

Evolución geológica de las rodingitas y rocas asociadas del complejo máfico - ultramáfico del Cabo de La Vela, Alta Guajira, Colombia

Geological Evolution of the rodingites and associated rocks from the Cabo de La Vela mafic - ultramafic complex, Alta Guajira, Colombia

Enmanuel Arias-Sandoval^a; Ingrid D. Peña-Mendoza^a; Oscar M. Castellanos-Alarcón^{a*}; Carlos A. Ríos-Reyes^b

^a Universidad de Pamplona, Departamento de Geología, Villa del Rosario, Colombia; Mail: enmanuel.sandoval@gmail.com; ingrid.pena@gmail.com; oscarmca@yahoo.es

^b Universidad Industrial de Santander, Escuela de Geología, Bucaramanga, Colombia; Mail: carios@uis.edu.co

Correspondence: oscarmca@yahoo.es

Submitted: Mayo 12, 2025. Accepted: Diciembre 22, 2025.

Resumen

En el Cabo de La Vela se identifican diques, cuerpos masivos irregulares, vainas y masas bandeadas de rodingita, evidenciando la existencia de al menos dos tipos de protolito. Las relaciones de campo, los análisis petrográficos y la geoquímica permiten diferenciar entre protolitos gabroico y hornblendítico, principalmente por la aparición de hidrogrosularia y prehnita, que interactúan en rocas ultramáficas y máficas serpentinizadas. Este complejo ofiolítico se encuentra fuertemente deformado en una zona de mélangé y experimentó una milonitización temprana, lo que facilitó un intenso metasomatismo cálcico responsable de la formación de las rodingitas, así como diversas alteraciones hidrotermales adicionales, como uralitización y albitización, asociadas a múltiples enriquecimientos elementales. La presencia de minerales como prehnita y pumpellyita indica metamorfismo de bajo grado en las rocas del complejo.

Palabras clave: Rodingitas; Metasomatismo; Serpentinización; Metamorfismo; Peridotitas; Complejos Ofiolíticos.

Abstract

At Cabo de La Vela, dikes, irregular massive bodies, pods, and banded masses of rodingite have been identified, indicating the presence of at least two distinct protoliths. Field relationships, petrographic analyses, and geochemical data allow differentiation between gabbroic and hornblenditic protoliths, mainly evidenced by the occurrence of hydrogrossular and prehnite interacting within ultramafic and mafic serpentinites. This ophiolitic complex is strongly deformed within a mélangé zone and underwent early mylonitization, which facilitated intense calcium metasomatism responsible for rodingite formation, as well as additional hydrothermal alterations such as uralitization and albitization associated with multiple elemental enrichments. The presence of minerals like prehnite and pumpellyite indicates low-grade metamorphism in the rocks of the complex.

Keywords: Rodingites; Metasomatism; Serpentinization; Metamorphism; Peridotites; Ophiolitic Complexes.

1. Introducción

Bell et al. [1] fue uno de los primeros autores en describir las rodingitas como rocas calcosilicatadas asociadas a serpentinitas, rocas ricas en CaO, de grano grueso a fino, tipo gabro, compuestas principalmente de grosularia o prehnita en las cercanías del río Roding en el complejo ultramáfico Dun Mountain, Nueva Zelanda. Desde entonces, las rodingitas han sido estudiadas y documentadas a nivel mundial por numerosos autores en diferentes escenarios tectónicos que contienen ofiolitas serpentinizadas [2-3], incluyendo centros activos de expansión oceánica [4], márgenes continentales pasivos [5], cinturones de rocas verdes [6-7] y cinturones

orogénicos fanerozoicos [8-10]. Las rodingitas se describen usualmente como rocas máficas a félsicas que han sufrido metasomatismo, las cuales ocurren como diques de relativamente poco espesor emplazados en peridotitas serpentinizadas [11]. Son conocidas como rocas ricas en Ca que se forman por fluidos metasomáticos de diferentes silicatos de Ca-Al y Ca-Mg y están asociadas a serpentinitas. El calcio necesario asociado a la formación de las rodingitas (ensamblajes de silicatos de Ca) puede derivar de fluidos alcalinos con iones de Ca²⁺ que fueron liberados durante la serpentinitización o de soluciones hidrotermales ricas en Ca y lixiviación de rocas gabroicas [12-13]. Las rodingitas presentan usualmente relictos ígneos y se encuentran como

fragmentos o láminas dentro del melange, cuerpos irregulares o diques dentro de peridotitas serpentinizadas (diques gabroicos rodingitizados) o como productos del reemplazamiento de rocas gabroicas masivas [14-16]. Los diques de rodingita constituyen componentes menores pero importantes en muchos complejos ofiolíticos [17-18]. A nivel mundial, las rodingitas pueden presentar una gran variedad mineralógica [14,19-21], como consecuencia de la composición de los protolitos y de los fluidos involucrados en la rodingitización. No obstante, las rodingitas están constituidas en mayor o menor proporción de granate, clinopiroxeno, clorita, vesuvianita, prehnita, pumpellyita, anfíbol, epidota, clinozoisita y algunos minerales opacos, y pueden presentarse como metarodingitas en zonas de subducción [8,21]. En algunas ocasiones las rodingitas presentan bordes de reacción metasomáticos, como los denominados bordes de clorita “blackwall” [19,21] y hacia su núcleo se desarrolla una zonación mineral aumentando o disminuyendo los minerales ricos en Ca, Al y Mg [3,22]. El estudio de la rodingitización contribuye al conocimiento científico de los procesos metasomáticos [16] y, asimismo, el estudio de las rodingitas proporciona valiosa información sobre el papel que juegan los procesos hidrotermales, que, en conjunto con las condiciones físicas y químicas de su desarrollo, pueden establecer limitaciones sobre la historia tectónica de las ofiolitas precursoras [3]. El objetivo del presente trabajo es llevar a cabo el estudio petrológico y geoquímico de las rodingitas y rocas asociadas al cuerpo ultramáfico serpentizado del Cabo de La Vela, Alta Guajira, Colombia. Este trabajo apoya una discusión de la secuencia de eventos petrogenéticos y metasomáticos que afectaron a este segmento del antiguo suelo oceánico.

2. Marco geológico

En el extremo más septentrional de América del Sur, en la Península de la Guajira, Colombia, se ubica la región de la Alta Guajira y el Cabo de La Vela (Figura 1). En esta zona del margen norte de la placa suramericana ocurre una interacción compleja entre las placas Caribe, Sur América y Nazca. Estas placas tienen patrones de convergencia que generan obducción de terrenos oceánicos y dispersión de bloques continentales desde Ecuador hasta Trinidad [23]. La interacción de placas en la Alta Guajira se evidencia según varios autores [24-30] por desplazamientos relativos derivados del movimiento de estos bloques, que se encuentran limitados por fallas de rumbo como las Fallas de Cuiza y Simarúa [31]. Esta configuración tectónica ha permitido la acreción de unidades de afinidad oceánica al margen continental [32]. La evolución tectónica de esta región está ligada a la separación de las placas de América del Norte y del Sur en una dirección NW-SE, en la cual se generó la corteza oceánica protocaribeña durante el Jurásico-Cretácico inferior [33]. La generación, rotación y traslación de cuencas y bloques tectónicos al norte de Colombia fue producida por el movimiento relativo de la placa Caribe. Según Pindell et al. [34], la placa de farallones subducía

inicialmente bajo las placas de las Américas y el protocaribe hasta que ocurrió un cambio en la polarización de la subducción hace 120 Ma, lo cual provocó una segunda zona de subducción antes del Campaniano, que formó un arco intraoceánico representado por el Cabo de La Vela. El Arco de Panamá-Costa Rica se formó hacia el oeste hace 110 Ma, aislando un trozo de la placa Farallón para formar la placa Caribe, que continuó en subducción acercando el arco hacia el margen continental pasivo de Sur América hasta acrecionarlo, para luego iniciar una tercera zona de subducción bajo la placa suramericana [35]. Según Hoernle et al. [36], durante este proceso de desplazamiento hacia el este, esta litosfera oceánica se superpuso al punto caliente de las Islas Galápagos durante el Cretácico, en la época de formación de la Gran Provincia Ígnea del Caribe (CLIP). Un inmenso volumen de magma se generó durante 70 millones de años (desde hace 139-69 Ma) y configuró la corteza oceánica engrosada de la placa de Caribe [36]. Cuatro diferentes dominios litotectónicos pueden ser reconocidos en la Península de La Guajira, de SE a NW: (1) cinturón de rocas sedimentarias Mesozoicas, que presentan poca deformación, con un registro pasivo del margen autóctono suramericano [37-39]; (2) basamento metamórfico antiguo de grado medio y alto, compuesto por rocas proterozoicas y paleozoicas, dentro de las que se destaca el Neis de Jojoncito metasedimentario, con edades de circones detríticos que van desde aproximadamente 1550 a 1250 Ma, este dominio está intruido por granitoides Jurásicos [40]; (3) unidades metavolcanosedimentarias deformadas de bajo grado del Cretácico, con intercalaciones máficas y ultramáficas intruidas por magmatismo del Eoceno [38,41-42]; (4) tectonitas del manto máficas y ultramáficas de una zona de suprasubducción cortadas por diques de andesita basáltica, pero como un remanente aislado en la región costera del Cabo de La Vela [33,41,43]. En la Alta Guajira, afloran unidades metamórficas de edades precámbricas (Neis de Jojoncito), Paleozoicas (Neis de Macuira) y Mesozoicas (Complejo Estructural de Alas, Esquistos de Jarara, Conjunto Metamórfico de Etpana, Cuarzitas de Carpintero, Serpentinitas del Cabo de La Vela, Formación Parauinkrein, Esquistos de Ipanaruhú y Milonita Granítica de Taparajín). Las unidades ígneas que afloran en la Alta Guajira comprenden la Granodiorita de Siapana, Tonalita de Cosinas, Riodacita de Ipapure-Cerro La Teta, Granodiorita de Ipapure y Cuarzodiorita de Parashi. Las unidades sedimentarias de la Alta Guajira están conformadas por unidades Triásico-Jurásicas a Neógenas. Las unidades Triásico-Jurásicas incluyen la Formación Rancho Grande y Uipana, y el Grupo Cosinas, conformado por las formaciones Cheterló, Cajú, Chinapa y Cuisa. Las unidades Cretácicas están constituidas por las formaciones Poschachi, Palanz, Moina, Yuruma Superior y La Luna. Las unidades del Eoceno y Neógeno están representadas por las formaciones Macarao, Uitpa, Siamaná, Jimol y Castilletes [44]. Los depósitos recientes de la región son variados y algunos aún se encuentran en formación siendo unos más activos que otros. Se describen como cuerpos semiconsolidados e inconsolidados de gran

extensión, debido a que recubren las unidades ígneas, metamórficas y sedimentarias. Se presentan como: abanicos y coluviones, lagunas, cauce aluvial, evaporíticos recientes, cólicos, llanura de inundación y llanura intermareal [44]. Estudios previos [38,41–42] indican que en la Alta Guajira se reconocen tres tendencias estructurales principales. La primera corresponde a sistemas de fallas con orientación N–NE, entre las que se destacan las fallas de Ororio, Uraitchipa, Simarúa, Kasipoch, Santa Ana, Alas y Puralapo. La segunda tendencia agrupa fallas con dirección NW–SE, representadas por las fallas de Narap, Huimatirra, Macuira, Nazareth y Orocho, así como por el sistema NW de Cosinas, cuya estructura principal es la Falla de Ararieru. La tercera tendencia estructural responde a un estilo E–W, en el que sobresale la Falla de Cuisa, junto con las fallas de orientación E–W y E–NE asociadas al Sistema de Fallas de Cosinas [44]. El Cabo de La Vela se localiza en el extremo norte de Colombia, en la península de La Guajira (Figura 1), y forma parte de la Sierra de Jepirra, una de las serranías que se extienden en el sector norte de la península, junto con las de Carpintero, Macuira, Jarara y Cosinas. En esta región se levantaron algunos bloques estructurales aislados; uno de estos bloques es la cresta Jepirra [45]. Según Álvarez [41], esta región está conformada por una serie de colinas aisladas pequeñas (150 m) en donde afloran diferentes unidades máficas y ultramáficas compuestas por serpentinitas, gabros y unidades volcánicas máficas, las cuales están superpuestas localmente por sedimentos del Mioceno. El complejo máfico–ultramáfico del Cabo de La Vela fue definido por Weber et al. [33], quienes describieron una unidad ultramáfica dominada por serpentinitas que contienen lentes y vainas de gabros y leucogabros, las cuales se encuentran cortadas transversalmente por diques basálticos. En todo el complejo, los gabros y las hornblenditas presentan procesos generalizados de rodingitización.

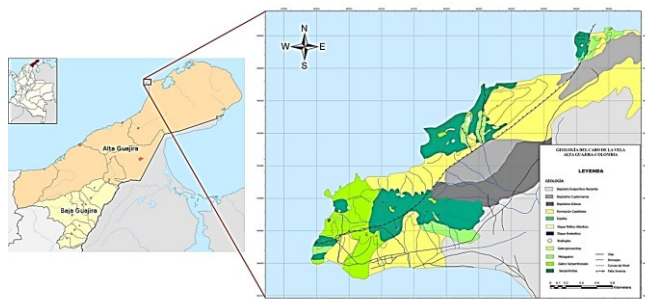


Figura 1. Izquierda, localización de la Península de La Guajira y ubicación del área de estudio (Cabo de La Vela) en la Alta Guajira. Derecha, Geología del Cabo de La Vela, Alta Guajira, Colombia.

3. Materiales y métodos

La fase de campo se llevó a cabo haciendo énfasis en la ocurrencia de rodingitas y rocas asociadas, mediante la visita y documentación de afloramientos de interés, acompañada de la recolección de muestras para su posterior preparación y análisis. En el Laboratorio de Preparación de Muestras de la Universidad de Pamplona se realizaron secciones delgadas

y probetas pulidas. El análisis petrográfico se efectuó utilizando un microscopio OLYMPUS BX-51, con el fin de identificar ensamblajes minerales, texturas y microestructuras. En total, se analizaron 10 secciones delgadas de peridotita, 8 de serpentinita, 2 de gabro, 11 de metagabro, 1 de espilita, 1 de dique andesítico, 8 de rodingita y 2 de venas de carbonatos y calcedonia. Las abreviaturas minerales utilizadas corresponden a las propuestas por Whitney y Evans [46]. Las fotografías se tomaron con una cámara Nikon C1. El análisis cualitativo y semicuantitativo de las fases minerales identificables se realizó mediante microscopía electrónica de barrido – espectroscopia de rayos X de energía dispersiva (SEM – EDS) y el análisis mineralógico se llevó a cabo a partir del uso de imágenes de electrones retardados. Las muestras se colocaron sobre “stubs” metálicos con cinta adhesiva de carbón y fueron recubiertas con carbono en un Microscopio Electrónico de Barrido FEG (Field Emission Gun) QUANTA FEG 650. Las imágenes fueron tomadas con las siguientes características: Alto vacío, voltaje de aceleración 25 kV. Detector para imágenes: Electrones secundarios (SE): Everhart Thornley detector ETD. Electrones retrodispersados (BSE): Back scattered electron detector (BSED) tipo SSD. En el análisis químico se utilizó voltaje de aceleración 25 Kv y detector EDAX APOLO X con resolución de 126.1 eV (en Mn K α) para realizar análisis EDS (Energy-Dispersive Spectroscopy). Se utilizó el software EDX Genesis para la información semi-cuantitativa de los elementos químicos. Se analizaron mediante esta técnica 5 pulidos de rocas en total, 3 de rodingitas de protolito gabroico y 2 de venas carbonatadas y silicatadas. La rodingita se molió en un mortero de ágata y luego se montó en un portamuestras de polimetilmetacrilato (PMMA) mediante la técnica de llenado frontal. El patrón de difracción de rayos X en polvo (XRPD) de la rodingita se registró mediante difracción de rayos X usando un difractor BRUKER D8 ADVANCE que opera en geometría Da Vinci y equipado con un tubo de rayos X (radiación Cu-K α 1: $\lambda = 1.5406 \text{ \AA}$, 40 kV y 30 mA), un detector LynxEye unidimensional (con ángulo de apertura de 2,93°), rendija divergente de 0,6 mm, dos axiales soller (primario y secundario) de 2,5° y filtro de níquel. La recolección de datos se llevó a cabo en el rango 2 θ de 12–80°, con un tamaño de paso de 0,01526° (2 θ) y un tiempo de conteo de 1 s/paso. La identificación de fase se realizó utilizando la base de datos cristalográfica Powder Diffraction File (PDF-2) del Centro Internacional de Datos de Difracción (ICDD) y el programa Crystallographica Search-Match. Los análisis químicos de roca total se realizaron en el laboratorio ALS global geochemistry en Lima, Perú, mediante fusión-ICP para elementos mayores y menores (Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K, Cr, Ti, Mn, P, Sr, Ba como % en peso de óxidos), ICP-MS para las concentraciones elementales de elementos de tierras raras y elementos traza (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Sc, Ni, Cr, V, Co, Sc, Li, Mo, Cu, Ti, Zn, Pb, Sr, Sn, W, Ba, Ga, Rb, Cs, Ta, Nb, U, Th, Y, Hf y Zr).

