



Universidad Nacional Mayor de San Marcos

Universidad del Perú. Decana de América

Dirección General de Estudios de Posgrado
Facultad de Ingeniería geológica, minera, metalúrgica y
geográfica
Unidad de Posgrado

**Tectónica del caribe colombiano y su relación con los
carbonatos emplazados en el Complejo Máfico-
Ultramáfico del Cabo de la Vela**

TESIS

Para optar el Grado Académico de Magíster en Geología con
mención en Tectónica y Geología Regional

AUTOR

Frank David LASCARRO NAVARRO

ASESOR

Dr. Jorge Eduardo CHIRA FERNÁNDEZ

Lima, Perú

2023



Reconocimiento - No Comercial - Compartir Igual - Sin restricciones adicionales

<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>

Usted puede distribuir, remezclar, retocar, y crear a partir del documento original de modo no comercial, siempre y cuando se dé crédito al autor del documento y se licencien las nuevas creaciones bajo las mismas condiciones. No se permite aplicar términos legales o medidas tecnológicas que restrinjan legalmente a otros a hacer cualquier cosa que permita esta licencia.

Referencia bibliográfica

Lascarro, F. (2023). *Tectónica del caribe colombiano y su relación con los carbonatos emplazados en el Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de la Vela*. [Tesis de maestría, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Facultad de Ingeniería geológica, minera, metalúrgica y geográfica, Unidad de Posgrado]. Repositorio institucional Cybertesis UNMSM.

Metadatos complementarios

Datos de autor	
Nombres y apellidos	Frank David Lascarro Navarro
Tipo de documento de identidad	Cedula de ciudadanía
Número de documento de identidad	CO / 1065811228
URL de ORCID	https://orcid.org/0000-0001-9433-2863
Datos de asesor	
Nombres y apellidos	Jorge Eduardo Chira Fernández
Tipo de documento de identidad	DNI
Número de documento de identidad	07342254
URL de ORCID	https://orcid.org/0000-0002-5194-9940
Datos del jurado	
Presidente del jurado	
Nombres y apellidos	Jaime César Mayorga Rojas
Tipo de documento	DNI
Número de documento de identidad	10369482
Miembro del jurado 1	
Nombres y apellidos	Carlos Alberto Toledo Gutiérrez
Tipo de documento	DNI
Número de documento de identidad	06016715
Miembro del jurado 2	
Nombres y apellidos	Víctor Manuel Uribe Córdova
Tipo de documento	DNI
Número de documento de identidad	40534269
Datos de investigación	
Línea de investigación	No aplica

Grupo de investigación	No aplica.
Agencia de financiamiento	Sin financiamiento.
Ubicación geográfica de la investigación	País: Colombia Departamento: La Guajira Municipio: Uribia Latitud: 12.204440° Longitud: -72.150469°
Año o rango de años en que se realizó la investigación	2021 - 2023
URL de disciplinas OCDE	Geociencias, Multidisciplinar https://purl.org/pe-repo/ocde/ford#1.05.01 Geología https://purl.org/pe-repo/ocde/ford#1.05.06 Geoquímica, Geofísica https://purl.org/pe-repo/ocde/ford#1.05.04



ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TESIS

SUSTENTACIÓN PÚBLICA

En la Universidad Nacional Mayor de San Marcos - Lima, a los catorce días del mes de agosto del año dos mil veintitres, siendo las once horas, se reúnen los suscritos Miembros del Jurado Examinador de Tesis, nombrado mediante Dictamen N° 000453-2023-UPG-VDIP-FIGMMG/UNMSM del 07 de agosto del 2023, con la finalidad de evaluar la sustentación oral de la siguiente tesis:

TÍTULO

«TECTÓNICA DEL CARIBE COLOMBIANO Y SU RELACIÓN CON LOS CARBONATOS EMPLAZADOS EN EL COMPLEJO MÁFICO-ULTRAMÁFICO DEL CABO DE LA VELA»

Presentado por el Bach. **FRANK DAVID LASCARRO NAVARRO**, para optar el **GRADO ACADÉMICO DE MAGISTER** en **GEOLOGÍA** con mención en **TECTÓNICA Y GEOLOGÍA REGIONAL**.

El Secretario del Jurado Examinador de la Tesis, analiza el expediente N° UNMSM-20200034441, de fecha 05 de noviembre del 2020, en el marco legal y Estatutario de la Ley Universitaria, acreditando que tiene todos los documentos y que cumplió con las etapas del trámite según el «Reglamento General de Estudios de Posgrado», aprobado con Resolución Rectoral N° 04790-R-18 del 08 de agosto del 2018.

