, 2015; Martínez *et al.*, 2015; Vence y Mann, 2020) sugieren la presencia generalizada del Gran Arco del Caribe a lo largo de la margen continental y costa afuera de La Guajira; sin embargo, la presencia de corteza oceánica sin indicios de subducción está en conflicto con esta interpretación. Particularmente, Londoño *et al.* (2015) cuestionan los escenarios de *back-arc* oceánico que plantean Weber *et al.* (2009, 2011) para el Complejo Máfico del Cabo de la Vela porque requiere una compleja evolución geodinámica y, además, en la Cuenca costa afuera de La Guajira no hay datos sísmicos que muestren elementos que permitan la interpretación de cualquier remanente de escenarios de *back-arc*.

Al respecto, es importante resaltar que el borde sudeste de la Placa del Caribe pasó sobre el promontorio Guajira-Maracaibo al final del Paleoceno (e. g. Pindell y Kennan, 2009; Montes *et al.*, 2019), y la presencia de porciones de CLIP puede sustentarse como parte de una mezcla cizallada y acortada de astillas tectónicas de afinidad continental y oceánica, resultado de la acreción oblicua del Gran Arco del Caribe contra un margen complejo que puede haber incluido cuencas de *back-* y *forearc*. Así las cosas, resulta lógico que el complejo ofiolítico de edad Cretácico superior, representado por el Complejo ultra máfico del Cabo de la Vela y la Formación Etpana, esté localizado en el continente, al sur de la Sutura de Chimare, mientras que el CLIP, representado por el basamento de Orca-1, esté localizado *offshore*, al norte de la sutura. Bajo este escenario, se plantearía nuevamente una no conformidad producto de la colisión que pone en contacto el basamento de Orca-1 con una secuencia de estratos submarinos profundos de edad Eoceno inferior (Ypresiano superior).

Finalmente, también está documentado un tercer pulso magmático más joven del CLIP ocurrido a ~56 Ma (62-50 Ma) y que posiblemente representa una actividad intrusiva tardía menor confinada al centro de la CLIP (e. g. Dorsal de Beata; Révillon *et al.*, 2000b; Mauffret *et al.*, 2001; Escuder-Virute *et al.*, 2016). Estos magmas más jóvenes son geoquímicamente e isotópicamente similares a las rocas máficas más antiguas (80-75 Ma), con una firma geoquímica típica de toleitas con origen en la pluma mantélica, que aporta pruebas de una larga actividad magmática en la CLIP. En este evento magmático del Paleoceno-Eoceno, la fusión localizada del manto por descompresión se produjo durante un evento extensional tardío de la subcuenca de Haití y la Dorsal de Beata que recalentó la meseta volcánica (Révillon *et al.*, 2000b; Mauffret *et al.*, 2001).

Para este mismo tiempo, se registra una colisión oblicua arco-continente entre el extinto extremo sur del Gran Arco del Caribe y el norte de Suramérica. Durante la misma, las Antillas de Sotavento colisionaron oblicuamente con el margen norte colombiano y migraron progresivamente desde el noroeste de Colombia hasta el borde noroccidental de Venezuela (e. g. Pindell y Kennan, 2009; Montes *et al.*, 2019). Aitken *et al.* (2011), Baquero (2015) y Garroq *et al.* (2021) mencionan que también durante el Paleoceno tardío-Eoceno una fase de *rifting* y volcanismo asociado a la ruptura de la corteza oceánica condujo a la extensión del fondo marino que dio lugar a las cuencas de *back-arc* de Grenada, Blanquilla, Bonaire y Falcón, y a la separación de la Prominencia de Aves como parte del Arco de Grenada.

Al sur de la Sutura de Chimare, se registra el emplazamiento de una serie de rocas granitoides, como el Batolito de Santa Marta (U-Pb, 50±1,5 Ma; Cardona *et al.*, 2011), el Plutón de Buritaca, y el Stock de Parashi (U-Pb, 48,8±1,1 Ma; Cardona *et al.*, 2011). No obstante, los magmas que dieron lugar a estas rocas comprenderían una compleja relación de procesos magmáticos asociados a la subducción (Cardona *et al.*, 2011, 2014) y, por tanto, la interacción entre fuentes diferentes a aquellas observadas en Orca-1. Acorde con la anterior evidencia, si el basamento de Orca-1 tuviese una edad de Paleoceno-Eoceno inferior, podría representar una modesta cantidad de corteza oceánica recién formada como producto de la prolongación de la zona de extensión mencionada por Aitken *et al.* (2011), Baquero (2015) y Garroq *et al.* (2021), que, a su paso por el área de La Guajira, fue acrecionada y cubierta sin-tectónicamente por sedimentación de aguas profundas.