4. Resultados

4.1. Ocurrencia de campo

Las rodingitas se presentan de forma masiva y están compuestas por minerales ricos en Ca; adicionalmente, algunas muestran una zonación interna caracterizada por un margen de clorita, en el cual aún es posible identificar restos del piroxeno original. Radelli [47] fue uno de los primeros autores en describir la unidad de serpentinitas del Cabo de La Vela. Posteriormente, Zuluaga et al. [44] caracterizaron esta unidad como constituida principalmente por serpentinitas y rodingitas, y en menor proporción por metagabros y diques basálticos, con la presencia adicional de esquistos de glaucofana que afloran en el Cerro Pilón de Azúcar. De acuerdo con Kellogg et al. [48], el mapa de gravedad de Bouguer en el norte de Colombia muestra una anomalía positiva centrada en el Cabo de La Vela, consistente con la presencia de un cuerpo denso alargado con orientación NW–SE, que presenta una cara noroeste estrecha y ligeramente inclinada, y un flanco sureste amplio y empinado. Esta anomalía se extiende aproximadamente 100 km desde la costa hacia el noroeste y 30 km hacia el sureste, lo que sugiere una amplia extensión del complejo de rocas máficas–ultramáficas [33]. En la región del Cabo de La Vela aflora una asociación de rocas máficas y ultramáficas, aislada de los macizos principales y localizada cerca de la zona de interacción entre las placas Caribeña y Sudamericana, enmarcada dentro de un complejo intensamente tectonizado y meteorizado. Estas rocas presentan grados variables de serpentización, posiblemente asociados a múltiples eventos, y se encuentran en contacto con arenitas de grano medio de la Formación Castilletes, las cuales muestran un alto grado de meteorización y erosión. Diques máficos afaníticos intruyen las unidades máfico–ultramáficas. El complejo está constituido por serpentinitas tectonizadas, metagabros con foliación tectónica y estructuras tipo augen, así como por gabros y peridotitas, lo que sugiere su origen en una posible zona de mélangé ofiolítico. Además, intrusiones gabroicas serpentizadas favorecieron el desarrollo de procesos metasomáticos de rodingitización en las rocas encajantes, mientras que diques andesíticos cortan estas litologías. Hacia el sector del Pilón de Azúcar afloran diques basálticos afectados por metamorfismo de bajo grado en la facies prehnita–pumpellyita, caracterizado por la paragénesis mineral $Al + Ep + Lmt + Prh + Pmp$, producto de una etapa de espilitización como transformación metasomática compleja de los basaltos del fondo marino, que también implica la albitización de plagioclasas sódicas a cálcicas. Fluidos hidrotermales que actuaron en distintas etapas favorecieron principalmente la formación de venas de calcedonia, plagioclasa y carbonatos, las cuales en algunos sectores desarrollan estructuras en malla dentro de las serpentinitas y facilitan los procesos de meteorización. La zona de mélangé ofiolítico ha sido previamente descrita en el área más septentrional de Colombia, correspondiente al sector sur de la placa Caribe, en estudios anteriores [36,43],

los cuales indican la existencia de una zona de subducción activa durante el Cretácico. Este mélangé se localiza al norte de una paleosutura y contiene una diversidad de litologías que afloran desde el Cabo de La Vela hasta las serranías de Carpintero y Jarara.

4.1.1. Serpentinitas

Las rocas ultramáficas presentan distintos grados de serpentización, lo que les confiere una coloración verdosa con tonalidades claras y oscuras, así como una textura sedosa al tacto, producto de la alteración hidrotermal de los minerales del protolito ultramáfico, principalmente olivino, piroxeno y anfíbol, hacia minerales del grupo de la serpentina. En función del grado de afectación, se reconocen núcleos de peridotitas escasamente serpentizadas, peridotitas parcialmente alteradas y serpentinitas con relictos de ortopiroxeno (enstatita) (Figura 2a) y hornblenda (Figura 2b). En los sectores de mayor serpentización se desarrollan zonas talcosas (Figura 2c), originadas por la hidratación del magnesio del sistema, donde la serpentina y la tremolita se transforman en talco. Estas litologías afloran generalmente como masas irregulares, con texturas masivas o dispuestas en forma de vainas y venas dentro de cuerpos de peridotitas, gabros y basaltos, lo que evidencia la ocurrencia de múltiples generaciones de serpentización. Algunas serpentinitas exhiben una estructura en malla asociada a intenso cizallamiento tectónico, posteriormente rellenada por fluidos hidrotermales que cristalizaron plagioclasa, sílice amorfa, carbonatos, así como crisotilo y antigorita. Adicionalmente, se observan costras de carbonatos, las cuales constituyen la primera evidencia de la circulación de fluidos ricos en Ca en el sistema. En las proximidades del Pilón de Azúcar y de la Punta Ojo de Agua afloran grandes diques basálticos y gabroicos emplazados dentro de las serpentinitas, los cuales son cortados por venas de lizardita fibrosa de hasta 80 cm de espesor; estas venas incorporan xenolitos de la roca huésped, embebidos en la matriz de serpentina y con espesores de hasta 60 cm, lo que indica que los diques preexistían al inicio de los procesos de serpentización (Figura 2d). Finalmente, serpentinitas intensamente trituradas por tectonismo se concentran principalmente en el sector intermedio del complejo del Cabo de La Vela, lo que sugiere la posible presencia de una brecha de falla.

4.1.2. Gabros

Los gabros afloran como cuerpos irregulares de color gris oscuro a verde, generalmente serpentizados y tectonizados en distintos grados. Presentan cristales de tamaño fino a medio y muestran una estructura masiva. En algunas secciones, se presentan como nódulos de cristales finos con serpentización hacia los bordes, embebidos en la serpentinita (Figura 3a). En términos generales, los gabros muestran un menor grado de afectación por la serpentización (Figura 3b), en un evento distinto al que dio lugar a las serpentinitas de las rocas ultramáficas. Casi siempre se encuentran muy fracturados y con intenso vetilleo

de plagioclasa, carbonatos, calcedonia y serpentina (Figuras 3c-3d), resultado de la circulación de múltiples fluidos hidrotermales. En otras secciones del Pílon de Azúcar, los gabros presentan zonas de magnesita y talco, y están compuestos principalmente por hornblenda, augita, plagioclasa y clorita. Además del cizallamiento, se observan cuerpos fuertemente diferenciados denominados metagabros, que muestran múltiples cambios texturales producto de la milonitización. Las relaciones entre metasomatismo y milonitización explican el intenso craquelado, replegamiento, fallamiento y las diversas etapas de recrystalización observadas en los cuerpos gabroicos, que posteriormente dieron origen a otras litologías, como las rodingitas. Finalmente, diferentes generaciones de fluidos hidrotermales precipitaron venas en múltiples direcciones, formando enjambres de vetillas y texturas en malla dentro de esta unidad.

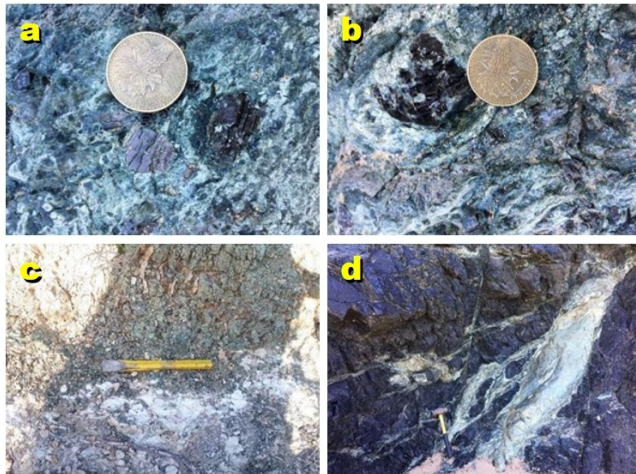


Figura 2. (a) Porfidoblastos de enstatita en serpentinita. (b) Serpentinita con relictos de porfidoblastos de piroxenos. (c) Serpentina con zonas talcosas. (d) Venas de serpentina en diques basálticos. La naturaleza metasomática de la serpentinización permite la presencia de núcleos de su protolito máfico.



Figura 3. Afloramientos de gabros en los que se observaban (a) nódulos de composición gabroica embebidos en serpentinitas, (b) muy fracturados y serpentinizados, (c) muy fracturados con precipitaciones de sílice y carbonatos, (d) fracturados con intenso metasomatismo y presencia de venas de sílice y carbonatos.

4.1.3. Metagabros

Los metagabros se presentan como cuerpos discontinuos con diversas foliaciones, generalmente aflorando como nódulos o como diques alargados intrusivos en las serpentinitas. La milonitización en esta zona de mélangé generó diferenciación magmática en bandas leucocráticas y melanocráticas, así como texturas augen y la denominada textura flameada u hojosa (Figura 4a). Se observan texturas porfidoblásticas, con porfidoblastos de enstatita derivados de la recrystalización de piroxenos y anfíboles. Las bandas leucocráticas están compuestas por plagioclasas, calcedonia y carbonatos, mientras que las bandas melanocráticas contienen piroxenos y anfíboles (Figura 4b). Esta unidad presenta un leve grado de serpentinización (Figura 4c). La disposición de las bandas es variable: en algunas áreas predominan los niveles melanocráticos, mientras que en otras predominan los leucocráticos (Figura 4d). Algunas secciones muestran estructuras con cristales prismáticos de enstatita de varios centímetros y plagioclasa masiva. En la parte superior de la unidad se observan niveles con cristalización piroxénica (Figuras 4e-4f).

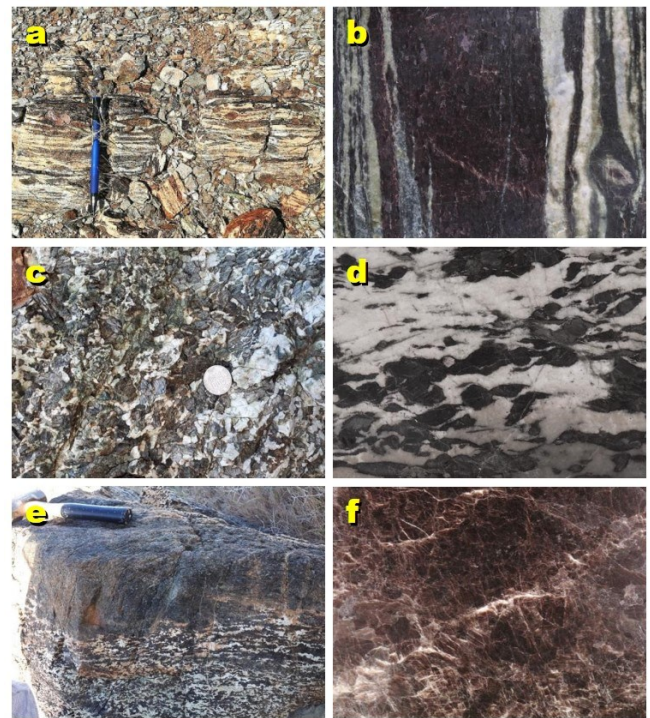


Figura 4. Afloramientos de metagabros: (a) diques alargados de metagabros con texturas bandeadas y augen por milonitización; (b) pulido de metagabro bandeado con textura augen y predominio de bandas melanocráticas de hasta 3 cm de espesor; (c) metagabros con textura flameada irregular y porfidoblastos de enstatita alterándose a serpentinas; (d) metagabro con matriz leucocrática de plagioclasa y porfidoblastos de piroxenos y anfíboles; (e) variación de grados de diferenciación magmática de niveles gabropiroxénicos a metagabros con leve serpentinización; (f) pulido de gabropiroxenita en donde se evidencian cristales de piroxenos muy fracturados.

4.1.4. Basaltos

En todo el complejo máfico-ultramáfico del Cabo de La Vela se presentan intrusiones de diques basálticos heterogéneos, de color negro a gris verdoso, con una leve orientación NE-SW (Figura 5a). Algunos de estos diques se extienden hasta aflorar sobre el mar (Figura 5b). Localmente, cerca del cerro Pílon de Azúcar, los diques de composición máfica (basáltica) cortan las unidades ultramáficas serpentinizadas, los gabros y los metagabros. Presentan espesores que varían entre 7 y 30 m y, a su vez, han sido afectados por una nueva etapa de serpentización debido a la interacción con los cuerpos circundantes. Su textura cristalina masiva está cortada por venas de serpentina fibrosa y, en algunos casos, exhibe textura en malla (Figura 5c). En ciertas zonas, la serpentización deja fragmentos de xenolitos de la roca encajante embebidos en una matriz de serpentina (Figura 5d).

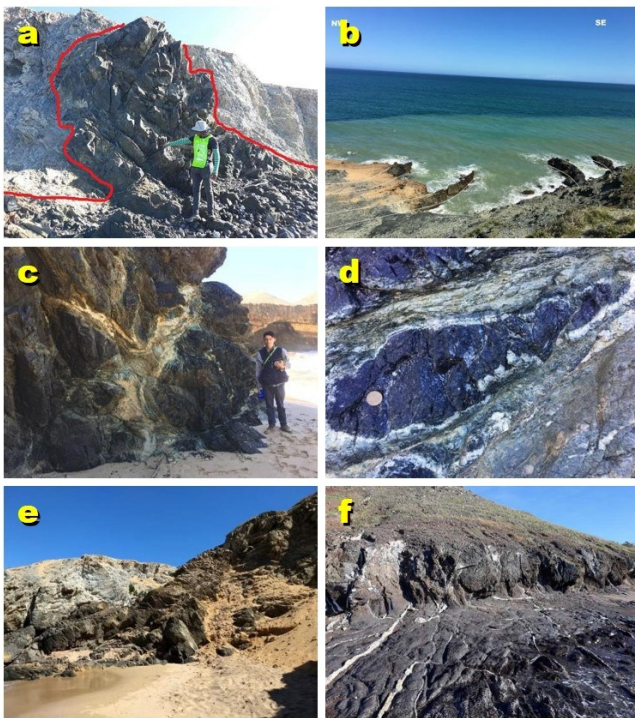


Figura 5. Afloramientos de basaltos: (a) diques basálticos cortando serpentinitas; (b) diques basálticos extendidos al mar; (c) serpentización de basaltos; (d) xenolitos de basalto embebidos en serpentina; (e) dique basáltico espilitizado; (f) lavas basálticas con intenso hidrotermalismo de venas de calcedonia, carbonatos y serpentina.