Luego de la Sustentación, se procede con la calificación de la Tesis, de acuerdo al procedimiento respectivo y se registra en el acta correspondiente de conformidad al Art. 100 del precitado Reglamento, correspondiéndole al graduando la siguiente calificación:

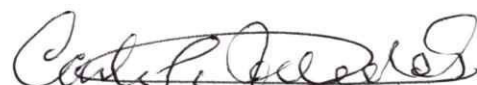
May Bueno (17)

Habiendo sido aprobada la sustentación de la Tesis, el Presidente recomienda a la Facultad se le otorgue el **GRADO ACADÉMICO DE MAGISTER** en **GEOLOGÍA** con mención en **TECTÓNICA Y GEOLOGÍA REGIONAL** al Bach. **FRANK DAVID LASCARRO NAVARRO**.

Siendo las 12:00 horas, se dio por concluido al acto académico.


DR. JAIMÉ CÉSAR MAYORGA ROJAS
Presidente


MG. VÍCTOR MANUEL URIBE CÓRDOVA
Secretario


MG. CARLOS ALBERTO TOLEDO GUTIÉRREZ
Miembro


DR. JORGE EDUARDO CHIRA FERNÁNDEZ
Asesor



Universidad Nacional Mayor de San Marcos

Universidad del Perú. Decana de América

Vicerrectorado de Investigación y Posgrado



CERTIFICADO DE SIMILITUD

Yo Dr. Jorge Eduardo Chira Fernández en mi condición de asesor acreditado con el Número de Dictamen Virtual N° 000208-2021-UPG-VDIP-FIGMMG/UNMSM de la tesis, cuyo título es «TECTÓNICA DEL CARIBE COLOMBIANO Y SU RELACIÓN CON LOS CARBONATOS EMPLAZADOS EN EL COMPLEJO MÁFICO-ULTRAMÁFICO DEL CABO DE LA VELA» presentado por el Bachiller Frank David Lascarro Navarro para optar el grado académico de Magister en Geología con mención en Tectónica y Geología Regional CERTIFICO que se ha cumplido con lo establecido en la Directiva de Originalidad y de Similitud de Trabajos Académicos, de Investigación y Producción Intelectual. Según la revisión, análisis y evaluación mediante el software de similitud textual, el documento evaluado cuenta con el porcentaje de 9% de similitud, nivel **PERMITIDO** para continuar con los trámites correspondientes y para su **publicación en el repositorio institucional**.

Se emite el presente certificado en cumplimiento de lo establecido en las normas vigentes, como uno de los requisitos para la obtención del grado correspondiente.

Firma del Asesor: 

DNI: 07342254

Nombres y apellidos del asesor:
..... JORGE EDUARDO CHIRA FERNÁNDEZ

Huella Digital



I. DEDICATORIA

A mi papá, Libardo Lascarro Ditta.

A mi mamá, Martha Navarro Bentham.

A mis hermanos, Lewis, Libardo y Maritza.

A mi abuela, Clemencia Ditta Cervantes (QEPD).

I. AGRADECIMIENTOS

Esta investigación que expongo hubiera sido imposible sin la ayuda de varias personas que, sin esperar nada a cambio, me han brindado su tiempo, conocimientos y respaldo. Sin estos aportes valiosos, habría sido imposible llevar a cabo este trabajo de investigación.

Primero que todo gracias a todas las personas de la Unidad de Posgrados de la Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica (FIGMMG) de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos, por su atención, orientación y amabilidad en todo lo referente a mi vida como estudiante. Gracias a mi asesor Msc. Jorge Chira Fernández por su dirección, paciencia y valiosos consejos que me permitieron alcanzar los objetivos de esta tesis. Gracias a Yomira Fiorella Pachas Galindo por toda la orientación y ayuda en la universidad.

Gracias a las personas que de una u otra manera han sido claves en mi vida profesional, y por extensión en la personal: Yeison Payares, Luis Miguel Gutiérrez, Elías Rojas Martínez, Sulay Sepúlveda Sánchez, Milton Lozada Molina, Luisa León Díaz, Wilfar Torrenegra Barraza, Dangelá Gámez, Dino Manco, Santiago Mayor, Laura Cárdenas Aníbal, Nuris Navarro Pérez, Katherin Espinoza, Diana Barragán, Cesar Alvarado, Jorge Manjarrez, Oswaldo Rojas, Ana María Rocha, Ana Quiroz Botello y Harlinson Torres Herrera.

Gracias también a mis compañeros de maestría por sus valiosos apoyos en la culminación del posgrado: Estela Centeno Moncada, Yngrid Orozco Yauilli, Adriana Ticona Ccari, Edid Iquiapaza Ticona, Edwin Silva De La Roca, Kiko Valencia Cárdenas, Luis Agurto Ponce y Martin Oviedo Mena. A algunos ya no los veo, pero el agradecimiento es el mismo.

Gracias a Bertha Fuentes Ventura, Deyvis Montes, Micaela Montes, Lizzy Cortes y a Medalit Cortes, quienes me acogieron como parte de su familia durante mi estancia en Lima mientras estudiaba esta maestría.