En resumen, el origen y evolución del basamento del Caribe *offshore* muestra ser bastante complejo, con rocas de diferentes génesis, y las cuales pudieron ocurrir en diferentes tiempos durante la interacción entre las placas del Caribe y Suramérica. Nuestros datos soportan una estrecha relación del basamento de Orca-1 con el extenso vulcanismo máfico que dio origen a la Meseta Oceánica del Caribe sin ninguna evidencia de algún componente de subducción en su petrogénesis. El hecho de no haber logrado datar el basamento de Orca-1 dificulta su asociación con cualquiera de los principales pulsos magmáticos de la CLIP. En adición, se necesitarían más datos para caracterizar geoquímicamente (e. g. isotopía de ϵNd , $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y ϵHf) los fragmentos del basamento de la península de La Guajira y áreas *offshore* contiguas y comprender su desarrollo cronológico y geodinámico.

Agradecimientos

Los autores agradecen a la Vicepresidencia de Exploración - Gerencia *Offshore* Colombia y al Instituto Colombiano del Petróleo y Energías de la Transición ICPET de Ecopetrol S. A., por la financiación de este estudio. De igual manera, manifiestan su más sincero agradecimiento a los dos revisores anónimos cuyos aportes mejoraron significativamente la calidad del presente manuscrito.

Referencias

- Abd El-Rahman, Y.; Surour, A.A.; El-Manawi, A.H.W.; El-DougDoug, A.M.A.; Omar, S. (2015). Regional setting and characteristics of the Neoproterozoic Wadi Hamama Zn-Cu-Ag-Au prospect: evidence for an intra-oceanic island arc-hosted volcanogenic hydrothermal system. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 104, 625-644. <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1093-7>
- Aitken, T.; Mann, P.; Escalona, A.; Christeson, G. (2011). Evolution of the Grenada and Tobago basins and implications for arc migration. *Marine and Petroleum Geology*, 28(1), 235-258. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.10.003>
- Alvarado, G.E.; Denyer, P.; Sinton, C.W. (1997). The 89 Ma Tortugal komatiitic suite, Costa Rica: implications for a common geological origin of the Caribbean and Eastern Pacific region from a mantle plume. *Geology*, 25(5), 439-442. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0439:TMTKSC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0439:TMTKSC>2.3.CO;2)