Uno de estos diques basálticos se encuentra espilitizado, con dimensiones de 30 m de espesor por 80 m de largo. Presenta cristales muy finos, masivos, de color negro a pardo en las zonas más expuestas, y no se observa alteración por serpentización ni corta las secuencias sedimentarias. Este dique está subordinado a la falla Cerro Pílon de Azúcar, emplazándose en ella y entrando en contacto con las rocas máficas y ultramáficas serpentinizadas (Figura 5e). Cerca de la punta Ojo de Agua afloran extensas intrusiones de lavas basálticas, las cuales han sido cortadas por varias generaciones de venas hidrotermales de calcedonia,

carbonatos y serpentina. Estas venas alcanzan espesores superiores a 10 cm, presentan una orientación coherente y son producto de los múltiples fluidos hidrotermales que afectaron al complejo (Figura 5f).

4.1.5. Diques andesíticos

En la sección comprendida entre la punta Ojo de Agua y la punta Epirop se encuentra una intrusión de un dique de composición andesítica que corta las unidades de serpentinitas, gabros y los metagabros, por consiguiente, su intrusión fue posterior a todas ellas. El dique se observa en el interior de una gran cárcava, muy fracturado y meteorizado con dirección NE-SW (Figura 6a). Este cuerpo intrusivo afanítico es de color gris a negro claro, presenta finas vetillas interconectadas de plagioclasa con dimensiones de 3.5m de largo por 1m de ancho (Figura 6b).



Figura 6. (a) Dique andesítico muy fracturado. (b) Vetillas de plagioclasa interconectadas en dique andesítico.

4.1.6. Rodingitas

Las rodingitas presentan colores que varían de café claro a blanco, y su formación se asocia en el campo a alteraciones hidrotermales inducidas por fluidos carbonatados sobre diques gabroicos y hornblenditas en contacto con las serpentinitas. Este proceso de rodingitización se observa alrededor de intrusiones gabroicas emplazadas en los cuerpos serpentinizados. Una franja de color café oscuro en el contacto entre la intrusión de metagabro y la rodingita indica restos gabroicos, evidenciando la transición hacia la rodingitización, que se refleja en el cambio de coloración de café oscuro a café claro, la aparición de minerales ricos en calcio como granates y piroxenos metasomáticos, y la presencia de venas de carbonatos y calcedonia (Figuras 7a-7b). Se observa que alrededor de las intrusiones gabroicas milonitizadas se desarrolla rodingitización, generando dentro de estos gabros cuerpos metasomáticos masivos, irregulares, en forma de vainas o “budines”, con texturas en malla de venas de carbonatos, calcedonia y serpentina (Figura 7c), resultado de las distintas etapas de fluidos hidrotermales que aprovecharon el intenso fracturamiento de las rocas. Paralelamente, la rodingitización produjo enjambres de diques gabroicos con múltiples venillas de calcedonia y carbonatos, mostrando intenso craquelado, replegamiento y fallamiento (Figura 7d). Por otro lado, algunas hornblenditas presentan rodingitización en curso, evidenciada principalmente por la aparición de granate rosado (Figura

7e). Las masas rodingitizadas dentro de estas hornblenditas se disponen en bandas de color rosado y se extienden por varios metros (Figura 7f). Generalmente, en el contacto entre la serpentinita y la hornblendita rodingitizada se forma una zona de $Srp + Chl$, que constituye una transición producto del metasomatismo.



Figura 7. Afloramientos de rodingitas: (a) transición de gabros serpentinizados a rodingitas, marcada por precipitación de minerales ricos en Ca; (b) rodingita con intenso metasomatismo cálcico, matriz metasomática de carbonatos con finas vetillas de carbonatos o calcedonia; (c) vainas de rodingita con intenso vetilleo en malla de carbonatos y calcedonia; (d) relación de masas rodingitizadas dentro de enjambres de diques gabroicos con intenso craquelado, replegamiento, fallamiento y vetillas de carbonatos y calcedonia; (e) aparición de zonas de granate rosado dentro de hornblenditas; (f) extensión de bandas orientadas en una dirección de granate dentro de hornblenditas.

4.2. Petrografía

4.2.1. Rodingitas

Mediante el análisis petrográfico se observaron rodingitas provenientes de protolito gabroico y de hornblendita en diferentes etapas metasomáticas, que permitieron la formación de rocas de transición como lo menciona Weber et al. [33]. El ensamblaje mineral en las rodingitas de protolito gabroico es $Cb + Grt + Srp + Ol + Idd + Cpx + En + Spl$ con interacción de fluidos hidrotermales silicatados en forma de calcedonia en las rocas de transición, es decir, en las etapas metasomáticas más tempranas. Presenta lentes con una textura pseudomorfa tipo mesh de una masa metasomática posiblemente compuesta de granate masivo y titanita, que le dan cierto grado de isotropía, esta masa rodea a individuos de granate craquelado y a su vez está englobada por bordes de

carbonatos y serpentina (Figura 8a). El carbonato se presenta en tres formas diferentes, en agregados globulares estrellados y radiales rodeados de Fe hacia los bordes, los cuales se encuentran principalmente en la etapa de rodingitización temprana; también en individuos heterogéneos y subidiomorfos a xenomorfos en una matriz de serpentina y, además, se presenta en entramados de venas con bordes aserrados y regulares que atraviesan la matriz de serpentina y la iddingsita (Figura 8b). El granate se observa en dos tipos: masivo y craquelado, ambos rodeados de serpentina; el granate masivo de color intenso marrón oscuro-rojizo es levemente isotrópico en forma de lentes con textura tipo mesh, asimismo, presenta finos bordes de carbonatos y engloba a individuos subidiomorfos de granate craquelado café claro con mayor isotropía, que presenta hacia sus bordes individuos de piroxeno metasomático de tipo enstatita, idiomorfa de coloración parda (Figura 8c). Además, el clinopiroxeno también de origen metasomático es subidiomorfo de tipo augita con formas alargadas y coloración amarilla (Figura 8d). La serpentina se encuentra generalmente como matriz fina con textura entrelazada equigranular, y en menor grado con textura interpenetrativa de orientación aleatoria, en escasas ocasiones en forma de abanicos. También se encuentra en los bordes de la iddingsita y rodeando finamente las masas de agregados globulares de carbonato de calcio. Adicionalmente, donde hay menor rodingitización la serpentina presenta texturas pseudomorfas tipo mesh como resultado de la serpentización de olivinos, dando un característico aspecto de enrejado en los relictos de olivinos y de la iddingsita. El olivino se presenta en individuos recristalizados incoloros y subidiomorfos generalmente como relictos homogéneos poiquiloblásticos embebidos en una matriz de serpentina, en algunos casos se observa el estado de su fase inicial de iddingsitización. La iddingsita se encuentra como individuos subidiomorfos y heterogéneos de color café-marrón, conserva la forma del mineral inicial (olivino), en ocasiones estos individuos son cortados y presentan reemplazamiento por carbonato (Figura 8e). La calcedonia solo está presente en la etapa inicial de rodingitización de los gabros, generalmente forma venas con bandas concéntricas embebidas en la matriz de serpentina, en algunas secciones estas venas se encuentran en contacto con los agregados globulares de calcita y en ocasiones los atraviesa. También forma individuos xenomorfos a subidiomorfos dentro de las venas de carbonatos. Por otro lado, se observan precipitaciones de Fe de forma pervasiva en todas las rodingitas de protolito gabroico (Figura 8f), enmascarando los colores de interferencia de los minerales y concentrándose en las fracturas en forma de óxidos (magnetita), principalmente en vetillas alargadas en la matriz de serpentina, pero también como individuos heterogéneos, xenomorfos alineados en las fracturas de los agregados de carbonato de calcio y de forma aleatoria en los granates. Hay hornblenditas que están en el proceso de rodingitización, tienen un ensamblaje mineral $Hgr + Px + Hbl + Act + Prh + Chl$ con interacción de fluidos ricos en hierro y sílice. En este sentido son muy comunes las rocas de transición,

conservando aún escasos relictos de olivino. Las masas rodingitizadas dentro de las hornblenditas están orientadas en bandas y son de color rosado, presentan texturas granoblásticas y están compuestas principalmente por granate tipo hidrogrosularia y grosularia. La hidrogrosularia es anisotrópica generalmente poiquiloblástica, subidiomorfa a xenomorfa con algunos bordes redondeados. Presenta fracturas perpendiculares a la orientación de los minerales y se encuentra asociada a prehnita; por su parte la grosularia es isotrópica y se encuentra en las hornblenditas de transición asociada a una matriz de sílice amorfo. Anfíboles, piroxenos y olivinos se observan afectados por opaquización intensa, una alteración a minerales óxidos y también por el tectonismo algunos individuos están siendo reemplazados por sílice amorfa.

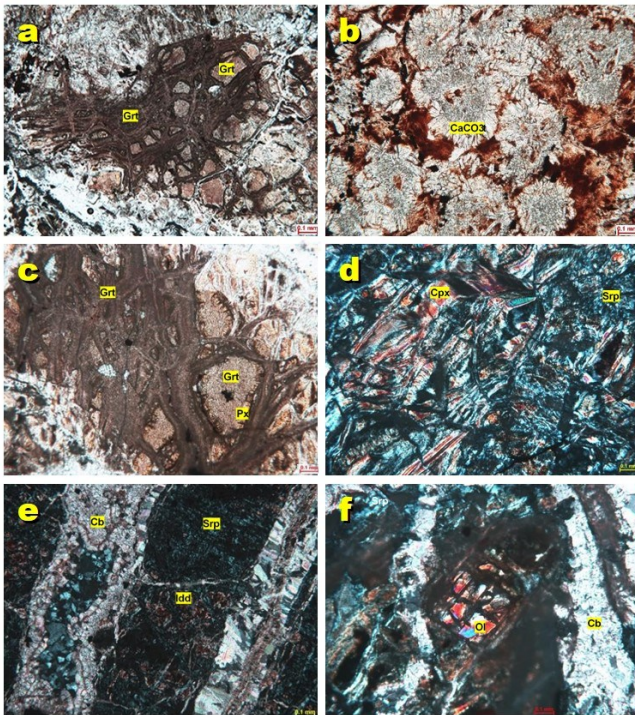


Figura 8. Fotomicrografías de texturas petrográficas de rodingita de protolito gabroico: (a) masa metasomática con textura mesh y con fragmentos craquelados en fase mineral de transición a granatepiroxenos en fragmentos craquelados dentro de masa metasomática (PPL; aumento 10x); (b) agregados radiales de calcita rodeados de hierro pervasivo óxica con textura mesh (PPL; aumento 20x); (c) bordes de reacción de mineral de transición a clinopiroxenos en matriz de serpentina (PPL; aumento 20x); (d) masa metasomática en fase (XPL; aumento 10x); (e) venas de carbonatos cortando serpentina e iddingsita (XPL; aumento 10x); (f) relictos de olivino rodeados de hierro pervasivo y venas de carbonatos en matriz de serpentina (XPL; aumento 20x).

Los clinopiroxenos por su parte presentan micropliegues bien desarrollados y están recrystalizados. La hornblenda marrón es metasomática se encuentra en bandas, presenta márgenes de pargasita verde-azulada, muchos de sus individuos están muy tectonizados, en algunos casos en forma de budinaje. La prehnita es intersticial entre los cristales de granate, se presenta en gavilla y en forma de

parajirita, está asociada a la sílice amorfa y a la hidrogrosularia. La clorita es amarilla se presenta intersticial entre los individuos de hidrogrosularia y clinopiroxenos, como vetillas en las fracturas de estos últimos y también está en compañía de hierro en venas de hasta 2 mm de ancho que atraviesan los porfidoblastos de piroxeno; a su alrededor se forman pequeñas agujas verdes de actinolita metasomática orientadas con la dirección de flujo penetrante.

4.2.2. Serpentinitas y rocas ultramáficas asociadas

El análisis microscópico muestra que principalmente presentan texturas pseudomorfas tipo “mesh” (Figura 9a), reemplazando los minerales originales y formando redes entrelazadas de serpentinas en los relictos de piroxenos y anfíboles, en ocasiones la serpentina y tremolita se alteran a talco (Figura 9b). También hay texturas no pseudomorfas interpenetrativas, inequigranulares, los individuos de serpentina alargados varían su orientación de aleatoria a paralela; de igual forma la textura entrelazada rodea las bastitas de piroxenos y está presente en menor grado. Las serpentinas se presentan especialmente en habito fibroso y masivo, con colores de interferencia de primer orden en una gama de blanco, gris a negro. Algunos blastos de serpentina tienen colores de interferencia azul y marrón claro anómalos (Figura 9c). Los relictos son cristales principalmente de enstatita (bastita), comúnmente presentan inclusiones de minerales óxidos y son cortados por venas de carbonatos o serpentina que cristalizan como consecuencia de la alta deformación. En algunas serpentinitas se conservan relictos de olivino en forma de iddingsita, esta alteración hidrotermal se da en individuos de olivinos recrystalizados más resistentes a la serpentinización. Las serpentinitas presentan otros minerales locales como espinela cromada isotrópica con tonalidades rojo oscuro hacia el centro. Por otra parte, se pueden identificar individuos de cromita subidiomorfos inequigranulares distribuidos de forma heterogénea, también venas de crisotilo y carbonatos que atraviesan las demás serpentinas y bastitas. La peridotita parcialmente serpentinizada (Figura 9d) conserva en mayor grado sus texturas y composiciones primarias, con una mayor proporción de minerales iniciales. Los relictos de olivino primario presentan bordes de reacción, son subidiomorfos y están fracturados, con venas de serpentinas y en menor proporción serpentina con textura interpenetrativa. Los cristales de ortopiroxeno (enstatita) son subidiomorfos de prismas cortos y homogéneos. Se evidencian minerales opacos xenomorfos a subidiomorfos de geometría alargada que rellenan en algunas partes las fracturas producidas por la alteración. La hiperstena se encuentra como inclusiones en toda la roca. También se encuentran bastitas con lamelas de exsolución característico de un intercrecimiento mineral.

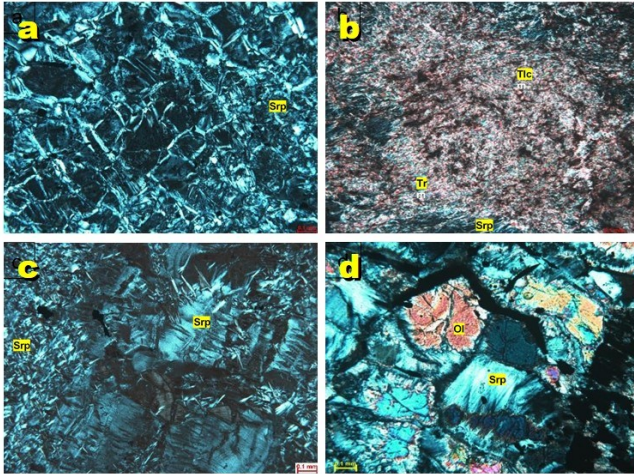


Figura 9. Fotomicrografías que muestran texturas petrográficas en serpentinita y peridotita: (a) textura tipo mesh en serpentinita (XPL; aumento 10x); (b) serpentinita y tremolita alterándose a talco (XPL; aumento 10x); (c) colores marrón anómalos en serpentinita por presencia de brucita (XPL; aumento 10x); (d) olivinos alterándose a serpentinita (XPL; aumento 10x).