Gracias a mis amigos y familiares a los que he robado horas de compañía. Nombrar a todos sería muy extenso y podría olvidar injustamente a alguno de ustedes, por ello, ¡muchas gracias a todos, por estar ahí!

Finalmente, pero no menos importante, quiero expresar mi agradecimiento a mi padre, quien estoy seguro se sentiría muy orgulloso de mí, así como a mi madre y hermanos, quienes siempre me han animado a seguir estudiando y me han apoyado en todo momento. Su incondicional apoyo ha sido fundamental para mi desarrollo personal y profesional.

INDICE

CAPÍTULO I	11
1.0. INTRODUCCIÓN	11
1.1. Situación Problemática	11
1.2. Problema de Investigación	12
1.2.1. <i>Problema General</i>	12
1.2.2. <i>Problemas Específicos</i>	12
1.3. Justificación de la Investigación	13
1.4. Objetivos	13
1.4.1. <i>Objetivo General</i>	13
1.4.2. <i>Objetivos Específicos</i>	13
CAPÍTULO II	14
2.0. MARCO TEÓRICO	14
2.1. Antecedentes del problema	14
2.1.1. <i>Regionales</i>	14
2.1.2 <i>Locales</i>	20
2.2. Bases teóricas.....	23
2.2.1. <i>Definición y origen de rocas máficas y ultramáficas</i>	23
2.2.2. <i>Clasificaciones petrográficas de rocas máficas y ultramáficas</i>	24
2.2.3. <i>Serpentinización en rocas máficas y ultramáficas</i>	26
2.2.4. <i>Carbonatación en rocas máficas y ultramáficas</i>	28
2.2.5. <i>Definición y arquitectura de ofiolitas</i>	29
2.2.6. <i>Tipos de ofiolitas y sus configuraciones tectónicas</i>	30
2.2.7. <i>Tectónica de la placa del Caribe</i>	34
2.2.8. <i>Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de La Vela (CMUCV)</i>	37
2.3. Marco Conceptual.....	39
CAPITULO III	45
3.0. METODOLOGÍA	45
3.1. Hipótesis general	45
3.2. Hipótesis específica.....	45
3.3. Identificación de variables	46
3.4. Operacionalización de variables.....	46

3.5.	Matriz de consistencia.....	47
3.6.	Tipo y Diseño de la Investigación.....	48
3.6.	Etapas de estudio.....	48
	3.6.1. <i>Compilación de la información.</i>	48
	3.6.2. <i>Procesamiento de datos estructurales.</i>	48
	3.6.3. <i>Geoquímica isotópica.</i>	49
	3.6.4. <i>Interpretación y discusión de resultados.</i>	49
3.7.	Unidad de análisis.....	49
3.8.	Población de estudio.....	50
3.9.	Tamaño de la muestra.....	50
3.10.	Selección de la muestra.....	50
3.11.	Técnicas de recolección de datos	50
	3.11.1. <i>Explicativa</i>	50
	3.11.2 <i>Descriptiva.</i>	51
3.12.	Análisis e interpretación de la información.....	51
	CAPITULO V.....	53
	4.0. RESULTADOS Y DISCUSIONES.....	53
4.1.	Estructuras regionales	53
4.2.	Estructuras locales	56
4.3.	Esfuerzos derivados.....	59
4.4.	Análisis litológico.....	62
4.5.	Análisis geoquímico y tectónico	72
	CAPITULO VI.....	79
	5.0. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	79
5.1.	Conclusiones	79
5.2.	Recomendaciones	80
	CAPITULO VII.....	81
	6.0. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	81
	ANEXOS.....	91

ÍNDICE DE CUADROS

Cuadro 1. Tipos de ofiolitas, su configuración tectónica, afinidades geoquímicas y sus principales fases minerales.....	33
Cuadro 2. Operacionalización de variables.....	46
Cuadro 3. Matriz de consistencia.....	47
Cuadro 5. Direcciones de los principales esfuerzos.....	60

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1. Plantilla para toma de datos estructurales.....	92
Anexo 2. Datos estructurales recolectados en el cabo de La Vela.....	93
Anexo 3. Resultados de análisis ICP-OES.....	96