- Amstutz, G.C. (1974). *Spilites and Spilitic Rocks*. Springer-Verlag. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-88230-2>
- Ariza-Acero, M.M.; Spikings, R.; Beltrán-Triviño, A.; Ulianov, A.; von Quadt, A. (2022). Geochronological, geochemical and isotopic characterization of the basement of the Chocó-Panamá Block in Colombia. *Lithos*, 412-413, 106598. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106598>
- Baquero, M. (2015). Evolución geodinámica del noroccidente de Venezuela, basados en nuevos datos de geocronología, geoquímica e isotópicos. Tesis doctoral, Universidad Central de Venezuela, Venezuela.
- Barrera-Lopez, C.V.; Mooney, W.D.; Kaban, M.K. (2022). Regional geophysics of the Caribbean and northern South America: Implications for tectonics. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 23(5), e2021GC010112. <https://doi.org/10.1029/2021GC010112>
- Bellizzia, A.; Carmona C.L.; Graterol, M. (1969). Reconocimiento geológico de las islas Monjes del Sur (Archipiélago de Los Monjes), Venezuela. *Boletín de Geología de Venezuela*, 10(20), 225-230.
- Bellizzia, A.; Bellizzia, C.M.; Pérez, H.; Graterol, M. (1973). Tercera exploración Científica al Archipiélago de los Monjes. *Boletín de la Sociedad Venezolana de Ciencias Naturales*, 21, 130-131.
- Bence, A.E.; Papike, J.J.; Ayuso, R.A. (1975). Petrology of submarine basalts from the central Caribbean: DSDP Leg 15. *Journal of Geophysical Research*, 80(35), 4775-4804. <https://doi.org/10.1029/JB080i035p04775>
- Blenkinsop, T.G. (2000). *Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks*. Springer Science & Business Media.
- Buchs, D.M.; Arculus, R.J.; Baumgartner, P.O.; Baumgartner-Mora, C.; Ulianov, A. (2010). Late Cretaceous arc development on the SW margin of the Caribbean Plate: Insights from the Golfito Costa Rica, and Azuero, Panamá, complexes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(7), Q07S24. <https://doi.org/10.1029/2009GC002901>
- Burke, K. (1988). Tectonic evolution of the Caribbean. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16, 201-230. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.16.050188.001221>
- Cabanis, B.; Lecolle, M. (1989). Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 2(309), 2023-2029.
- Calais, E.; Symithe, S.; Mercier de Lépinay, B.; Prépetit, C. (2016). Plate boundary segmentation in the northeastern Caribbean from geodetic measurements and Neogene geological observations. *Comptes Rendus Geoscience*, 348(1), 42-51. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.10.007>
- Cardona, A.; Weber, M.; Wilson, R.; Cordani, U.; Muñoz, C.M.; Paniagua, F. (2007). Evolución tectono-magmática de las rocas maficas-ultramáficas del Cabo de La Vela y el Stock de Parashi, Península de la Guajira: registro de la evolución orogénica Cretácica-Eocena del norte de Suramérica y el Caribe. *XI Congreso Colombiano de Geología*, Bucaramanga, Colombia.
- Cardona, A.; Valencia, V.; Bayona, G.; Jaramillo, C.; Ojeda G.; Ruiz, J. (2009). U/Pb LA-MC-ICP-MS Zircon geochronology and geochemistry from a postcollisional biotite granite of the Baja Guajira Basin, Colombia: Implications for Late Cretaceous and Neogene Caribbean-south American Tectonics. *The Journal of Geology*, 117(6), 685-692. <https://doi.org/10.1086/605776>
- Cardona, A.; Valencia, V.; Bayona, G.; Duque, J.; Ducea, M.; Gehrels, G.; Jaramillo, C.; Montes, C.; Ojeda, G.; Ruiz, J. (2011). Early subduction-related orogeny in the northern Andes: Turonian to Eocene magmatic and provenance record in the Santa Marta Massif and Rancheria Basin, northern Colombia. *Terra Nova*, 23(1), 26-34. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2010.00979.x>
- Cardona, A.; Weber, M.; Valencia, V.; Bustamante, C.; Montes, C.; Cordani, U.; Muñoz, C. (2014). Geochronology and geochemistry of the Parashi granitoid, NE Colombia: Tectonic implication of short-lived early Eocene plutonism along the SE Caribbean margin. *Journal of South American Earth Sciences*, 50, 75-92. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.12.006>