Las peridotitas presentan un leve grado de orientación en sus minerales melanocráticos (Figura 10a) y muy escasa serpentinitización. Entre ellas la peridotita con hornblenda y piroxeno con textura poiquiloblástica, presenta hornblenda de color marrón, son levemente pleocroicas y por uralitización se evidencia una amplia zonación heterogénea verde azulada de pargasita, generalmente hacia sus bordes y en casi la totalidad de sus individuos. La pargasita habitualmente se observa como agregados fibrosocolumnares y escasamente en forma de rombos perfectos. Algunos individuos de pargasita conservan núcleos de hornblendas bien definidos. Esta zonación de pargasita se observa en diferentes grados en las hornblendas de todas las peridotitas (Figura 10b). Los olivinos son ligeramente coloreados, pleocroicos en diferentes tonos, altamente fracturados, con bordes de reacción formando halos pleocroicos cuando están en contacto con hornblenda, clinopiroxeno y la matriz de plagioclasa, esta última se encuentra sericitizada en su mayoría, pero aún se pueden evidenciar individuos de formas subhedrales con macla polisintética, asimismo individuos aciculares de orientación aleatoria de silimanita. Los clinopiroxenos son subidiomorfos y presentan lamelas de exsolución e inclusiones de hornblenda y tremolita, en menor proporción hay opacos incluidos en las hornblendas y clinopiroxenos. Olivino, hornblenda y piroxeno se encuentran levemente diferenciados con la plagioclasa-sericitizada. Las piroxenitas con hornblenda y olivino (Figura 10c) están compuestas por hornblenda subidiomorfa de color marrón claro con márgenes de pargasita verde-azulada principalmente hacia los bordes. La actinolita de color verde en forma de agujas largas en una matriz de sílice amorfo. Los piroxenos son de grano grueso están crenulados y fracturados, rodeados por olivino y hornblenda; presentan intercrecimiento con la hornblenda. El granate es de tipo hidrogrosularia,

heterogéneo, subidiomorfo a xenomorfo en matriz de sílice amorfo y asociado a clorita como mineral accesorio. El olivino es subidiomorfo de grano medio a fino se encuentra muy fracturado y principalmente rodeando a los piroxenos. Se identificaron hornblenditas granatíferas, piroxénicas y con piroxeno y olivino. En general el ensamblaje mineral de estas rocas es Hbl + Grt + Px + Ol + Qz + Act y su contenido varía en menor o mayor proporción, además, comúnmente se encuentra Chl como mineral accesorio. Las hornblenditas son de grano medio a grueso y están compuestas principalmente por anfíbol (Figura 10d) de tipo hornblenda y granate; en menor grado olivino, piroxenos, actinolita y sílice amorfo, como minerales accesorios hay clorita y circón. Presentan deformación en varios grados, algunas tienen texturas bandeadas, otras están tan altamente tectonizadas que algunos de sus individuos de anfíbol se encuentran triturados y en forma de finos hilos, además presentan un reemplazamiento de hornblenda a sílice amorfo. La hornblenda se encuentra en un bandeamiento diferenciada del granate. Generalmente son individuos tabulares subidiomorfos de color marrón claro pleocroicos con un margen de pargasita verde-azulada deutérica. El granate es incoloro de tipo hidrogrosularia, se presenta principalmente subidiomorfo y heterogéneo con gran cantidad de microinclusiones que le dan un aspecto terroso en la mayoría de sus individuos, éstos se encuentran en bandas que varían de finas a gruesas, embebidos en una matriz de sílice amorfo y acompañados de clorita fibrosa. El olivino se presenta en individuos idiomorfos a subidiomorfos altamente fracturados, orientados localmente en bandas junto a los piroxenos y en algunos casos como contacto entre éstos y la hornblenda, también hay olivinos incluidos en algunas hornblendas. Por otra parte, se observan individuos verdes pleocroicos de prismas columnares alargados que corresponden a actinolita metasomática y se encuentran en una matriz de sílice amorfo. Este último en general es fibroso con extinción ondulante y se encuentra asociado al granate y la actinolita. Además, está deformado y reemplazando a muchos individuos de hornblenda (Figura 10e). Los cristales de clinopiroxeno se encuentran levemente crenulados, son más abundantes que los ortopiroxenos, en general ambos son prismáticos subidiomorfos y están rodeados por los olivinos. Son comunes los fenocristales de clinopiroxenos por recristalización alcanzando tamaños > 1cm y a su vez generando entrecrecimientos con la hornblenda. Algunos individuos de piroxenos se encuentran levemente serpentinizados y cloritizados. La clorita es fibrosa con pleocroismo de verde claro a oscuro, se presenta intersticial entre los individuos de granate. El circón es incoloro de relieve extremo y aparece como microinclusiones en la sílice amorfa. Los piroxenos, al igual que los anfíboles y olivinos se encuentran afectados por opaquización (Figura 10f), ambos se encuentran distribuidos en muy finas bandas orientadas, son xenomorfos y su alteración a minerales de óxidos ocurre en diferentes grados lo que les da una coloración oscura de aspecto terroso, además sus colores de interferencia se observan enmascarados por partes u

opaquizados; asimismo, algunos individuos están siendo reemplazados por sílice amorfo. Se evidencian varias generaciones de metasomatismo, recristalización y reemplazamiento. Estas rocas han sido afectadas por la rodingitización, formando dentro de las hornblenditas y peridotitas circundantes zonas donde progresivamente se desarrollan masas rodingitizadas generalmente en bandas de color rosado con un ensamblaje mineral característico Hgr + Px + Hbl + Act + Prh + Chl y una interacción hidrotermal marcada por fluidos ricos en hierro y sílice.

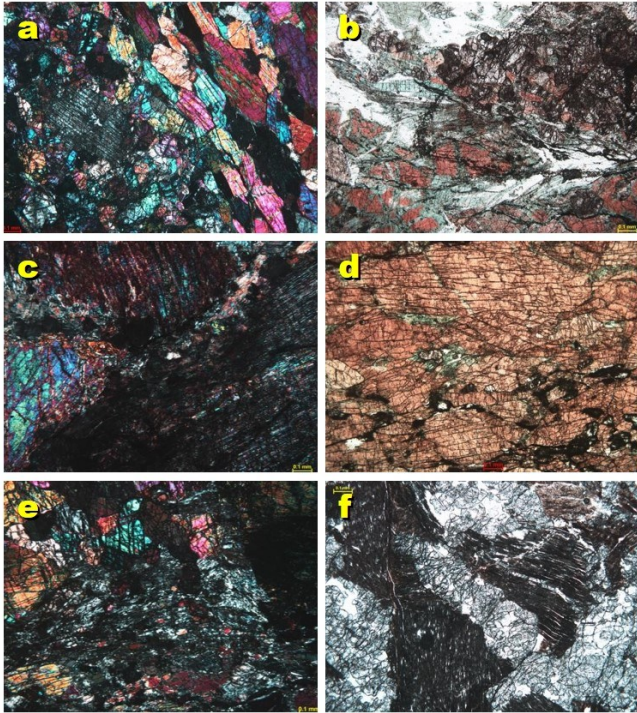


Figura 10. Fotomicrografías que muestran texturas petrográficas en serpentinita y peridotite: excepto d y e son tomadas en luz plana: (a) minerales melanocráticos con leve orientación en peridotita (XPL, aumento 4x); (b) hornblenda marrón con zonación de pargasita verde-azulada (PPL, aumento 4x); (c) clinopiroxeno con hornblenda zonada por uralitización en piroxenita (XPL, aumento 4x); (d) hornblenda orientada con zonaciones de pargasita en hornblendita (PPL, aumento 4x); (e) olivino muy fracturado y hornblenda reemplazada por sílice en hornblendita (XPL, aumento 4x); (f) piroxenos opaquizados y granate hidrogrosularia (PPL, aumento 4x).

4.2.3 Metagabros

El análisis petrográfico muestra diversas texturas, generalmente holocristalina e inequigranular seriada, localmente en bandas se observan individuos equigranulares, también textura cataclástica y gráfica. Los minerales principales son piroxenos, anfíboles y plagioclasa, en menor grado clorita, serpentina y óxidos. Generalmente los metagabros presentan cristales de grano fino con porfidoblastos de enstatita de grano grueso, en ocasiones afectados por augita. Los ortopiroxenos son de tipo enstatita, son individuos de coloración oscura, inequigranulares y subidiomorfos que alcanzan tamaños mayores a 1mm debido a la recristalización. Están distribuidos heterogéneamente

como porfidoblastos con coronas de reacción de clinopiroxeno, hiperstena y anfíbol (Figura 11a). Presenta lamelas de exsolución de clinopiroxeno y pequeñas agujas de augita de color castaño distribuidas uniformemente por todo el mineral. Se encuentra fuertemente fracturado y algunos individuos presentan micropliegues o crenulación como consecuencia del alto tectonismo de la zona (Figura 11b). También se presentan individuos de hiperstena de color café, con pleocroísmo, equigranulares, subidiomorfos, alrededor de los porfidoblastos de enstatita como producto de una corona de reacción, en la cual están en contacto con clinopiroxenos y anfíboles. Los clinopiroxenos son de tipo augita, individuos incoloros equigranulares y subidiomorfos, de forma prismática con colores de interferencia de hasta segundo orden, algunos individuos presentan halos pleocroicos. Este mineral se encuentra generalmente en contacto con hiperstena y anfíboles en una corona de reacción producida por los porfidoblastos de enstatita, en ocasiones está incluido en la enstatita en forma de lamelas de exsolución y con maclado simple. También se presenta en porfidoblastos con lamelas de exsolución de ortopiroxeno mostrando el caso invertido (Figura 11c). La plagioclasa generalmente se presenta como matriz en la roca, sus individuos están distribuidos homogéneamente, son incoloros principalmente inequigranulares, y en algunas secciones equigranulares, son xenomorfos a subidiomorfos. Algunos individuos presentan macla polisintética bien definida. La plagioclasa se altera principalmente a sericita en diferentes grados, en menor proporción se altera a saussurita. Está en contacto con los anfíboles y los piroxenos. Los anfíboles son de tipo hornblenda y tremolita. Los individuos de hornblenda son de color amarillo oscuro a café claro, pleocroicos, subidiomorfos a xenomorfos, equigranulares. Este mineral se encuentra de dos formas, en bandas delgadas en conjunto con augita (Figura 11d) y en contacto con la hiperstena y clinopiroxenos alrededor de los porfidoblastos de enstatita en una corona de reacción. Por su parte la tremolita es incolora, inequigranular, y tiene extinción oblicua. Debido al fracturamiento, los individuos de tremolita se presentan triturados entre los piroxenos y hornblenda. Se observa que estas rocas tienen bajo grado de serpentinitización. La serpentina se forma por la alteración del clinopiroxeno y la hornblenda, pero en partes muy pequeñas, es incolora y xenomorfa. La clorita es incolora y se presenta como alteración de los anfíboles. Los óxidos son individuos muy pequeños subidiomorfos, heteroblásticos de geometrías alargadas y cúbicas, se presentan en pequeña proporción distribuidos homogéneamente, generalmente incluyen a los piroxenos y plagioclasa. Hay una marcada separación de los minerales en esta unidad, hacia la parte superior aparecen niveles con mayor contenido de minerales máficos principalmente piroxenos denominados gabropiroxenitas. Estos niveles máficos se caracterizan por la disminución significativa de plagioclasa y el aumento de clinopiroxenos tipo augita y diópsido, y en menor grado anfíboles de tipo tremolita. Los individuos de diópsido son incoloros con una distribución homogénea, con cristales prismáticos alargados

subhedral, con un tamaño de grano medio de 1,6mm, en algunos individuos se logra identificar una macla simple y zonación (Figuras 11e-11f), se presentan lamelas de exsolución entre el diópsido y la tremolita. Esta última se observa como individuos incoloros con una distribución homogénea, en forma de prismas cortos, idiomorfos tabulares, con un tamaño promedio de grano medio de 1,3mm, presenta secciones en forma de diamante, con halos pleocroicos, este individuo está en contacto con el diópsido. También se presenta intersticial entre los cristales de diópsido. Otra generación de tremolita se observa como una masa de color verde claro a incoloro, el tamaño de los cristales es de grano fino, de aspecto triturado con forma de agujas muy pequeñas o prismas finos anhedral, este tipo de tremolita se dio posiblemente por el cizallamiento en la zona. Además, la tremolita está intercrecida con el diópsido a través de las lamelas de exsolución.

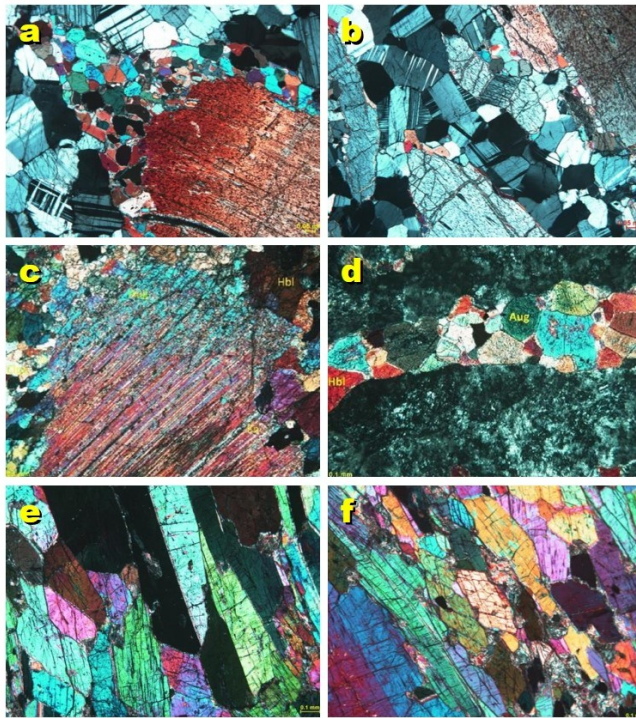


Figura 11. Fotomicrografías que muestran texturas petrográficas en metagabros y gabropiroxenitas: (a) enstatita con corona de reacción de clinopiroxeno, hiperstena, hornblenda y plagioclasa en metagabroenstatita y corona de reacción de hornblenda en metagabro (XPL, aumento 4x); (b) enstatita con micropliegues y plagioclasa en metagabro (XPL, aumento 4x); (c) augita con lamelas de textura de budinaje en exsolución de metagabro (XPL, aumento 10x); (d) hornblenda y augita (XPL, aumento 4x); (e) diópsido con macla simple y tremolita en gabropiroxenita (XPL, aumento 4x); (f) diópsido con zonación y tremolita en gabro piroxenita (XPL, aumento 4x).