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Diagramas Ol-Opx-Cpx y Ol-Px-Hbl para rocas ultramáficas. Ol: Olivino; Px: Piroxeno; Hbl: Horblenda; Opx: Ortopiroxeno; Cpx: Clinopiroxeno. (Streckeisen, 1976)	25
Figura 2. Diagramas Pl-Px_Ol, Pl_Px-Hbl y Pl-Opx-Cpx para rocas ultramáficas. Pl: Plagioclasa; Ol: Olivino; Px: Piroxeno; Hbl: Horblenda; Opx: Ortopiroxeno; Cpx: Clinopiroxeno. (Streckeisen, 1976)	25
Figura 3. Característica de la estructura de la Antigorita, Lizardita y Crisotilo. Tomado de Navarro-Domínguez, (2015)	27
Figura 4. Carbonatación en rocas máficas y ultramáficas. Tomado de Navarro-Domínguez, (2015)	29
Figura 5. Columna litológica generalizada de una ofiolita desarrollada en un contexto de supra-subducción, que muestra el manto superior y los componentes de la corteza oceánica. Tomado de Fernández (2019)	30
Figura 6. Perfiles transversales de la estructura interna y litología de las diferencias ofiolitas, junto con sus firmas geoquímicas típicas en los diagramas Th/Yb vs Ta/Yb y multielementales. Tomado de Dilek y Furnes (2011)	32
Figura 7. Reconstrucción de la evolución de la placa Caribe. Tomada de Romito and Mann, (2020).	35
Figura 8. Modelos geodinámicos de la interacción de la placa Caribe con Suramérica durante el Cretácico Medio, mostrando las ubicaciones aproximadas de los principales elementos del margen sur del Caribe.	37
Figura 9. Mapa estructural regional.....	54
Figura 10. Diagramas rosas de estructuras regionales.	55
Figura 11. Mapa de estructuras principales de las zonas de estudio. A: Rocas aflorantes en el Cabo de La Vela; B: zona Sur; C: zona Centro Sur; D: zona Norte.	57
Figura 12. Diagrama rosa de datos estructurales del Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de La Vela	58
Figura 13. Diagrama rosa de datos estructurales de fallas (A) y diques (B) que cortan la secuencia del Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de La Vela	59
Figura 14. Mapa de dirección de esfuerzos en las principales zonas de estudio.....	61
Figura 15. Clasificación petrográfica de las rocas de las áreas de estudio. Diagrama de Streckeisen (1976).....	62

Figura 16. Rasgos geológicos reconocidas en la zona sur del Complejo Mafico-Ultramáfico del Cabo de La Vela.	63
Figura 17. Diques encontrados en la zona sur del Complejo Mafico-Ultramáfico del Cabo de La Vela. A: Dique de anfibolita cortando serpentinitas; B, C y D: Textura nematoblástica y porfidoblástica de los diques anfibólicos, constituidos por anfibol (Amp)-plagioclasa (Pl)-carbonato (Cb)-porfidoblastos de antigorita (Atg)±Óxidos de hierro (FeOx).	64
Figura 18. Rasgos estructurales de la zona centro-sur del Complejo Mafico-Ultramáfico del Cabo de La Vela.	65
Figura 19. Principales características mineralógicas de las rocas encontradas en la zona centro-sur del Complejo Mafico-Ultramáfico del Cabo de La Vela.	66
Figura 20. Rasgos estructurales poco frecuentes de la zona centro-sur del Complejo Mafico-Ultramáfico del Cabo de La Vela.	67
Figura 21. Principales litologías aflorantes en la zona norte del Complejo Mafico-Ultramáfico del Cabo de La Vela.	68
Figura 22. Rasgos estructurales de la zona norte del Complejo Mafico-Ultramáfico del Cabo de La Vela.	70
Figura 23. Diagramas de presión vs temperatura para la estabilización de los minerales del grupo de la serpentina de A: John et al., (2011) y B: Evan et al., (2013). El círculo azul representa el rango de presión y temperatura en la que se desarrolló la serpentización de las rocas del Complejo Mafico-Ultramáfico del Cabo de la Vela (CMUCV). Liz: lizardita; Tlc: talco; Brc: brucita; Fo: fosterita; Opx: ortopiroxenos.	71
Figura 24. Elementos mayores, menores y trazas de las muestras analizadas.	73
Figura 25. Diagrama multielemental normalizados respecto al E-MORB (Sun y McDonough, 1989). En azul se grafican los datos de Bernal, R. A. (2020) y en rojo esta investigación.	74
Figura 26. Diagramas de tierras raras (REE) normalizados con respecto al condrito (McDonough y Sun, 1995). En azul se grafican los datos de Bernal (2020) y en rojo esta investigación.	74
Figura 27. Diagrama de discriminación de ambiente tectónico de Th/Yb vs Nb/Yb (Pearce, 2008). N-MORB: Basalto de manto empobrecido; E-MORB: basaltos de manto enriquecido; OIB: Basaltos de islas oceánicas. En azul se grafican los datos de Bernal (2020) y en rojo esta investigación.	75

Figura 28. Modelo evolutivo de las rocas del Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de la Vela (CMUCV). Diagramas adaptados y modificados a partir de Giunta et, al (2006), Romito, y Mann, (2020) y Cardona (2014). 78