- Cerón, J.F.; Kellogg, J.N.; Ojeda, G.Y. (2007). Basement configuration of the northwestern South America - Caribbean margin from recent geophysical data. *CT&F - Ciencia, Tecnología y Futuro*, 3(3), 25-49. <https://doi.org/10.29047/01225383.474>
- Cerón, J.F. (2008). Crustal structure of the Colombian Caribbean Basin and margins. Ph.D. Dissertation, University of South Carolina, Columbia.
- Condie, K.C. (1989). Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: Identification and significance. *Lithos*, 23(1-2), 1-18. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(89\)90020-0](https://doi.org/10.1016/0024-4937(89)90020-0)
- Cortés, M.; Angelier, J. (2005). Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes. *Tectonophysics*, 403(1-4), 29-58. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.03.020>
- Dilek, Y.; Furnes, H. (2011). Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *GSA Bulletin*, 123(3/4), 387-411. <https://doi.org/10.1130/B30446.1>
- Donnelly, T.W.; Melson, W.; Kay, R.; Rogers, J.J.W. (1973). Basalt and dolerite from the central Caribbean. En: N.T. Edgar, A.G. Kaneps, J.R. Herring (eds.). *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project* (pp. 989-1011). Geological Society of America. <https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.15.130.1973>
- Driscoll, N.W.; Diebold, J.B. (1999). Tectonic and stratigraphic development of the eastern Caribbean: New constraints from multichannel seismic data. *Sedimentary Basins of the World*, 4, 591-626. [https://doi.org/10.1016/S1874-5997\(99\)80054-9](https://doi.org/10.1016/S1874-5997(99)80054-9)
- Dürkefalden, A.; Hoernle, K.; Hauff, F.; Wartho, J.A.; van den Bogaard, P.; Werner, R. (2019a). Age and geochemistry of the Beata Ridge: Primary formation during the main phase (~89 Ma) of the Caribbean Large Igneous Province. *Lithos*, 328-329, 69-87. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.12.021>
- Dürkefalden, A.; Hoernle, K.; Hauff, F.; Werner, R.; Garbe-Schönberg, D. (2019b). Second-stage Caribbean Large Igneous Province volcanism: The depleted Icing on the enriched Cake. *Chemical Geology*, 509, 45-63. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.01.004>
- Escuder-Viruete, J.; Joubert, M.; Abad, M.; Pérez-Valera, F.; Gabites, J. (2016). The basaltic volcanism of the Dumisseau Formation in the Sierra de Bahoruco, SW Dominican Republic: A record of the mantle plume-related magmatism of the Caribbean Large Igneous Province. *Lithos*, 254-255, 67-83. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.03.013>
- Folk, R.L. (1974). *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphills.
- Fox, P.J.; Ruddiman, W.F.; Ryan, W.B.F.; Heezen, B.C. (1970). The geology of the Caribbean crust, I: Beata Ridge. *Tectonophysics*, 10(5-6), 495-513. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(70\)90041-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(70)90041-7)
- Fox, P.J.; Schreiber, E.; Heezen, B.C. (1971). The geology of the Caribbean crust. Tertiary sediments, granitic and basic rocks from the Aves Ridge. *Tectonophysics*, 12(2), 89-109. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(71\)90011-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(71)90011-4)
- Gale, A.; Dalton, C.A.; Langmuir, C.H.; Su, Y.; Schilling, J.G. (2013). The mean composition of ocean ridge basalts. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(3), 489-518. <https://doi.org/10.1029/2012GC004334>
- García-Reyes, A.; Dymant, J. (2021). Structure, age, and origin of the Caribbean Plate unraveled. *Earth and Planetary Science Letters*, 571, 117100. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117100>
- Garrocq, C.; Lallemand, S.; Marcaillou, B.; Lebrun, J.F.; Padron, C.; Klingelhoefer, F.; Laigle, M.; Münch, P.; Gay, A.; Schenini, L.; Beslier, M.O.; Cornée, J.J.; Mercier de Lépinay, B.; Quillévéré, F.; BouDagher-Fadel, M.; the GARANTI cruise team. (2021). Genetic relations between the Aves Ridge and the Grenada back-arc Basin, East Caribbean Sea. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126, e2020JB020466. <https://doi.org/10.1029/2020JB020466>
- Gazel, E.; Trela, J.; Bizimis, M.; Sobolev, A.; Batanova, V.; Class, C.; Jicha, B. (2018). Long-lived source heterogeneities in the Galapagos Mantle Plume. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19(8), 2764-2779. <https://doi.org/10.1029/2017GC007338>
- Giunta, G.; Beccaluva, L.; Coltorti, M.; Siena, F.; Vaccaro, C. (2002). The southern margin of the Caribbean Plate in Venezuela: tectono-magmatic setting of the ophiolitic units and kinematic evolution. *Lithos*, 63(1-2), 19-40. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00120-2](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00120-2)