4.2.4 Rocas máficas y espilitas

El análisis petrográfico evidenció que los gabros están conformados esencialmente por hornblenda, augita, plagioclasa y clorita (Figura 12a). Estas rocas presentan intensa fracturación y textura inequigranular. La augita es

incolora, con cristales subhedral y heterogéneos en las secciones basales, muy fracturados y zonados debido a la formación de hornblenda por uralitización. La hornblenda es pleocroica, con tonos marrón, cristales prismáticos subhedral y secciones basales anhedral, mostrando halos pleocroicos pronunciados; además, reemplaza parcialmente a la plagioclasa mediante albitización. La plagioclasa es incolora, anhedral y principalmente alterada a sericita, distribuyéndose homogéneamente; en algunos cristales se observa macla polisintética de albita, la cual se forma como reemplazo tras la disolución de la hornblenda (Figura 12b). La clorita es un mineral secundario, presente como individuos xenomorfos en la matriz de plagioclasa. Por otro lado, la roca basáltica espilitizada está compuesta principalmente por albita, augita y epidota, acompañadas de minerales secundarios como clorita, laumontita, prehnita y pumpellyita (Figura 12c). Presenta textura principalmente lepidogranoblástica, y en algunas zonas poiquiloblástica. La plagioclasa es de variedad albita, incolora, inequigranular e idiomorfa a subidiomorfa, distribuyéndose homogéneamente como matriz de la roca, con textura hipersolvus. La augita se observa como cristales idiomorfos muy finos, de color café claro a marrón, con pleocroísmo verde. La epidota, característica de alteraciones hidrotermales en venas o cavidades, se presenta como cristales incoloros, con pleocroísmo amarillo, en prismas cortos y largos, idiomorfos a subidiomorfos inequigranulares; en ocasiones, se disponen de manera decusada sobre la albita. La clorita es subidiomorfa, incolora a verde claro, presente en la matriz de plagioclasa. La prehnita es incolora, subidiomorfa y se encuentra como agregados radiales, con leve alteración a clorita en algunos cristales (Figura 12d). La pumpellyita es incolora a gris, con interferencias de primer orden rojo a segundo orden azul, presentándose como prismas subidiomorfos muy finos. Finalmente, la laumontita es incolora, en forma de prismas aciculares muy finos, generalmente como inclusiones en la albita (Figuras 12e-12f).

4.2.5 Diques andesíticos

El análisis petrográfico muestra que este cuerpo intrusivo afanítico, de color gris, presenta textura equigranular seriada y está compuesto por plagioclasa, hornblenda, ferroactinolita y, en menor proporción, esfena (Figura 13). La plagioclasa se observa como cristales incoloros, homogéneos, subhedral a anhedral; algunos presentan macla polisintética y una pequeña porción está alterada a sericita. Este mineral se distribuye homogéneamente, formando la matriz de la roca. La hornblenda es de color café, con pleocroísmo, homogénea, y se presenta como cristales euhedral a subhedral, generalmente con forma de diamante en sección típica de anfíbol. Algunos cristales muestran alteración a ferroactinolita por efecto hidrotermal. La ferroactinolita es de color verde, con pleocroísmo, cristales subhedral y homogéneos, prismáticos irregulares, y también se encuentra en los márgenes de los cristales de hornblenda.

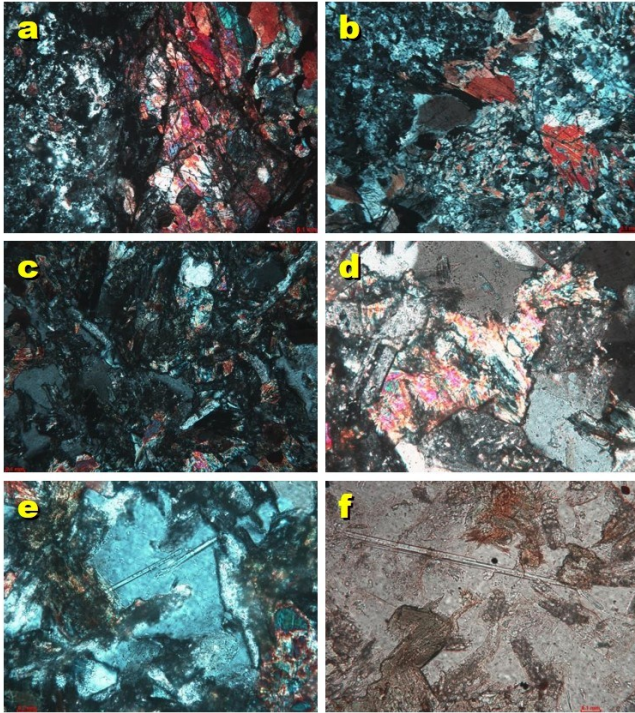


Figura 12. Fotomicrografías que muestran texturas petrográficas en gabros, basaltos y espilitas: (a) hornblenda por uralización de augita y plagioclasa sericitizada en gabro (XPL, aumento 4x); (b) hornblenda con márgenes de pargasita disolviéndose y formando plagioclasa en gabro (XPL, aumento 4x); (c) prehnita en gavilla, pumpellyita, epidota, augita y matriz de albita en espilita (XPL, aumento 20x); (d) prehnita en pajarita por alteración de matriz de plagioclasa en espilita (XPL, aumento 40x); (e) laumontita y plagioclasa en espilita (XPL, aumento 40x); (f) laumontita y plagioclasa en espilita (PPL, aumento 40x).

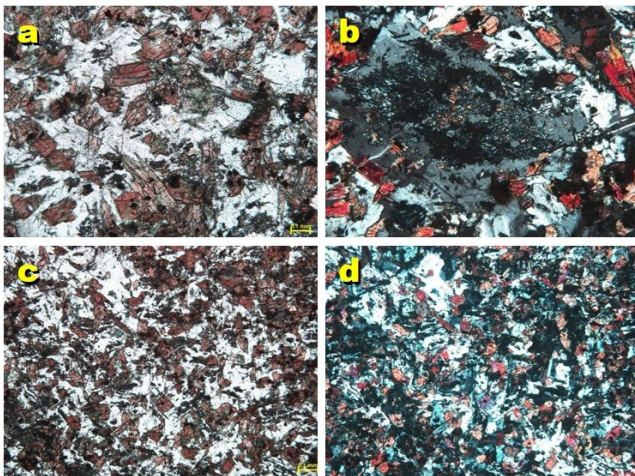


Figura 13. Fotomicrografías que muestran texturas petrográficas en diques andesíticos: a y c son tomadas en luz plana, b y d en luz transmitida: (a) hornblenda alterándose a ferroactinolita y matriz de plagioclasa (PPL, aumento 10x); (b) plagioclasa alterándose a saussurita y hornblenda subidiomorfa (XPL, aumento 10x); (c)-(d) hornblenda alterándose a ferroactinolita, matriz de plagioclasa y esfena en menor grado (PPL-XPL, aumento 4x).

4.3. Química mineral

4.3.1. Carbonato de calcio

La calcita es el mineral rico en calcio más abundante en las rodingitas con Ca de 44.96-52.11 wt%. Se presenta masiva, en agregados cristalinos romboédricos moderadamente fracturados. Y en venas con bordes aserrados (Figura 14a). Contiene en menor proporción contenidos de Y, Si y Mg (1.01-1.28 wt%).

4.3.2. Espinela rica en cromo

Es un mineral accesorio en las rodingitas, se presenta en cristales idiomorfos a subidiomorfos de caras triangulares con lados de 25 μm aproximadamente (Figura 14b). Su contenido de hierro varía de 15.07-17.53 wt%, de aluminio de 17.91-22.00 wt% y de cromo de 16.86-22.73 wt%. También en menor grado contiene magnesio que varía entre 7.10 y 8.22 wt% y carbono entre 4.88 y 12.37 wt%.

4.3.3. Clinopiroxenos

Los clinopiroxenos son subidiomorfos ricos en hierro de 40 μm de largo aproximadamente y presentan hábito fibroso (Figura 14c). Su contenido de hierro varía de 19.16-24.31 wt%. Adicionalmente, en menor proporción contiene magnesio que varía de 4.49-7.97 wt%, carbono de 3.17-4.29 wt% y calcio de 2.76 wt%.

4.3.4. Ortopiroxenos

Los ortopiroxenos son de variedad enstatita se caracterizan por su estructura laminar y forman cristales idiomorfos a subidiomorfos de 40 a 50 μm de largo (Figura 14d). Su contenido de magnesio es de 19,14 wt%. En menor porcentaje presentan hierro 7,71 wt% y carbono 6,07 wt%.

4.3.5. Serpentinás

Por medio de este análisis fue posible observar las características morfológicas que constituyen a las serpentinás que se encuentran en las venas de calcedonia y carbonatos. La serpentina se presenta en tres variedades de polimorfos: antigorita, crisotilo y lizardita (Figura 14e). Individuos de estructura fibrosa y ondulada de hasta más de 100 μm corresponden a antigorita. El crisotilo se observa como individuos de finas fibras o agujas alargadas y tubulares de aspecto asbestiforme y con orientación aleatoria. Los individuos de estructura plano laminar corresponden a lizardita y alcanzan hasta 30 μm de largo.

4.3.6. Masas metasomáticas y fragmentos craquelados isotrópicos

Se identificaron dos posibles tipos de granates. La masa metasomática en textura tipo mesh (Figura 14f) presenta altos

contenidos en O (28.82 wt%), Si (26.60 wt%), Mg (22.55 wt%), en menor grado C (13.61 wt%) y Fe (5.54 wt%), adicionalmente bajos contenidos de múltiples elementos Ca, Na, Ni, Cl, Al, K y Mn, indicando que es una mezcla metasomática de silicato de magnesio y carbonato enriquecida en varios elementos. Los fragmentos craquelados con isotropía moderada presentan altos contenidos de Si (29.15 wt%), O (23.33 wt%), C (19.93 wt%), en menor grado Fe (13.56 wt%) y Mg (10.65 wt%), adicionalmente bajos contenidos de Ni, Ca, Al, Cl, y S, esta composición poco clara, deja en evidencia el intenso metasomatismo de estas rocas. Se puede observar la clara disminución del magnesio y el aumento del Fe de la masa metasomática al fragmento craquelado. Este análisis también muestra una fase mineral de cromita.

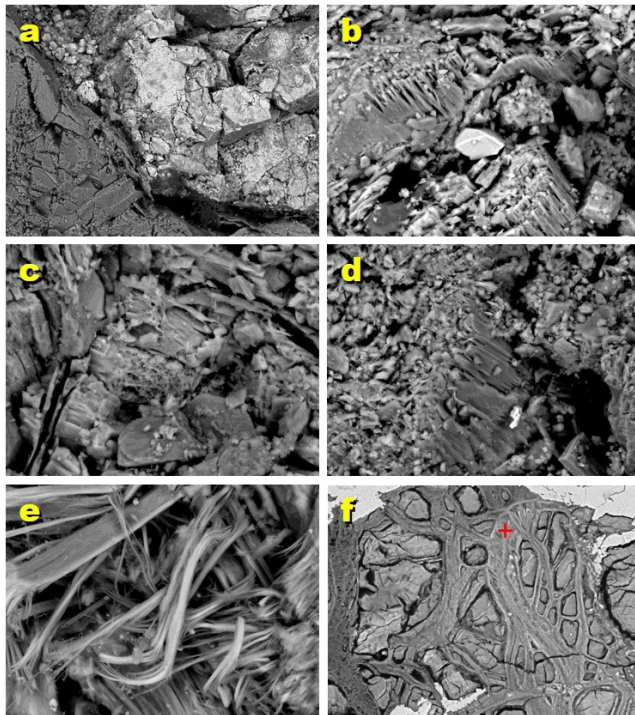
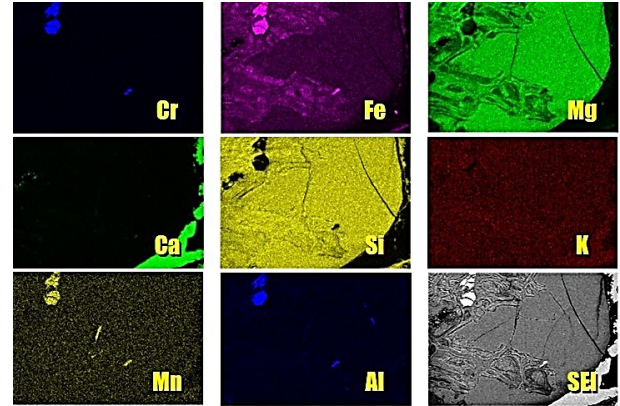
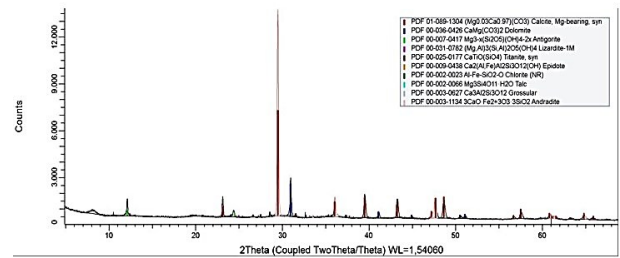


Figura 14. Imágenes de electrones retardispersados de las estructuras minerales en rodingitas: (a) calcita en rodingita; (b) espinela cromada en rodingita; (c) clinopiroxeno en rodingita; (d) enstatita en rodingita; (e) antigorita en vena carbonatada y silicatada; (f) masa metasomática en fase mineral de transición en rodingita.

Mediante mapas composicionales se evidenció la composición química anterior y no se identificaron zonaciones minerales en estas fases metasomáticas (Figura 15a). Por medio del espectro de rayos x se evidenciaron fases minerales adicionales no observadas en el análisis microscópico para la muestra de rodingita (Figura 15b). Se identificaron partículas minerales de andradita y grosularia, también de epidota, titanita, escapolita, talco y clorita.



a



b

Figura 15. (a) Mapa composicional de rodingitas obtenido por microscopía electrónica de barrido. Se observan contenidos significativos de Mg en la masa metasomática y de Fe en los fragmentos craquelados. (b)

Difractograma de rayos X de rodingita. Se evidencia la presencia de partículas de andradita, grosularia, epidota y titanita no identificadas en la petrografía.

4.3.6. Otros minerales

Mediante microscopía electrónica de barrido se identificó, tanto en las rodingitas como en las venas de calcedonia, la presencia de sales, dolomita y periclasa. Los individuos masivos y cúbicos, con aristas de hasta aproximadamente 10 μm , corresponden a halita, asociada frecuentemente a dolomita y serpentina. La dolomita se caracteriza por cristales con hábito y exfoliación romboédrica, con contenido de calcio entre 23.85 y 30.59 wt% y de magnesio entre 16.48 y 19.91 wt%; en menor proporción contiene carbono (6.65-10.15 wt%) y silicio (1.79-10.23 wt%). El óxido de magnesio se presenta como periclasa, en individuos granulares finos, algunos con formas octaédricas, con contenido de Mg entre 37.50 y 44.32 wt%, y pequeñas cantidades de C (5.06-7.54 wt%), Si (0.20-6.01 wt%), Ca (1.76-3.38 wt%) y Cl (0.93-1.52 wt%). Individuos de cromita se evidenciaron en las venas carbonatadas y silicatadas. Asimismo, se identificaron cristales con alto contenido de hierro (48.94-66.68 wt%), que, por su morfología dodecaédrica, corresponden probablemente a magnetita.

4.4. Química de roca total

Se analizaron dos muestras representativas con geoquímica de roca total, una de serpentinita y una de rodingita y los resultados se presentan en la Tabla 1. La muestra de rodingita tiene valores más altos de LOI 37.7 wt%, que la serpentinita 13.50 wt%.

Tabla 1. Elementos mayores y elementos traza por ICP-MS.