CAPÍTULO I

1.0. INTRODUCCIÓN

1.1. Situación Problemática

El Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de La Vela (CMUCV) está situado en la Península de la Guajira, en el extremo más septentrional de América del Sur, constituyendo el margen norte de la placa Sur Americana que se ubica en una zona de compleja interacción con las placas Caribe y Nazca (Taboada et al., 2000; Audermard y Audemard, 2002; Pindell et al., 2005; Puszczólkowski & Myczyński, 2010). Los movimientos de convergencia oblicua entre la Placa Caribe y la margen norte de la Placa Suramericana generan la obducción de terrenos oceánicos, así como la dispersión de bloques continentales desde Ecuador hasta Trinidad (Kennan & Pindell, 2009; Pindell and Kennan, 2009)

La configuración tectónica de obducción es diacrónica (Pindell, et al., 2005), lo que significa que los registros de las rocas oceánicas acrecionadas en el continente son más antiguos en la parte sur y más recientes en el noreste (Pindell & Kennan, 2009; Spikings et al., 2015). En la región de la Alta Guajira, las rocas con afinidad oceánica tales como la Formación Etpana, la Formación Carpintero y el Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de la Vela, se superponen a las rocas de afinidad continental de Suramérica, como

la Formación Jarara (MacDonald, 1964; Lockwood, 1965; Álvarez, 1967; Weber et al., 2007).

Las rocas del Cabo de la Vela y el Stock de Parashi presentan un registro tectonomagmático relacionado a un arco intraocénico que evolucionó desde el Pre-Campaniano hasta los 74 m.a. (Cordani, et al 2005), donde la presencia de metamafitas y rocas de origen continental sugiere una relación con un prisma de acreción que se formó durante la subducción cretácica de la placa Caribe y la aproximación de un posible fragmento continental o de la margen continental Suramericana hacia la placa del Caribe (Cardona, Cordani, & Macdonald. 2007).

A pesar de las investigaciones publicadas y conocimiento existente regional sobre la tectónica del caribe colombiano y la acreción de terrenos en la Península de la Guajira, no se cuenta con mucha información referente a las mineralizaciones de carbonatos emplazados en las rocas del Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de la Vela y mucho menos un modelo tectónico y geoquímico que explique su relación con la tectónica del caribe.

1.2. Problema de Investigación

1.2.1. Problema General

- ¿De qué manera la tectónica del caribe colombiano se relaciona con la mineralización de carbonatos emplazados en el Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de la Vela?

1.2.2. Problemas Específicos

- ¿De qué manera las estructuras regionales y locales se relacionan con la mineralización de carbonatos emplazados en el Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de la Vela?
- ¿En qué medida los eventos tectónicos del caribe colombiano condicionaron la distribución de elementos químicos presentados en las mineralizaciones?
- ¿De qué forma los bloques estructurales se relacionan con la mineralización de carbonatos emplazados en el Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de la Vela?

1.3. Justificación de la Investigación

La presente tesis tiene como justificación técnica relacionar la tectónica del caribe colombiano con las características estructurales que contribuyeron a la generación y distribución de las mineralizaciones de carbonatos, encajantes en el Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de la Vela, construyendo un modelo tectónico y geoquímico que explique los efectos de los distintos eventos geológicos en el emplazamiento del depósito mineral.

De igual forma, no se tienen muchos estudios sobre las mineralizaciones de carbonatos (magnesita, calcita, dolomita) emplazados en rocas ultramáficas y su relación con la tectónica, lo que permitirá una importante contribución al avance de los conocimientos.

1.4. Objetivos

1.4.1. Objetivo General

- Determinar la relación entre la tectónica del caribe colombiano y la mineralización de carbonatos emplazados en las rocas del Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de la Vela.

1.4.2. Objetivos Específicos

- Definir la relación entre las estructuras regionales y locales con la mineralización de carbonatos emplazados en el Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de la Vela.
- Determinar la relación entre los eventos tectónicos del caribe colombiano y la distribución de elementos químicos presentados en las mineralizaciones.
- Identificar la relación entre los bloques estructurales y la mineralización de carbonatos emplazados en el Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de la Vela.

CAPÍTULO II

2.0. MARCO TEÓRICO

2.1. Antecedentes del problema

Existen algunos trabajos que abordan situaciones problemáticas similares realizados a nivel regional e investigaciones realizadas en la zona de estudio, en los que se destacan como base geológica las memorias explicativas y mapas del Servicio Geológico Colombiano.

Se consideran trabajos desde el ámbito regional y local, en los que tenemos:

2.1.1. Regionales

Navarro-Domínguez, R. (2015). Estudio de las serpentinitas del Complejo Nevado-Filábride (Cordillera Bética). Usos y aplicaciones en construcción y patrimonio arquitectónico. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, Departamento de Geología, Área de Petrología y Geoquímica.

Se ha prestado especial atención a la explicación de las principales causas de alteración de la carbonatación en las serpentinitas y cómo esto influye en las características físicas

y mecánicas de la roca para su uso como roca ornamental, siguiendo las Normas UNE-EN. Se ha realizado un estudio detallado del caso de las placas de la fachada principal del edificio de la Real Chancillería de Granada, que fue la sede del Alto Tribunal Superior de Justicia entre 1505 y 1834, y en la actualidad alberga al Tribunal Superior de Justicia de Andalucía.