- Giunta, G.; Beccaluva, L.; Siena, F. (2006). Caribbean Plate margin evolution: constraints and current problems. *Geologica Acta*, 4(1-2), 265-277. <https://doi.org/10.1344/105.000000369>
- Hastie, A.R.; Kerr, A.C.; Pearce, J.A.; Mitchell, S.F. (2007). Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: Development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48(12), 2341-2357. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm062>
- Hastie, A.R.; Ramsook, R.; Mitchell, S.F.; Kerr, A.C.; Millar, I.L.; Mark, D.F. (2010). Geochemistry of Compositionally Distinct Late Cretaceous Back-Arc Basin Lavas: Implications for the Tectonomagmatic Evolution of the Caribbean Plate. *The Journal of Geology*, 118(6), 655-676. <https://doi.org/10.1086/656353>
- Hauff, F.; Hoernle, K.; van den Bogaard, P.; Alvarado, G.E.; Garbe-Schönberg, D. (2000a). Age and geochemistry of basaltic complexes in western Costa Rica: contributions to the geotectonic evolution of central America. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1(5), 1-41. <https://doi.org/10.1029/1999gc000020>
- Hauff, F.; Hoernle, K.; Tilton, G.; Graham, D.W.; Kerr, A.C. (2000b). Large volume recycling of oceanic lithosphere over short time scales: geochemical constraints from the Caribbean large Igneous Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 174(3-4), 247-263. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00272-1](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00272-1)
- Hoernle, K.; van den Bogaard, P.; Werner, R.; Lissinna, B.; Hauff, F.; Alvarado, G.; Garbe-Schönberg, D. (2002). Missing history (16-71 Ma) of the Galápagos hotspot: implications for the tectonic and biological evolution of the Americas. *Geology*, 30(9), 795-798. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0795:MHMOTG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0795:MHMOTG>2.0.CO;2)
- Hoernle, K.; Hauff, F.; van den Bogaard, P. (2004). 70 m.y. history (139-69 ma) for the Caribbean large igneous province. *Geology*, 32(8), 697-700. <https://doi.org/10.1130/G20574.1>
- Hollocher, K.; Robinson, P.; Walsh, E.; Roberts, D. (2012). Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Støren Nappe in extensions west and southwest of Trondheim, Western Gneiss Region, Norway: a key to correlations and paleotectonic settings. *American Journal of Science*, 312(4), 357-416. <https://doi.org/10.2475/04.2012.01>
- Humphris, S.E.; Thompson, G. (1978). Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42(1), 107-125. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(78\)90221-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(78)90221-1)
- Jaillard, E.; Lapierre, H.; Ordoñez, M.; Toro-Álava, J.; Amórtegui, A.; Vanmelle, J. (2009). Accreted oceanic terranes in Ecuador: Southern edge of the Caribbean plate? *Geological Society, London, Special Publications*, 328, 469-485. <https://doi.org/10.1144/SP328.19>
- Kerr, A.C.; Tarney, J.; Marriner, G.F.; Klaver, G.T.; Saunders, A.D.; Thirwall, M.F. (1996). The geochemistry and petrogenesis of the late-Cretaceous picrites and basalts of Curaçao, Netherlands Antilles: a remnant of an oceanic plateau. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 124, 29-43. <https://doi.org/10.1007/s004100050171>
- Kerr, A.C.; Marriner, G.F.; Tarney, J.; Nivia, A.; Saunders, A.D.; Thirwall, M.F.; Sinton, C.W. (1997). Cretaceous basaltic terranes in Western Colombia: elemental, chronological and Sr-Nd isotopic constraints on petrogenesis. *Journal of Petrology*, 38(6), 677-702. <https://doi.org/10.1093/ptro/38.6.677>
- Kerr, A.C.; Aspden, J.A.; Tarney, J.; Pilatasig, L.F. (2002). The nature and provenance of accreted oceanic terranes in western Ecuador: geochemical and tectonic constraints. *Journal of the Geological Society*, 159, 577-594. <https://doi.org/10.1144/0016-764901-151>
- Kerr, A.C.; Pearson, D.G.; Nowell, G.M. (2009). Magma source evolution beneath the Caribbean oceanic plateau: new insights from elemental and Sr-Nd-Pb-Hf isotopic studies of ODP Leg 165 Site 1001 basalts. *Geological Society, London, Special Publications* 328, 809-827. <https://doi.org/10.1144/sp328.31>
- Kretz, R. (1983). Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68(2), 277-278.
- Le Bas, M.J.; Le Maitre, R.W.; Steckeisen, A.; Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3), 745-750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- Le Bas, M.J.; Le Maitre, R.W.; Woolley, A.R. (1992). The construction of the total alkali-silica chemical