Elementos mayores													
Elemento	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	SrO	BaO
Rodingita	14,4	0,57	4,38	31,3	10,65	0,81	0,08	0,187	0,01	0,07	0,03	0,02	<0,01
Serpentinita	39,8	0,83	6,87	0,09	37,1	0,15	0,05	0,35	0,03	0,1	0,01	<0,01	<0,01

Elementos traza														
Elemento	Ba	Ce	Cr	Cs	Dy	Er	Eu	Ga	Gd	Hf	Ho	La	Lu	Sc
Rodingita	10,2	0,2	1490	0,01	0,38	0,26	0,1	1	0,56	<0,1	0,09	0,9	0,04	5
Serpentinita	6	0,3	2620	0,03	0,12	0,04	<0,02	2,3	0,08	<0,1	0,02	0,2	0,01	9

Elemento	Nb	Nd	Pr	Rb	Sm	Sr	Ta	Tb	Th	Tm	U	V	Zn
Rodingita	<0,1	1,5	0,27	<0,2	0,37	<1	192	0,1	0,08	<0,05	0,07	0,41	39
Serpentinita	<0,1	0,1	0,03	<0,2	0,12	<1	3,1	<0,1	0,02	<0,05	0,03	<0,05	44

Elemento	W	Y	Yb	Zr	Ag	As	Cd	Co	Cu	Li	Mo	Ni	Pb	Tl
Rodingita	2	3,5	0,25	3	<0,5	<5	<0,5	55	3	<10	<1	1075	2	<10
Serpentinita	3	0,6	0,04	3	<0,5	<5	<0,5	97	6	<10	<1	2240	<2	<10

4.4.1. Rodingitas

La muestra analizada es evidentemente rica en CaO (31.3% en peso) típico de las rodingitas, lo que se confirma por su abundancia en calcita, carbonatos y granate. Tiene valores de SiO₂ de 14.40% en peso y MgO 10.65% en peso lo que refleja la formación de minerales secundarios ricos en Mg, como enstatita. Contiene poco Al₂O₃ (0.51% de peso), Na₂O (0.81% de peso), Cr₂O₃ (0.187% de peso) y muy poco K₂O (0.08% de peso) y TiO₂ (0.01% de peso). Se realizó la comparación geoquímica con los datos reportados por Weber et al. [33] de los protolitos magmáticos y se presenta un claro enriquecimiento de CaO y un agotamiento de los contenidos de SiO₂ y Na₂O en las rodingitas. Figura 16c representa un diagrama ternario A-C-F con los datos de la rodingita y de los protolitos gabroicos y hornblenditas reportados por Weber et al. [33]. Se evidencia que la rodingita de este estudio se encuentra cerca del campo de rodingita definido por [49]; sin embargo, está más cerca del vértice C y también que una de las hornblenditas cae en el campo de las rodingitas. Por otra parte, se muestra que la relación A/C para los protolitos es mayor con respecto a F. La concentración de todos los elementos traza incompatibles es muy baja (<0.1 - <0.5 ppm), excepto en Y y Zr (3.0-3.5 ppm) respectivamente (Tabla 1). Por otro lado, se evidencian contenidos significativamente altos en los elementos Cr (1490 ppm) Ni (1075 ppm) y Sr (192 ppm). El diagrama de los patrones de elementos traza normalizados a manto primitivo [50] de la rodingita se muestra en la (Figura 16a). Hay anomalías positivas y negativas muy marcadas; los patrones de anomalías positivas se evidencian principalmente en U, Pb y Ta, en menor grado en Sr y Ba. Por otro lado, las anomalías negativas incluyen al Nb y Ce principalmente, y en menor grado a Th, Pr y Rb. Los patrones de REE normalizados a condrita con valores de [51] se muestran en la (Figura 16b). En general tienen concentraciones bajas y patrones con una tendencia casi plana. Los LREE presentan una tendencia ligeramente plana con la excepción de una fuerte anomalía

negativa en Ce. Eu tiene una leve anomalía negativa y las HREE evidencian anomalías leves poco variables, excepto una anomalía positiva en Tm.

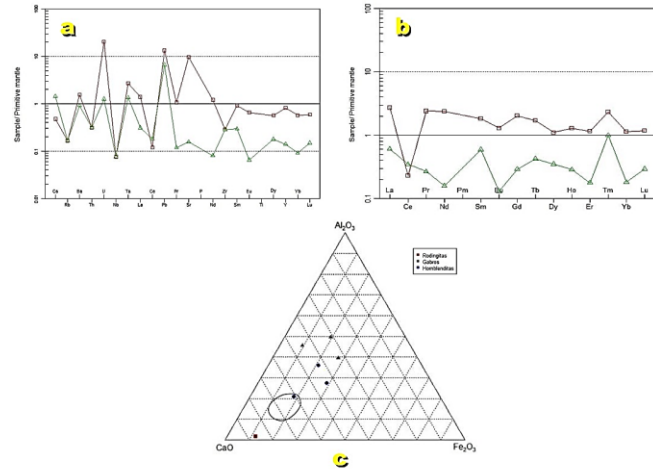


Figura 16. (a) Patrones elementos traza normalizados a manto primitivo [50]. En rojo rodingita y en verde serpentinita. (b) Patrones de REE normalizados a Condrita [51]. En rojo rodingita y en verde serpentinita. (c) Diagrama ACF de Rodingitas y protolitos (campo definido por Coleman [49]).

4.4.2. Serpentinitas

Según las observaciones petrográficas la serpentinita pertenece a protolito de peridotita y piroxenitas con hornblenda y olivino, tiene un alto contenido de SiO₂ y MgO de 39.80 y 37.10 wt %, respectivamente, y un bajo contenido de CaO (<1.00-0.09 wt%) y Al₂O₃ (<1.00-0.83 wt%). El análisis evidencia que la serpentinita tiene concentraciones bajas en la mayoría de los elementos traza, pero presenta altos contenidos en los elementos Ni (2240 ppm), Cr (2620 ppm), Co (97 ppm) y V (44 ppm) (Tabla 1). Se realizó el diagrama de elementos traza normalizados a manto primitivo con valores de normalización de McDonough y Sun [50] (Figura 16a). Este diagrama muestra una tendencia al agotamiento de la mayoría de estos elementos traza en la muestra de serpentinita. Las anomalías positivas principales se evidencian en los HFSE (high field strength) Pb, Ta, U y Zr, también en los LILE (large ion lithophile) Cs y Ba. Asimismo, las anomalías negativas significativas se presentan en los HFSE Nb, Th, Rb, Ce y en menor grado Yb. Las concentraciones de REE en la muestra de serpentinita se dan en la Tabla 1 y el diagrama de normalización de sus patrones de REE a condrita con valores de normalización de Nakamura [51] se ilustra en la (Figura 16b). Las LREE presentan una tendencia al decaimiento con una anomalía negativa en Nd, excepto una anomalía positiva en Sm. Eu tiene una anomalía negativa y las HREE muestran un decaimiento hacia la derecha exceptuando una fuerte anomalía positiva en Tm.

5. Discusión

5.1. Protolitos y fases minerales

Las relaciones de campo, junto con los resultados mineralógicos, químicos y texturales de las rodingitas y rocas asociadas descritas previamente, sugieren una evolución petrológica compleja en las rocas del Cabo de La Vela. La interacción con múltiples generaciones de fluidos hidrotermales convirtió a las rodingitas en rocas polimetamórficas, lo que dificulta la identificación de las fases minerales magmáticas primarias frente a las formadas durante la rodingitización. En el Cabo de La Vela se reconocen dos tipos de rocas rodingitizadas claramente diferenciables, que reflejan distintos grados de rodingitización y probablemente protolitos diferentes: gabro y hornblendita. Se plantean dos hipótesis, siguiendo el ejemplo de UmRashid en Egipto [30]: Ambos tipos de rodingitas interactuaron con el mismo fluido, bajo las mismas condiciones y al mismo tiempo, pero provienen de distintos protolitos, produciendo resultados diferentes. Distintos fluidos interactuaron en momentos separados, con condiciones independientes, sobre un mismo protolito. En este estudio, las observaciones de campo no permiten establecer relaciones espaciales claras entre los dos tipos de rodingitas, pero sí revelan diferencias marcadas en morfología, texturas, ensamblajes minerales y asociaciones petrogenéticas con las litologías circundantes. Las rodingitas más avanzadas en el proceso de rodingitización, relacionadas con protolito gabroico, presentan el ensamblaje mineral $Cb + Grt + Srp + Ol + Idd + Cpx + En + Spl$. Estas rocas están enriquecidas en CaO, empobrecidas en SiO_2 y agotadas en la mayoría de los elementos traza respecto a los gabros comunes descritos por Weber et al. [11]. Su morfología es generalmente masiva e irregular, formando vainas o “budines” de color café claro dentro de los diques gabroicos. Por su parte, las rodingitas menos evolucionadas, asociadas a protolito hornblendita, exhiben el ensamblaje mineral $Hgr + Px + Hbl + Act + Prh + Chl$, presentándose principalmente como masas bandeadas de color rosado a café claro dentro de las hornblenditas. En ambos casos, los gabros y hornblenditas se encuentran en contacto con cuerpos ultramáficos serpentinizados. Estos antecedentes indican que la rodingitización se desarrolla sobre protolitos diferentes. En las rodingitas de protolito gabroico, el olivino y la espinela se formaron como fases magmáticas primarias; posteriormente, la alteración hidrotermal transformó el olivino en iddingsita y permitió la cristalización de diversos carbonatos (principalmente calcita), granate, clinopiroxeno (augita principalmente) y ortopiroxeno (enstatita). El análisis químico por SEM mostró que lo inicialmente identificado como granate corresponde a fases minerales transitorias del metasomatismo complejo. La isotropía de estas fases metamórficas es moderada a baja bajo luz polarizada en nicols cruzados, indicando que se trata de minerales en transición, con propiedades ópticas poco definidas; además, las intensas precipitaciones de Fe podrían enmascarar los

colores de interferencia. La variación inversamente proporcional de Fe-Mg entre la masa metamórfica y los fragmentos craquelados, junto con la presencia de elementos como Ca y Al, sugiere que estas fases representan una transición hacia granate y piroxenos dentro de la masa y en los bordes de los fragmentos. Los difractogramas confirman la presencia de partículas de granate tipo andradita y grosularia, así como epidota, titanita, escapolita, talco y clorita, evidenciando la diversidad mineral producida por el metasomatismo avanzado. Por consiguiente, esta transición apunta a que el producto final del proceso es la formación de granate. Las espinelas cromadas muestran variaciones en Mg, Fe, Al y Cr, probablemente debido a sustituciones de Mg por Fe y de Al por Cr. Weber et al. [33] reportaron que el anfíbol marrón de origen metamórfico que reemplaza minerales en los gabros y los anfíboles de los diques máficos corresponde a magnesiohornblendas; además, las hornblenditas se originan por reemplazo completo de piroxeno y plagioclasa de los gabros y posiblemente de los ultramáficos. Otros autores [52-53] señalan que el anfíbol magmático en gabros oceánicos ocurre principalmente como granos y ampollas intersticiales, con menor contenido de sílice y mayor de Al, Ti, Na y Cr que los anfíboles hidrotermales. En las rodingitas de protolito hornblendita, el clinopiroxeno y probablemente las ampollas de hornblenda se formaron como fases magmáticas primarias; posteriormente, se desarrollaron magnesiohornblenda y actinolita por metasomatismo, seguidas de la formación de hidrogranate, prehnita y clorita en la transición hacia la rodingitización.

5.2. Metasomatismo y metamorfismo

Los diferentes fluidos hidrotermales permitieron la presencia de las diversas litologías del complejo máficoultramáfico del Cabo de La Vela. Esto se evidencia en los múltiples procesos metamórficos que reflejan la aparición de minerales como serpentinas, granates, piroxenos, anfíboles, albita y prehnita por reemplazo. Diferentes generaciones de serpentización pueden ser apreciadas por las relaciones de campo y el análisis petrográfico, lo que permite inferir que peridotitas del manto, gabros y basaltos fueron serpentinizados en diferentes momentos a lo largo de su obducción en el margen suramericano. Algunas zonas talcosas se desarrollan en las peridotitas y gabros serpentinizados debido a una hidratación proveniente de la reacción de los piroxenos con los fluidos hidrotermales, en ocasiones los blastos de serpentina tienen colores de interferencia marrón anómalos seguramente por la presencia de brucita; también las espinelas tienen una leve coloración roja hacia el centro por absorciones de cromo. Los protolitos de las serpentinitas del Cabo de La Vela según las observaciones petrográficas son peridotitas y piroxenitas con hornblenda y olivino. Deschamps et al. [54] sugieren que las rocas ultramáficas acumuladas, las dunitas y las wehrlitas pueden formar grandes cuerpos y macizos de varios kilómetros de tamaño. Adicionalmente, Weber et al. [33], con base en el mapa de gravedad de Bouguer de Kellogg et al. [48], menciona que una anomalía positiva de un cuerpo de

gran extensión corresponde al complejo máfico-ultramáfico del Cabo de La Vela y propone que la presencia de olivino, espinela, clinopiroxeno y bastitas de ortopiroxeno en las peridotitas parcialmente serpentinizadas de su estudio, son indicios de que la roca ultramáfica original era un wehrlita [33]. Se sugiere según las relaciones anteriores que la peridotita inicial era una wehrlita. Por otra parte, estudios de autores como Mubarak et al. [3] sugieren que los altos contenidos de Ni y Cr y bajos niveles de Al_2O_3 y CaO en las serpentinitas corresponden a protolitos de harzburgitas y dunitas del manto fuertemente empobrecidas. Los datos geoquímicos de la muestra de serpentinita analizada en este estudio son correlacionables con lo descrito anteriormente. La muestra de serpentinita analizada tiene concentraciones bajas de REE. Está fuertemente agotada en elementos incompatibles y presenta altas concentraciones en elementos compatibles Ni (2240 ppm) y Cr (2620 ppm) principalmente, y en menor grado Co (97 ppm) muy cerca de los valores del manto, indicando su fuente mantélica [55]. Los patrones de elementos traza normalizados a manto primitivo [50] muestran anomalías positivas de Pb, Cs y U, el enriquecimiento de estos elementos se asocia a la interacción de agua de mar o fluidos hidrotermales durante la serpentinitización [54]. Por su parte, la anomalía negativa de Eu refleja la presencia de talco [3]. Además de la serpentinitización se presentan varias generaciones de reemplazo por metasomatismo en todo el complejo. Las observaciones petrográficas en las peridotitas y gabros evidencian la formación de magnesiohornblenda con márgenes de pargasita por uralitización en piroxenos lo que propició la generación de hornblenditas por reemplazo de estas rocas máficas y ultramáficas; asimismo se evidencia en las rocas gabroicas que estas hornblendas metasomáticas sufrieron procesos de albitización, disolviendo este anfíbol para formar plagioclasa rica en Na. La albitización es un proceso común y generalizado en condiciones metamórficas de bajo grado [56-57]. Por otro lado, estas hornblendas secundarias y demás minerales de gabros y peridotitas, también se reemplazan por sílice en condiciones de milonitización temprana, dando como resultado rocas de transición muy complejas con cristales pseudomorfos en gran parte reemplazados por sílice amorfo y deformados con micropliegues. En las peridotitas se observa opaquización intensa del anfíbol, piroxeno y olivino, debido a la oxidación generada por la circulación de fluidos hidrotermales ricos en elementos metálicos. En los gabros la milonitización permitió la diferenciación de bandas leococráticas y melanocráticas, que varían debido a diferentes facies en el proceso de enfriamiento; a su vez, propició la formación de texturas tipo augen y de niveles piroxenicos hacia la parte superior de los metagabros. Este dinamismo en conjunto con la interacción de fluidos hidrotermales generó crenulación y recristalización de piroxenos y anfíboles en porfidoblastos de varios centímetros, evidenciando metamorfismo de bajo grado. Alrededor de estos porfidoblastos de piroxeno se formaron coronas de reacción de clinopiroxenos, hiperstena y anfíboles por reacción de metasomatismo, indicando un