Los objetivos de este trabajo incluyen la caracterización exhaustiva de las serpentinitas de Sierra Nevada y Sierra de los Filabres; inventariar las principales construcciones del patrimonio histórico en Granada y Madrid en las que se emplearon las serpentinitas de dichas zonas; investigar el deterioro, las causas y mecanismos que provocan en las edificaciones o elementos ornamentales de edificios históricos construidos con los materiales de este estudio; analizar el grado de carbonatación que afecta a las serpentinitas del estudio y su relación con las principales propiedades físicas y mecánicas; comparar las serpentinitas con las diferentes Normas que regulan su uso (UNE-EN y ASTM); comparar otras serpentinitas utilizadas en construcción; y proponer las serpentinitas de Sierra Nevada y de la Sierra de los Filabres como recursos patrimoniales de piedra de relevancia global (Global Heritage Stone Resource).

Su metodología aborda diferentes ensayos analíticos. Para la caracterización mineralógica y geoquímica se realizaron ensayos de Difracción de Rayos X (DRX), catoluminiscencia, microscopia de luz polarizada y reflejada, espectroscop de plasma (ICP-OES), Microscopía Electrónica de Barrido de Emisión de Campo (FESEM-EDS) y radio actividad natural; para determinar las propiedades físicas de las rocas se realizaron ensayos de densidad, porosidad accesible al agua, absorción a presión atmosférica, absorción de agua por capilaridad, porosimetría de inyección de mercurio, velocidad de ondas sónicas (ultrasonido); para determinar las propiedades mecánicas se realizó ensayos de resistencia a la compresión, resistencia a la flexión, microdureza Knoop; para los análisis de alteración se realizaron los ensayos de formación de sales por succión capilar en agua desionizada, envejecimiento en atmósfera ácida y envejecimiento mediante lámpara de arco-xenón.

Según los resultados y conclusiones, se destaca que las serpentinitas de Sierra Nevada y Sierra de los Filabres están compuestas principalmente por la fase mineral antigorita, así como magnetita y carbonatos como magnesita, calcita y/o dolomita. Además, desde una perspectiva geoquímica, estas rocas son muy magnesianas, con un contenido de agua del 13%, lo cual es una característica típica de las serpentinitas. Se observó que

las variedades de serpentinitas más carbonatadas presentan anomalías importantes de Ca, que sustituyen al Mg en las transformaciones minerales. Los procesos de carbonatación producen alteraciones en el comportamiento de las serpentinitas como roca ornamental. Por otro lado, las serpentinitas experimentan un aumento en su densidad aparente y una disminución en la porosidad accesible al agua, la absorción a presión atmosférica y el coeficiente de absorción capilar. Esto se debe a que a medida que avanza el proceso de carbonatación, la presión de cristalización ejercida por las nuevas fases provoca la fracturación de la roca, aumentando el tamaño de los poros. Este proceso, a su vez, se traduce en un aumento en la velocidad de las ondas ultrasónicas (V_p), ya que los componentes calcita y dolomita presentan una velocidad mayor que otros minerales como la antigorita. Además, las propiedades mecánicas de las serpentinitas también se ven afectadas por la carbonatación.

Wicks, F. J. and Whittaker, E. J. W. (1977). Serpentine textures and serpentinization. Canadian Mineralogist, 15, 459-488.

El propósito de este estudio es presentar las características principales del proceso de serpentinización, incluyendo sus texturas y los ajustes en la estructura cristalina de cada mineral del grupo de la serpentina, como la antigorita, la lizardita o el crisotilo. Los autores señalan que la serpentinización puede ocurrir en los procesos tectónicos relacionados con la formación de complejos ofiolíticos, así como en procesos de deformación dúctil en zonas de cizalla y fracturación frágil después de ser emplazados.

Para ello se realizaron ensayos de Difracción de Rayos X (DRX) y microscopía, analizando las asociaciones minerales de cada textura de serpentinización.

Sus resultados más destacables son: Las texturas de las serpentinitas se pueden dividir en tres tipos: texturas pseudomórficas formadas después del olivino, piroxeno, anfíbol, talco y clorita; texturas no pseudomórficas formadas a partir de los mismos minerales primarios o de textura pseudomórfica; y texturas formadas en las venas de las serpentinitas. Los resultados de rayos X indican que las texturas pseudomórficas (textura en malla (*mesh*) formada posterior al olivino, y textura *bastite* formada después del piroxeno, amphibole, etc.) se componen más comúnmente de lizardita + magnetita o lizardita + brucita + magnetita. Las texturas pseudomórficas de magnetita ocurren con poca frecuencia, entre las que se encuentra la antigorita o crisotilo + magnetita, y