- classification of volcanic rocks. *Mineralogy and Petrology*, 46, 1-22. <https://doi.org/10.1007/BF01160698>
- Le Maitre, R.W. (2002). *Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the international union of geological sciences. Subcommission on the systematics of igneous rocks*. Cambridge University Press.
- Lewis, J.F.; Escuder-Virue, J.; Hernaiz-Huerta, P.P.; Gutierrez, G.; Draper, G.; Pérez-Estaún, A. (2002). Subdivisión geoquímica del Arco Isla Circum-Caribeño, Cordillera Central Dominicana: Implicaciones para la formación, acreción y crecimiento cortical en un ambiente intraoceánico. *Acta Geológica Hispánica*, 37(2-3), 81-122.
- Loewen, M.W.; Duncan, R.A.; Kent, A.J.R.; Krawl, K. (2013). Prolonged plume volcanism in the Caribbean large Igneous Province: New insights from Curaçao and Haiti. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14, 4241-4259. <https://doi.org/10.1002/ggge.20273>
- Lofgren, G. (1971). Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks. *Journal of Geophysical Research*, 76(3), 5635-5648. <https://doi.org/10.1029/JB076i023p05635>
- Londoño, J.; Schiek, C.; Biegert, E. (2015). Basement architecture of the Southern Caribbean Basin, Guajira Offshore, Colombia. En: C. Bartolini, P. Mann (eds.). *Petroleum geology and potential of the Colombian Caribbean Margin* (pp. 85-102). Vol. 108. AAPG. <https://doi.org/10.1306/13531932M1083639>
- Long, P.E.; Wood, B.J. (1986). Structures, textures, and cooling histories of Columbia River basalt flows. *GSA Bulletin*, 97(9), 1144-1155. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1986\)97<1144:STACHO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1986)97<1144:STACHO>2.0.CO;2)
- López, J.A.; Zuluaga, C.A. (2012). Neis de Macuira: evolución tectónica de las rocas metamórficas Paleozoicas de la Alta Guajira, Colombia. *Boletín de Geología*, 34(2), 15-36.
- MacDonald, W.D. (1965). Geology of the Serrania de Macuira area Guajira peninsula, Northeast Colombia. *Fourth Caribbean Geological Conference*. Arima, Trinidad y Tobago.
- Martínez, W.; Hermoza, W.; Espino, D.; Carrington, J.; Pérez, J.; Pate, K.; Rodrigo, M. (2015). Tectono-stratigraphic evolution of the Chichibacoa-Rancherías Basin offshore Colombia. In: C. Bartolini, P. Mann (eds.). *Petroleum geology and potential of the Colombian Caribbean Margin* (pp. 709-728). Vol. 108. AAPG. <https://doi.org/10.1306/13531954M108365>
- Mauffret, A.; Leroy, S.; Vila, J.M.; Hallot, E.; Mercier de Lépinay, B.; Duncan, R.A. (2001). Prolonged magmatic and tectonic development of the Caribbean Igneous Province revealed by a diving submersible survey. *Marine Geophysical Researches*, 22, 17-45. <https://doi.org/10.1023/A:1004873905885>
- McDonough, W.F.; Sun, S.S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3-4), 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Mendi, D.J.; González-Jiménez, J.M.; Proenza, J.A.; Urbani, F.; Gervilla, F. (2020). Petrogenesis of the chromitite body from the Cerro Colorado ophiolite, Paraguaná Peninsula, Venezuela. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 72(3), A280719. <http://doi.org/10.18268/BSGM2020v72n3a280719>
- Montes, C.; Rodríguez-Corcho, A.F.; Bayona, G.; Hoyos, N.; Zapata, S.; Cardona, A. (2019). Continental margin response to multiple arc-continent collisions: The northern Andes-Caribbean margin. *Earth-Science Reviews*, 198, 102903. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102903>
- Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5), 757-775. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90149-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5)
- Neill, I.; Kerr, A.C.; Hastie, A.R.; Stanek, K.P.; Millar, I.L. (2011). Origin of the Aves Ridge and Dutch-Venezuelan Antilles: interaction of the Cretaceous 'Great Arc' and Caribbean-Colombian Oceanic Plateau? *Journal of the Geological Society*, 168, 333-347. <https://doi.org/10.1144/0016-76492010-067>
- Niu, Y.; O'Hara, M.J. (2009). MORB mantle hosts the missing Eu (Sr, Nb, Ta and Ti) in the continental crust: New perspectives on crustal growth, crust-mantle differentiation and chemical structure of oceanic upper mantle. *Lithos*, 112(1-2), 1-17. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.12.009>