desequilibrio entre fundido y mineral. Adicionalmente, las inclusiones y lamelas de exsolución de clinopiroxeno en forma de pequeñas agujas de augita de color castaño son producto de la separación de ambos minerales al enfriarse. Posiblemente la enstatita pudo haber sido pigeonita en un principio; el enfriamiento lento le dio al calcio el tiempo necesario para separarse de la estructura y así formar lamelas de exsolución de clinopiroxeno cálcico, y a su vez la pigeonita se descompuso en ortopiroxeno. Los fluidos silíceos son abundantes y están presentes en casi todas las litologías, por lo que generan una interacción metasomática diversa. No solo se aprovechan de la milonitización sino también del intenso cizallamiento para precipitar en entramados de venas carbonatadas y silicatadas, de variedad calcedonia. En específico las venas de calcedonia en las rodingitas de protolito gabroico cortan las serpentinitas y óxidos, y a su vez estas son cortadas por los agregados radiales de calcita, pero también ocurre el caso contrario, lo que sugiere que esta calcedonia precipitó en diferentes generaciones de fluidos ricos en sílice. Sin embargo, el metasomatismo cálcico ocurrió también en diferentes generaciones de pulsos hidrotermales; los lentes de masas rodingitizadas con textura pseudomorfa tipo mesh cortados por venas de carbonatos son también la evidencia de esto. Otro caso de albitización se presenta en los diques basálticos, este proceso implicó la alteración de plagioclasas cálcicas a sódicas; aparición de epidota, clorita, laumontita, prehnita y pumpellyita, como una transformación metasomática compleja de los basaltos del fondo marino en una interacción denominada espilitización. Lo anterior es evidencia de metamorfismo de bajo grado, dado por la paragénesis mineral $Ab + Ep + Lmt + Prh + Pmp$ que ubica a estas rocas en la facies prehnita-pumpellyita. El metasomatismo y metamorfismo tienen una relación bastante estrecha en todo este complejo del Cabo de La Vela.

5.3. Rodingitización

Las rodingitas se forman generalmente por un enriquecimiento significativo en Ca y un agotamiento en sílice y álcalis, como resultado de un metasomatismo cálcico de rocas básicas o félsicas asociado a cuerpos ultramáficos durante la serpentinitización, ya sea en el fondo marino o en proximidades de zonas de subducción [3,56]. Los análisis petrográficos y geoquímicos de las rodingitas estudiadas confirman este modelo. Según Mubarak et al. [3], el calcio podría lixivarse durante la serpentinitización o estar presente en los fluidos antes de este proceso, permaneciendo en solución. Por su parte, Frost et al. [58] propone que la fase rica en Ca se genera mediante extracción de sílice y aluminio de plagioclasas de los protolitos máficos en un proceso de desilificación, dejando un residuo enriquecido en CaO. Durante la serpentinitización, se liberan Ca, Al y Mg, los cuales pueden reaccionar con intrusiones máficas en la peridotita huésped [19]. En el Cabo de La Vela, la rodingitización se produjo por intrusiones gabroicas emplazadas en cuerpos serpentinizados, combinadas con el

tectonismo regional, generando un ambiente propicio para el metasomatismo y la formación de rodingitas, caracterizadas por un aumento de Ca y disminución de Si en el sistema. La principal fuente de calcio metasomático proviene de la disolución de piroxenos durante la serpentinización [49], especialmente de los clinopiroxenos presentes en los ultramáficos serpentinizados. Además, los diques gabroicos intruidos muestran recristalización de piroxenos que también aportan calcio por lixiviación. La muestra de rodingita analizada pertenece a un protolito gabroico y, además de su enriquecimiento en CaO, presenta agotamiento en SiO₂, Al₂O₃ y Na₂O. Sus concentraciones de REE muestran patrones casi planos y bajos niveles de elementos incompatibles, mientras que los elementos compatibles como Cr (1490 ppm) y Ni (1075 ppm) están notablemente enriquecidos. Los bajos niveles de TiO₂ en los gabros analizados por Weber et al. [33] y en la rodingita (0.01 % wt) confirman la naturaleza máfica de los protolitos [55]. Sin embargo, debido a su alto contenido en CaO y bajo Fe₂O₃ y Al₂O₃, la rodingita se aproxima al vértice C en los diagramas de clasificación. Una hornblendita datada por Weber et al. [33] cae dentro del campo de rodingita, aunque conserva un alto contenido de sílice y niveles moderados de CaO, Fe₂O₃ y Al₂O₃, representando una roca de transición en etapas tempranas de rodingitización. Los patrones de elementos traza normalizados a manto primitivo [50] muestran anomalías positivas de U, Pb y Sr, indicativas de la presencia de carbonatos [3]. Asimismo, los patrones de REE normalizados a Nakamura [51] presentan fuerte anomalía negativa de Ce, asociada a interacción con agua de mar o componentes hidrotermales [59-60]; la anomalía positiva de Tm puede estar vinculada al fraccionamiento isotópico de Ca, y la anomalía negativa de Eu refleja la presencia de plagioclasa en el protolito gabroico [61]. Comparando con rodingitas de otros yacimientos, las de protolito gabroico del Cabo de La Vela muestran contenidos de CaO de 31.3 wt%, siendo de los valores más altos reportados en estudios previos: Dun Mountain, Nueva Zelanda (27.60-31.19 wt%) [19]; Um Rashi, Egipto (20.61-23.88 wt%) [3]; este de Grecia (23.97 wt%) [62]; Beila Bangong Nujiang (16.14-31.43 wt%) [14]; Leka, Noruega (32.36 wt%) [14]. La rodingitización generalmente conduce a la formación de granate metasomático, producto de la descomposición de plagioclasa primaria, aunque el proceso puede variar según la disponibilidad de sílice y agua. La plagioclasa cálcica original en rocas máficas puede reemplazarse por grosularia o hidrogrosularia; la grosularia puede desilicarse e hidratarse para formar hidrogrosularia. Existen también productos intermedios: la anortita puede transformarse en saussurita, que posteriormente se convierte en clinozoisita, y finalmente en hidrogrosularia [19]. La prehnita se forma de manera análoga, a partir de la descomposición de la plagioclasa cálcica y puede reemplazarse posteriormente por hidrogrosularia. Estos procesos reflejan la naturaleza del metasomatismo como un mecanismo impulsado por el aumento de la actividad del calcio y del agua [49]. En el presente estudio, la petrografía muestra hidrogrosularia

asociada a prehnita intersticial como posible reemplazo de la plagioclasa original en rodingitas de protolito hornblendita, mientras que grosularia se encuentra asociada a sílice amorfa en hornblenditas de transición. Se identificaron también productos intermedios en gabros, como clinozoisita y saussurita reemplazando plagioclasas. Alvarez [41] y Arredondo et al. [62] establecen una relación entre los procesos de serpentinización y rodingitización del Cabo de La Vela y la Formación Etpana. Estos procesos metasomáticos se presentan de manera generalizada en todo el complejo; siguiendo la evolución propuesta por Weber et al. [33], estudios más detallados podrían permitir establecer indicios de metasomatismo a escala regional.

5.4. Evolución geológica de las rodingitas

Según Weber et al. [33] el complejo del Cabo de La Vela pertenece a un ambiente de ofiolitas de tipo cordillerano. Las unidades estudiadas se asemejan a este ambiente descrito por Beccaluva et al. [63] como secciones litosféricas desmembradas de secuencias de arco volcánico, intrusivas y de manto, en las cuales generalmente coexisten complejos ofiolíticos MORB y de suprasubducción, predominando este último en la mayoría de los casos. Las relaciones de campo sugieren que la compleja interacción de estas unidades representa un posible centro de expansión lenta, esto debido a que el emplazamiento del gabro, las intrusiones basálticas y andesíticas en conjunto con las múltiples etapas hidrotermales, permitieron diversas generaciones metasomáticas de serpentinización y rodingitización en las rocas ultramáficas y máficas del Cabo de La Vela [33]. Por lo tanto, según las relaciones anteriores proponemos el siguiente modelo general de evolución de las rodingitas y rocas asociadas del Cabo de La Vela (Figura 17):



Figura 17. Modelo de evolución geológica de las rodingitas del Cabo de La Vela (Colombia).

- 1) Las peridotitas primarias de composición wehrlítica se formaron por un complejo MORB, que se configuró como una zona de suprasubducción. En esta etapa se generó un centro expansión lenta, el cual formó un

sistema de fallas que permitió la entrada de agua de mar en esa corteza oceánica y marcó el inicio de la serpentinización en las rocas ultramáficas. Asimismo, se estableció una zona de subducción intraoceánica incipiente.

- 2) La zona de subducción evolucionó y generó un arco de islas intraoceánico que configuró una cuenca back arc. Por otro lado, las peridotitas serpentinizadas y el cizallamiento permitieron el emplazamiento de plutones gabroicos, que, asu vez, por medio de los fluidos hidrotermales se serpentinizaron; asimismo, el tectonismo de esta configuración produjo milonitización, la cual propició una diferenciación magmática, que dio lugar a la formación de los metagabros y gabropiroxenitas.
- 3) La maduración de la zona de subducción permitió el ascenso de diques basálticos y andesíticos que intruyeron las unidades anteriores, ocasionando una nueva etapa de serpentinización. Además, el metasomatismo desarrolló una etapa de albitización que generó la alteración de plagioclasas cálcicas a sódicas, aparición de epidota, clorita, laumontita, prehnita y pumpellyita transformando los basaltos del fondo marino en espilitas.
- 4) Finalmente, la subducción consumió toda la corteza, generó la acreción del arco de las islas y la obducción del complejo del Cabo de La Vela. La configuración tectónica cambió y continuó la interacción de fluidos hidrotermales entre las serpentinitas con los gabros y hornblenditas, lo que permitió la evolución de estos protolitos a rodingitas por medio de un metasomatismo muy intenso rico en Ca (Figura 18).

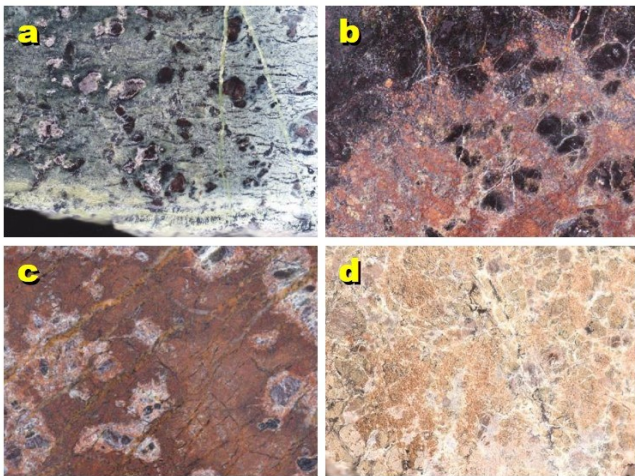


Figura 18. Evolución de la rodingitización: (a) serpentinitas con relictos de porfidoblastos irregulares de piroxenos y vetillas horizontales de serpentinas; (b) contacto de los relictos de serpentinita con la etapa de rodingitización inicial; (c) relictos de serpentinita englobados por la etapa de rodingitización temprana marcada por precipitación de carbonatos debido al enriquecimiento en Ca; (d) rodingita con intenso metasomatismo cálcico, aparición de granate craquelado, matriz metasomática de carbonatos y serpentina con finas vetillas de carbonatos.

6. Conclusiones

La compleja evolución metasomática de las rocas del Cabo de La Vela evidencia una intensa interacción de múltiples generaciones de fluidos hidrotermales que propiciaron la formación de dos tipos de rodingitas, caracterizadas por sus ensamblajes minerales, rasgos texturales y protolitos diferentes. Las rodingitas de protolito gabroico tienen un ensamblaje mineral $Cb + Grt + Srp + Ol + Idd + Cpx + En + Spl$, presentan múltiples texturas en malla con vetillas de carbonatos, calcedonia y serpentina, además, evidencian un mayor grado de rodingitización que las rodingitas de protolito hornblendita con ensamblaje mineral $Hgr + Px + Hbl + Act + Prh + Chl$ y texturas bandeadas intercaladas dentro de estos cuerpos. Estos ensamblajes minerales identificados en este estudio son muy similares a los descritos por Weber et al. [33] y Paniagua et al. [64] en las rodingitas del Cabo de La Vela, a excepción de la vesuvianita, la cual no fue reportada en ninguna de las muestras analizadas. Estas rodingitas tienen cantidades de calcio generalmente altas comparadas con otras rodingitas del mundo. Se sugiere que este enriquecimiento en calcio proviene de la descomposición de los clinopiroxenos en los ultramáficos serpentinizados y también de la lixiviación de los piroxenos recristalizados en los diques gabroicos. En las rodingitas de protolito hornblendita se identificó hidrograsularia, el granate típico de rodingitas alrededor del mundo. En cambio, en las rodingitas de protolito gabroico la química mineral evidenció fases minerales transitorias con la tendencia a convertirse en granate tipo grosularia y andradita. Se identificaron como protolitos de las serpentinitas del Cabo de La Vela peridotitas y piroxenitas con hornblenda y olivino. Las altas concentraciones de Ni, Cr y Co son muy cercanas a los valores del manto definidos por Green [55], indicando su fuente mantélica. Según lo anterior y relaciones de otros estudios mencionados se sugiere que la peridotita inicial era una wehrlita. Se evidenciaron múltiples etapas de serpentinización y rodingitización en la evolución de los protolitos ultramáficos y máficos mediante las relaciones de campo, los análisis petrográficos y geoquímicos. Peridotitas, gabros y basaltos están serpentinizados y gabros y hornblenditas se encuentran rodingitizados. La interacción de estas litologías generó abundantes rocas de transición y evidenció el carácter polimetasomático de las rodingitas. La incidencia de este complejo con múltiples generaciones de fluidos hidrotermales propició el desarrollo de fases metasomáticas muy diversas composicionalmente, permitiendo la precipitación de diversos minerales metasomáticos y de reemplazo como magnesiohornblenda y pargasita por uralitización de piroxenos; albita por disolución de anfíboles y anortita; prehnita y pumpellyita también como reemplazo de plagioclasa, todo lo anterior como respuesta a la albitización y espilitización. Adicionalmente se identificaron minerales indicadores de metamorfismo de bajo grado como prehnita, pumpellyita y epidota producto de la albitización en basaltos. Este proceso de albitización también se evidenció en gabros. Se realizó un modelo generalizado de

4 etapas que representa la evolución de las rodingitas y las rocas asociadas del complejo del Cabo de La Vela basado en el modelo [33]. Comienza con la formación de un MORB y el desarrollo de un centro de expansión lenta que se configuró en un ambiente de suprasubducción. Durante su evolución se formó un arco de islas intraoceánico y ocurrió el emplazamiento del gabro, de los diques basálticos y andesíticos en una cuenca de back arc; asimismo, interactuaron con diversos procesos metamórficos y milonitización generando múltiples etapas de reemplazo y litologías tectonizadas de este complejo que terminaron siendo obducidas y rodingitizadas en el margen norte suramericano.