antigorita o crisotilo + brucita + magnetita. Las texturas no pseudomórficas entre penetrantes (*interpenetrating*) y entrelazadas (*interlocking*) se componen más comúnmente de antigorita + magnetita, pero también se acumulan antigorita + brucita + magnetita y crisotilo y/o lizardita + brucita + magnetita. Las texturas *houeglass*, texturas de *mesh rims*, *center mesh* y *bastite* son principalmente lizardita + brucita. La interpenetración y las texturas entrelazadas suelen ser antigorita, pero en algunos casos no es posible distinguir crisotilo, lizardita y antigorita en texturas no pseudomórficas sin evidencia de rayos X. La brucita, sin embargo, se produce en granos discretos en texturas no pseudomórficas y se identifica fácilmente. Las texturas entrelazadas suelen presentarse con la asociación lizardita + crisotilo + antigorita. El asbesto crisotilo pueden ser reconocido en venas, pero el crisotilo no fibroso son ópticamente indistinguibles.

Los procesos de serpentización se dividen en ocho tipos dependiendo de diferentes condiciones, entre las que se encuentra el aumento de las temperaturas, la presencia de cizallamiento sustancial y la nucleación de antigorita. Se reconocen tres regímenes principales de temperatura que corresponden a la estabilidad de diferentes conjuntos minerales y asociaciones de brucita. Estas categorías permiten una sistematización de las distintas texturas y conjuntos minerales, las condiciones de redox durante la serpentización, y la condición necesaria para la formación de depósitos de crisotilo.

Fernández, R. D. (2019). Zonas de sutura: relictos de antiguos océanos y preludio de continentes en colisión. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 27(3), 257-266.

Establece modelos idealizados de los diferentes escenarios geodinámicos de desarrollo de ofiolitas, y la columna litológica idealizada de estas desde el manto a la corteza, desarrollada en un contexto de supra-subducción. Además, establece que la identificación de las ofiolitas es uno de los pilares esenciales para el reconocimiento de las zonas de sutura, debido a que estos representan relictos de litosfera oceánica.

El objetivo principal de esta investigación es mostrar los procesos y registros geológicos ligados al desarrollo de una zona de sutura. Su metodología se basa en una amplia recopilación de información existente sobre los procesos de formación de zonas de cizallamiento, subducción, acreción, y formación de rocas como eclogitas, esquistos azules y asociaciones de rocas como las ofiolitas. Entre sus resultados y conclusiones se destaca:

Las eclogitas, esquistos azules y ofiolitas se forman en los límites antiguos entre placas tectónicas cercanas a zonas de sutura, donde las rocas cercanas a la zona de sutura acumulan más deformación y transforman su mineralogía original bajo condiciones de alta presión y temperatura. Estas rocas a menudo tienen un origen, composición y evolución pre-suturación diferente en comparación con las rocas a ambos lados de la zona de sutura.

Dilek, Y., and Furnes, H. (2011). Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. Geological Society of America Bulletin 123: 387-411

El objetivo de esta investigación es presentar una compilación sobre la definición, el origen tectónico y los mecanismos de emplazamiento de las ofiolitas, así como una nueva clasificación incorporando la diversidad en su arquitectura estructural y firmas geoquímicas que resulta de variaciones en los procesos petrológicos, geoquímicos y tectónicos durante la formación en diferentes entornos geodinámicos. Su metodología se basa en una recopilación amplia de información a nivel mundial, realizando una revisión, comparación y discusión de ideas.

Dentro de sus resultados se define a las ofiolitas como agrupaciones de rocas ultramarinas asociadas temporal y espacialmente a rocas félsicas, que se relacionan con episodios de fusión separados y procesos de diferenciación magmática en entornos tectónicos particulares. Sus características geoquímicas, estructura interna y grosor varían según la tasa de propagación, la proximidad a plumas o trincheras, la temperatura del manto, la fertilidad del manto y la disponibilidad de fluidos. Se clasifican dos tipos de ofiolitas, relacionadas a subducción y no relacionadas a subducción; las ofiolitas relacionadas con la subducción incluyen la zona de acreción y los tipos de arco volcánico, la evolución de la cual se rige por la deshidratación de la corteza y la metástasis que acompaña al manto, el derretimiento de los sedimentos que subducción y los episodios repetidos de fusión parcial de peridotitas metasomatizadas. Las ofiolitas no relacionadas con la subducción incluyen ofiolitas de margen continental, crestas medio oceánicas (plumas-proximales, plumas-distales y fosa-distal), y ofiolitas tipo pluma (cresta proximal de plumas y meseta oceánica) que generalmente tienen composiciones MORB. La litosfera y las ofiolitas relacionadas con la subducción se desarrollan durante

el cierre de las cuencas oceánicas, mientras que los tipos no relacionados con la subducción evolucionan durante la deriva del rift y la propagación del fondo marino.