- Pearce, J.A. (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C. Hawkesworth, M. Norry (eds.). *Continental basalts and mantle xenoliths* (pp. 230-249). Shiva Publishing Ltd.
- Pearce, J.A. (2008). Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100(1-4), 14-48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>
- Pearce, J.A.; Peate, D.W. (1995). Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23, 251-285. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.23.050195.001343>
- Philpotts, J.A.; Schnetzler, C.C. (1968). Europium anomalies and the genesis of basalt. *Chemical Geology*, 3(1), 5-13. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(68\)90009-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(68)90009-0)
- Pindell, J.L.; Kennan, L. (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. *Geological Society, London, Special Publications*, 328, 1-55. <https://doi.org/10.1144/SP328.1> 2009
- Ramírez-Cárdenas, C.A.; Pujol-Solà, N.; Proenza, J.A.; Weber, M.; Castillo-Oliver, M.; Tobón, M.; García-Casco, A. (2024). Mantle-hosted ophiolitic chromitites from Colombia: implications for petrogenesis and geodynamic evolution. *International Geology Review*, 66(1), 81-108. <https://doi.org/10.1080/00206814.2023.2228361>
- Ramos, J.P.; Mann, P.; Carvajal-Arenas, L.C. (2025). Crustal structure and tectonic origin of Late Cretaceous oceanic crust and adjacent Caribbean Large Igneous Province in the Colombian Basin. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 26(2), e2024GC011602. <https://doi.org/10.1029/2024GC011602>
- Révilleon, S.; Arndt, N.T.; Chauvel, C.; Hallot, E. (2000a). Geochemical study of ultramafic volcanic and plutonic rocks from Gorgona Island, Colombia: the plumbing system of an oceanic plateau. *Journal of Petrology*, 41(7), 1127-1153. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.7.1127>
- Révilleon, S.; Hallot, E.; Arndt, N.T.; Chauvel, C.; Duncan, R.A. (2000b). A Complex History for the Caribbean Plateau: Petrology, Geochemistry, and Geochronology of the Beata Ridge, South Hispaniola. *The Journal of Geology*, 108(6), 641-661. <https://doi.org/10.1086/317953>
- Riel, N.; Duarte, J.C.; Almeida, J.; Kaus, B.J.P.; Rosas, F.; Rojas-Agramonte, Y.; Popov, A. (2023). Subduction initiation triggered the Caribbean large igneous province. *Nature Communications*, 14, 786. <https://doi.org/10.1038/s41467-023-36419-x>
- Romito, S.; Mann, P. (2021). Tectonic terranes underlying the present-day Caribbean plate: Their tectonic origin, sedimentary thickness, subsidence histories and regional controls on hydrocarbon resources. *Geological Society, London, Special Publications*, 504, 343-377. <https://doi.org/10.1144/SP504-2019-221>
- Rui, H.C.; Yang, J.S.; Zheng, J.P.; Llanes-Castro, A.I.; Liu, F.; Wu, Y.; Wu, W.W.; Valdes-Mariño, Y.; Masoud, A.E. (2022). Early Cretaceous subduction initiation of the proto-Caribbean plate: geochronological and geochemical evidence from gabbros of the Moa-Baracoa ophiolitic massif, Eastern Cuba. *Lithos*, 418-419, 106674. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106674>
- Saccani, E. (2015). A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics. *Geoscience Frontiers*, 6(4), 481-501. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.03.006>
- Santamaría, F.; Schubert, C. (1974). Geochemistry and geochronology of the southern Caribbean-northern Venezuela plate boundary. *GSA Bulletin*, 85(7), 1085-1098. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1974\)85<1085:GAGOTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1974)85<1085:GAGOTS>2.0.CO;2)
- Saunders, A.D.; Norry, M.J.; Tarney, J. (1988). Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: Trace element constraints. *Journal of Petrology*, 1, 415-445. https://doi.org/10.1093/petrology/Special_Volume.1.415
- Sen, G. (2014). *Petrology; Principles and Practice*. Springer.
- Seyfried, W.E.; Mottl, M.J. (1982). Hydrothermal alteration of basalt by seawater under seawater-dominated conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46(6), 985-1002. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(82\)90054-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(82)90054-0)