Agradecimientos

El presente estudio forma parte del trabajo de pregrado de E. Arias e I. Peña. Estamos más que agradecidos con los laboratorios de preparación de muestras y de petrografía de la Universidad de Pamplona y de Microscopía de la Universidad Industrial de Santander y su personal profesional por sus útiles comentarios, discusión y asistencia con la adquisición de datos analíticos. El manuscrito se benefició de los comentarios constructivos de revisores anónimos. Estamos muy agradecidos a estas personas e instituciones por su apoyo.

Referencias

- [1] Bell, J.M., Marshall, P., De Courcy Clarke, E. The geology of the Dun Mountain Subdivision Nelson. *N. Z. Geol. Surv. Bull.* 12 (1911) 1–71.
- [2] Normand, C., Williams-Jones, A.E. Physicochemical conditions and timing of rodingite formation: evidence from rodingite-hosted fluid inclusions in the JM Asbestos mine, Asbestos, Québec. *Geochem. Trans.* 8 (2007) 1–19.
- [3] Mubarak, H.S., Azer, M.K., Surour, A.A., Moussa, H.E., Asimow, P.D., Kabesh, M.M.L. Mineralogical and geochemical study of rodingites and associated serpentized peridotite, Eastern Desert of Egypt, Arabian-Nubian Shield. *Lithos* 374–375 (2020) 105720.
- [4] Aumento, F., Loubat, H. The Mid-Atlantic Ridge near 45° N. XVI. Serpentinized ultramafic intrusions. *Can. J. Earth Sci.* 8 (1971) 631–663.
- [5] Beard, J.S., Fullagar, P.D., Sinha, A.K. Gabbroic pegmatite intrusions, Iberia Abyssal Plain, ODP Leg 173, Site 1070: magmatism during a transition from non-volcanic rifting to sea-floor spreading. *J. Petrol.* 43 (2002) 885–905.
- [6] Anhaeusser, C.R. Rodingite occurrence in some Archean ultramafic complexes in the Barberton Mountain Land. *Precambrian Res.* 6 (1979) 49–76.
- [7] Attoh, K. Structure, gravity models, and stratigraphy of an Early Proterozoic volcanic-sedimentary belt in northeastern Ghana. *Precambrian Res.* 18 (1982) 275–290.
- [8] Laborda-López, C., López-Sánchez-Vizcaíno, V., Marchesi, C., Gómez-Pugnaire, M.T., Garrido, C.J., Jabaloy-Sánchez, A., Padrón-Navarta, J.A., Hidas, K. High-P metamorphism of rodingites during serpentinite dehydration (Cerro del Almirez, Southern Spain): implications for the redox state in subduction zones. *J. Metamorph. Geol.* 36 (2018) 1141–1173.
- [9] Tsikouras, B., Karipi, S., Rigopoulos, I., Perraki, M., Pomonis, P., Hatzipanagiotou, K. Geochemical processes and petrogenetic evolution of rodingite dykes in the ophiolite complex of Othris (Central Greece). *Lithos* 113 (2009) 540–554.
- [10] Zanoni, D., Rebay, G., Spalla, M. Ocean floor and subduction record in the Zermatt–Saas rodingites, Valtournanche, Western Alps. *J. Metamorph. Geol.* 34 (2016) 941–961.
- [11] Bach, W., Klein, F. The petrology of the seafloor rodingites: insights from geochemical reaction and modeling. *Lithos* 112 (2009) 103–117.
- [12] Hall, A., Ahmed, Z. Rare earth content and origin of rodingites. *Chem. Erde* 43 (1984) 45–56.
- [13] Hatzipanagiotou, K., Tsikouras, B. Rodingite formation from diorite in the Samothraki ophiolite, NE Aegean, Greece. *Geol. J.* 36 (2001) 93–109.
- [14] Koutsovitis, P., Magganas, A., Pomonis, P., Ntaflos, T. Subduction-related rodingites from East Othris, Greece: mineral reactions and physicochemical conditions of formation. *Lithos* 172 (2013) 139–157.
- [15] Tsikouras, B., Karipi, S., Hatzipanagiotou, K. Evolution of rodingites along stratigraphic depth in the Iti and Kallidromon ophiolites (Central Greece). *Lithos* 175 (2013) 16–29.
- [16] Karkalis, C., Magganas, A., Koutsovitis, P. Petrological and geochemical comparison of rodingites from Kimi-Evia Island with outcrops from adjacent regions. *Bull. Geol. Soc. Greece* 54 (2019) 95–112.
- [17] Austrheim, H., Prestvik, T. Rodingitization and hydration of the oceanic lithosphere as developed in the Leka ophiolite, north-central Norway. *Lithos* 104 (2008) 177–198.
- [18] Barriga, F., Fyfe, W.S. Development of rodingite in basaltic rocks in serpentinites, East Liguria, Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.* 84 (1983) 146–151.
- [19] Sivell, W., Waterhouse, J. The geochemistry, origin, and tectonic significance of rodingites from the Dun Mountain Ultramafics, D'Urville Island, New Zealand. *N. Z. J. Geol. Geophys.* 29 (1986) 9–27.
- [20] Ortiz-Hernández, L.E. Petrogénesis de la rodingita del Cretácico Inferior de la Sierra de Guanajuato, México. *Rev. Mex. Cienc. Geol.* 16 (1999) 147–154.
- [21] Laborda-López, C., Marchesi, C., López-Sánchez-Vizcaíno, V., Gómez-Pugnaire, M.T., Dale, Ch.W., Jabaloy-Sánchez, A., Padrón-Navarta, J.A., Román-Alpiste, M.J., Garrido, C.J. Geochemical evolution of rodingites during subduction: insights from Cerro del Almirez (Southern Spain). *Lithos* 370–371 (2020) 105639.
- [22] Kobayashi, S., Shoji, T., Meng, X., Ding, J., Kaneda, H. Rodingite from Ailaoshan ophiolite zone, Yunnan Province, China. *J. Mineral. Petrol. Econ. Geol.* 92 (1997) 445–453.
- [23] Kennan, L., Pindell, J.L. Dextral shear, terrane accretion and basin formation in the Northern Andes: best explained by interaction with a Pacific-derived Caribbean Plate. In: James, K., Lorente, M.A., Pindell, J. (Eds.), *The Geology and Evolution of the Region Between North and South America*. Geol. Soc. Lond., Spec. Publ. (2009).
- [24] Kellogg, J.N., Bonini, W.E. Subduction of the Caribbean Plate and basement uplifts in the overriding South American Plate. *Tectonics* 1 (1982) 251–276.
- [25] Kellogg, J.N. Cenozoic tectonic history of the Sierra de Perijá, Venezuela-Colombia, and adjacent basins. *Geol. Soc. Am. Mem.* 162 (1984) 239–262.
- [26] Pindell, J.L., Erikson, J.P. The Mesozoic passive margin of northern South America. In: Salfity, J.A. (Ed.), *Cretaceous Tectonics of the Andes*. Vieweg Publishing, Earth Evolution Sciences International Monograph Series (1994) 1–60.
- [27] Taboada, A., Rivera, L., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., Rivera, C. Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics* 19 (2000) 787–813.
- [28] López, S.A., Mora, H., Trenkamp, R.A., Salcedo, E.J., Ayala, L.F. Desacople de la convergencia Nazca-Suramérica en el Pacífico Colombiano y partición del esfuerzo-deformación en los Andes del Norte a lo largo de un orógeno obstruido. XIV Congreso Latinoamericano de Geología y XIII Congreso Colombiano de Geología (2011a) 247.
- [29] López, S.A., Mora, H., Vargas, C.A., Salcedo, E.J. Preguntas científicas de investigación sobre deformación en Colombia. XIV Congreso Latinoamericano de Geología y XIII Congreso Colombiano de Geología (2011b) 301.

- [30] Mora, H., López, S.A., Trenkamp, R.A., Acero, N., Cardozo, S., Ramírez, J., Martínez, G.P., Villegas, B., Díaz, F., Vásquez, A.F. Velocidades geodésicas GNSS 2000–2010 en Colombia: Cinemática de placas en el noroccidente suramericano. XIV Congreso Latinoamericano de Geología y XIII Congreso Colombiano de Geología (2011) 373.
- [31] López, J.A., Zuluaga, C.A. Neis de Macuira: evolución tectónica de las rocas metamórficas paleozoicas de la alta Guajira, Colombia. *Bol. Geol.* 34(2) (2012) 15–36.
- [32] Weber, M., Cardona, A., Wilson, R., Gómez, J., Zapata, G. Química mineral de las rocas de alta presión facies eclogita, de la Península de la Guajira, Colombia. *Bol. Geol.* 29(1) (2007) 31–39.
- [33] Weber, M., Cardona, A., Paniagua, F., Cordani, U., Sepúlveda, L., Wilson, R. The Cabo de La Vela Mafic-Ultramafic Complex, Northeastern Colombian Caribbean region: A record of multistage evolution of a Late Cretaceous intra-oceanic arc. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* 328(1) (2009) 549–568.
- [34] Pindell, J., Kennan, L., Maresch, W.V., Stanek, K.-P., Draper, G., Higgs, R. Plate-kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 394 (2005) 7–52.
- [35] Cardona, A., Weber, M., Wilson, R., Cordani, U., Muñoz, C.M., Paniagua, F. Evolución tectono-magmática de las rocas máficas-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 (2007) 14–17 agosto.
- [36] Hoernle, K., Hauff, F., Van Den Bogaard, P. 70 my history (139–69 Ma) for the Caribbean large igneous province. *Geology* 32(8) (2004) 697–700.
- [37] Zuluaga, C.A., Medina, P.A., Martínez, L.F. A Cretaceous subduction zone in northern Colombia (southern Caribbean plate). *Geol. Soc. Am., Joint Annu. Meet., Abstr.* (2008).
- [38] Macdonald, W.D. Geology of the Serranía de Macuira area, Guajira Peninsula, Colombia. PhD Thesis, Princeton University (1964).
- [39] Villamil, T. Campanian-Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and western Venezuela. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 153(1–4) (1999) 239–275.
- [40] Cordani, U.G., Cardona, A., Mejía-Jiménez, D.M., Liu, D. Geochronology of Proterozoic basement inliers in the Colombian Andes: Tectonic history of remnants of a fragmented Grenville belt. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* 246(1) (2005) 329–346.
- [41] Alvarez, W. Geology of the Simarua and Carpintero areas, Guajira Peninsula, Colombia. PhD Thesis, Princeton University (1967).
- [42] Taborda, C., Weber, M., Cardona, A., Nivia, A. Petrografía del Stock de Parashi y diques asociados, Serranía de Jarara, Guajira, Colombia. X Congreso Colombiano de Geología, Bogotá (2005) 26–29 julio.
- [43] Weber, M., Cardona, A., Valencia, V., García-Casco, A., Tobón, M., Zapata, S. U/Pb detrital zircon provenance from Late Cretaceous metamorphic units of the Guajira Peninsula, Colombia: Tectonic implications on the collision between the Caribbean arc and the South American margin. *J. South Am. Earth Sci.* 29(4) (2010) 805–816.
- [44] Zuluaga, C.A., Ochoa, A., Muñoz, C.A., Guerrero, N.M., Martínez, A.M., Medina, P.A., Pinilla, A., Ríos, P.A., Rodríguez, B.P., Salazar, E.A., Zapata, V.L. Memoria de las planchas 2, 3, 5 y 6 (con parte de las planchas 4, 10 y 10Bis). INGEOMINAS, Bogotá (2009) 533p.
- [45] Posada, B.O. Cabo de La Vela (“La Vela” Cape) and surroundings. In: Hermelin, M. (Ed.), *Landscapes and Landforms of Colombia*. Springer (2016) 23–34.
- [46] Whitney, D.L., Evans, B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am. Mineral.* 95(1) (2010) 185–187.
- [47] Radelli, L. El basamento cristalino de la Península de La Guajira. *Bol. Geol.* 8(1–3) (1960) 5–32.
- [48] Kellogg, J.N., Godley, V.M., Ropain, C., Mermudez, A., Aiken, C.L.V. Gravity field of Colombia, eastern Panamá, and adjacent marine areas. *Geol. Soc. Am.* (1991).
- [49] Coleman, R.G. What is an Ophiolite? In: *Ophiolites*. Springer (1977) 1–7.
- [50] McDonough, W.F., Sun, S.-S. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120(3–4) (1995) 223–253.
- [51] Nakamura, N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 38(5) (1974) 757–775.
- [52] Coogan, L.A., Wilson, R.N., Gillis, K.M., MacLeod, C.J. Near-solidus evolution of oceanic gabbros: Insights from amphibole geochemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta* 65 (2001) 4339–4357.
- [53] Maeda, J., Naslund, H.R., Jang, Y.D., Kikawa, E., Tajima, T., Blackburn, W.H. High-temperature fluid migration within oceanic Layer 3 gabbros, Hole 735B, Southwest Indian Ridge: Implications for the magmatic-hydrothermal transition at slow-spreading mid-ocean ridges. In: Natland, J.H., Dick, H.J.B., Miller, D.J., Von Herzen, R.P. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results* 176 (2002) 1–56.
- [54] Deschamps, F., Godard, M., Guillot, S., Hattori, K. Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review. *Lithos* 178 (2013) 96–127.
- [55] Green, T. Island arc and continent-building magmatism – A review of petrogenetic models based on experimental petrology and geochemistry. *Tectonophysics* 63 (1980) 367–385.
- [56] Putnis, A., Austrheim, H. Fluid-induced processes: metasomatism and metamorphism. *Geofluids* 10(1–2) (2010) 254–269.
- [57] Bucher, K., Stober, I. Metamorphic gabbro and basalt in ophiolitic and continental nappes of the Zermatt region (Western Alps). *Swiss J. Geosci.* 114(1) (2021) 1–21.
- [58] Frost, B.R., Beard, J.S., McCaig, A., Condliffe, E. The formation of micro-rodinities from IODP Hole U1309D: Key to understanding the process of serpentinization. *J. Petrology* 49(9) (2008) 1579–1588.
- [59] Elderfield, H., Greaves, M. Negative cerium anomalies in the rare earth element patterns of oceanic ferromanganese nodules. *Earth Planet. Sci. Lett.* 55(1) (1981) 163–170.
- [60] Figueroa, L.M., Mesa, A. Estudio geoquímico de elementos de tierras raras (REE) en las fluoritas de las minas Palestina (Municipio de Cepitá) y el Llanito (Municipio de Los Santos), Departamento de Santander: Aporte al conocimiento del modelo genético. *Bol. Geol.* 24(39) (2002) 29–36.
- [61] John, W. An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Pearson College Div. (2001).
- [62] Arredondo, L., Weber, M., Cardona, A., Mejía-Jiménez, D.M. Petrografía de las ultramáficas y rodinities de la Serranía de Jarara, Península de La Guajira, Colombia. X Congreso Colombiano de Geología–Simposio de Geología Regional (2005).
- [63] Beccaluva, L., Coltorti, M., Giunta, G., Siena, F. A Tethyan vs. Cordilleran ophiolites: A reappraisal of distinctive tectono-magmatic features of suprasubduction complexes in relation to the subduction mode. *Tectonophysics* 393(1–4) (2004) 163–174.
- [64] Paniagua, F., Weber, M., Cardona, A., Wilson, R. Caracterización petrográfica de las serpentinitas y rodinities asociadas del Cabo de La Vela: Metamorfismo retrógrado de un fragmento de manto litosférico emplazado en el piso oceánico. Congreso Colombiano de Geología (2005).