- Shipboard Scientific Party. (1997). Site 1001. En: H. Sigurdsson, R.M. Leckie, G.D. Acton, *et al.* (eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports* (pp. 291-357). Vol. 165. Texas A&M University. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.ir.165.106.1997>
- Sibson, R.H. (1977). Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society*, 133, 191-213. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.133.3.0191>
- Sinton, C.W.; Duncan, R.A.; Storey, M.; Lewis, J.; Estrada, J.J. (1998). An oceanic flood basalt province within the Caribbean plate. *Earth and Planetary Science Letters* 155(3-4), 221-235. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00214-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00214-8)
- Sinton, C.W.; Sigurdsson, H.; Duncan, R.A. (2000). Geochronology and petrology of the igneous basement at the lower Nicaraguan rise, Site 1001. En: R.M. Leckie, H. Sigurdsson, G.D. Acton, G. Draper (eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific Results* (pp. 233-236). Vol. 165. Ocean Drilling Program, Texas A&M University, The National Science Foundation and Joint Oceanographic Institutions, Inc. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.165.029.2000>
- Spadea, P.; Espinosa, A.; Orrego, A. (1989). High-Mg extrusive rocks from the Romeral Zone Ophiolites in the Southwestern Colombian Andes. *Chemical Geology*, 77(3-4), 303-321. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(89\)90080-6](https://doi.org/10.1016/0009-2541(89)90080-6)
- Spikings, R.A.; Simpson, G. (2014). Rock uplift and exhumation of continental margins by the collision, accretion, and subduction of buoyant and topographically prominent oceanic crust. *Tectonics*, 33(5), 635-655. <https://doi.org/10.1002/2013TC003425>
- Streckeissen, A. (1979). Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks: Recommendations and suggestions of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 7(7), 331-335. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1979\)7<331:CANOVR>2.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1979)7<331:CANOVR>2.CO;2)
- Taboada, A.; Rivera, L.A.; Fuenzalida, A.; Cisternas, A.; Philip, H.; Bijwaard, H.; Olaya, J.; Rivera, C. (2000). Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, 19(5), 787-813. <https://doi.org/10.1029/2000TC900004>
- Toro-Toro, L.M.; Moreno-Sánchez, M.; Gómez-Cruz, A. de J.; Giraldo-García, J. (2014). Metagabros de la isla Gran Roque (Venezuela). Geoquímica y petrografía. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 38(148), 312-320. <https://doi.org/10.18257/raccefyn.131>
- Urbani, F. (2017). Distribución de terrenos geológicos del sistema montañoso del Caribe, norte de Venezuela: Síntesis actualizada. *Boletín de la Academia de Ciencias Físicas, Matemáticas y Naturales de Venezuela*, 77(4), 9-102.
- Vence, E.; Mann, P. (2020). Subsurface basement, structure, stratigraphy, and timing of regional tectonic events affecting the Guajira margin of northern Colombia. *Interpretation*, 8(4), ST69-ST105. <https://doi.org/10.1190/TNT-2020-0016.1>
- Vernon, R.H. (2004). *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Cambridge University Press.
- Wadge, G.; Jackson, T.A.; Isaacs, M.C.; Smith, T.E. (1982). The ophiolitic Bath-Dunrobin Formation, Jamaica: significance for Cretaceous plate margin evolution in the north-western Caribbean. *Journal of the Geological Society*, 139(3), 321-333. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.139.3.0321>
- Weber, M.B.I.; Cardona, A.; Paniagua, F.; Cordani, U.; Sepúlveda, L.; Wilson, R. (2009). The Cabo de la Vela mafic-ultramafic complex, northeastern Colombian Caribbean region – A record of multi stage evolution of a Late Cretaceous intra-oceanic arc. *Geological Society, London, Special Publications*, 328, 549-568. <https://doi.org/10.1144/SP328.22>
- Weber, M.; Cardona, A.; Valencia, V.; Altenberger, U.; López-Martínez, M.; Tobón, M.; Zapata, S.; Zapata, G.; Concha, A.E. (2011). Geochemistry and geochronology of the Guajira Eclogites, northern Colombia: evidence of a metamorphosed primitive Cretaceous Caribbean Island-arc. *Geologica Acta*, 9(3-4), 425-443. <https://doi.org/10.1344/105.000001740>
- Whattam, S.A. (2018). Primitive magmas in the early central American volcanic arc system generated by plume-induced subduction initiation. *Frontiers in Earth Sciences*, 6, 114. <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00114>

- Whattam, S.A.; Stern, R.J. (2015). Late Cretaceous plume-induced subduction initiation along the southern margin of the Caribbean and NW South America: The first documented example with implications for the onset of plate tectonics. *Gondwana Research*, 27(1), 38-63. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.07.011>
- White, R.V.; Tarney, J.; Kerr, A.C.; Saunders, A.D.; Kempton, P.D.; Pringle, M.S.; Klaver, G.T. (1999). Modification of an oceanic plateau, Aruba, Dutch Caribbean: implication for the generation of continental crust. *Lithos*, 46(1), 43-68. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00061-9](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00061-9)
- Wright, J.E.; Wyld, S.J. (2011). Late Cretaceous subduction initiation on the eastern margin of the Caribbean-Colombian Oceanic Plateau: One Great Arc of the Caribbean (?). *Geosphere*, 7(2), 468-493. <https://doi.org/10.1130/GES00577.1>
- Young, R.A. (1995). *The Rietveld Method*. International Union Crystallography, Oxford Science Publications.
- Zapata-Villada, J.P.; Restrepo, J.J.; Cardona-Molina, A.; Martens, U. (2017). Geoquímica y geocronología de las rocas volcánicas básicas y el Gabro de Altamira, Cordillera Occidental (Colombia): Registro de ambientes de Plateau y arco oceánico superpuestos durante el cretácico. *Boletín de Geología*, 39(2), 13-30. <https://doi.org/10.18273/revbol.v39n2-2017001>

Fecha de recibido: 02 de agosto de 2024

Fecha de aceptado: 06 de noviembre de 2024