La nueva clasificación establece una herramienta eficaz para la identificación de los ajustes geodinámicos de la formación de corteza oceánica en la historia de la Tierra, debido a que las firmas geoquímicas y tectónicas de las ofiolitas de los diversos ambientes geodinámicos es única.

Dilek, Y., and H. Furnes, (2014). Ophiolites and Their Origins. Elements, 10(2): p. 93-100.

El objetivo de esta investigación es presentar una compilación de la estructura interna, firmas geoquímicas y mecanismos de emplazamiento de las ofiolitas. Mediante una recopilación amplia sobre el contexto tectónico y geoquímico donde estos cuerpos se encuentran.

Sus resultados revelan que las ofiolitas muestran variaciones significativas en su estructura interna, firmas geoquímicas y mecanismos de emplazamiento. Estas diferencias son controladas por cuatro factores: primero, la proximidad a la fuente magmática (pluma o fosa oceánica); segundo, la velocidad, la geometría y la naturaleza de la propagación de la cresta oceánica; tercero, la composición del manto, temperatura y fertilidad; y cuarto, la disponibilidad de líquidos.

Se menciona que las ofiolitas pueden formarse en cualquier entorno tectónico durante la evolución de las cuencas oceánicas, desde las etapas de ruptura del rift y separación del fondo marino hasta la iniciación de la subducción y el cierre terminal. Una ofiolita se emplaza ya sea desde la litosfera oceánica descendente a través de la subducción-acreción o desde la placa superior en una zona de subducción a través de la colisión fosa-continente. Por lo tanto, la tectónica de la zona de subducción es el factor más importante en la evolución ígnea de las ofiolitas y su emplazamiento en márgenes continentales.

Cediel, F., R. P. Shaw, and C. Cáceres, 2003, Tectonic assembly of the Northern Andean Block, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., The Circum-Gulf

of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79, p. 815– 848.

El objetivo es presentar una síntesis e interpretación integrada del conjunto tectónico de todo el Bloque Andino del Norte (los Andes de Ecuador, Colombia y Venezuela). La metodología para la reconstrucción tectónica se basa en la identificación y caracterización de más de 30 unidades lito-tectónicas y morfoestructurales distintas, incluyendo terrenos, conjuntos de terrenos, dominios fisiográficos y sus sistemas de sutura y fallas de límite, que, basados en consideraciones geológicas, geofísicas y dinamo-tectónicas.

En su resultado definen cuatro reinos tectónicos distintos que representan toda la región andina septentrional. Estos incluyen el Reino del Escudo de Guayana (GSR), la subplaca de Maracaibo (MSP), el Reino de la subplaca Continental Central (CCSP) y el Reino Tectónico Occidental (WTR). En el rango de tiempo entre el Cretácico Medio (Aptiano) y el Mioceno, se produce una acreción secuencial dextral-oblicua del Reino Tectónico Occidental de corteza oceánica a lo largo del margen del Pacífico, actuando simultáneamente con la migración noroeste de la subplaca de Maracaibo (un segmento separado del Escudo de la Guayana) hacia y sobre la placa del Caribe, ejerciendo una enorme transpresión sobre el CCSP atrapado entre ellos. Cada reino tectónico aportó mecanismos tectónicos distintos durante la orogénesis andina del Norte, y cada reino registra un estilo de deformación interno único. La trayectoria migratoria de la placa del Caribe a lo largo del margen occidental y norte del cratón sudamericano, según lo registrado por la historia de acreción aloctona del WTR, ha sido fundamental en la configuración moderna del Bloque Andino del Norte. Se destaca la importancia y contribución de los elementos geoestructurales del Mesozoico-Cenozoico.

2.1.2 Locales

Romito, S. and Mann, P. (2020). Tectonic terranes underlying the present-day Caribbean plate: Their tectonic origin, sedimentary thickness, subsidence histories, and regional controls on hydrocarbon resources. Geological Society, London, Special Publications.

Su objetivo principal es caracterizar cada terrano de la Placa Caribe, a través de la interpretación de la geología superficial, 62.000 km de líneas sísmica de reflexión 2D, 366 estaciones de refracción sísmica, 47 pozos, 74 muestras de sótano, modelado 2D, anomalía magnética y gravitacionales, e integración de estudios previos. Se realiza una descripción de todas las estructuras regionales de la placa del Caribe (Cuencas, sistemas de fallas, mesetas, arcos, terrenos etc), caracterizando cuatro tipos de cortezas en la placa formadas por fusión parcial entre el Cretácico temprano al Mioceno, estas son: la meseta oceánica de la Gran Provincia Ígnea del Caribe; el bloque continental Chortis; el Gran Arco del Caribe y los bloques de arco de isla de los Terrenos Oceánicos Compuestos de Siuna/Mesquito; y la corteza oceánica de la cuenca colombiana y venezolana.

El resultado más relevante para esta tesis menciona que la corteza de meseta oceánica es fuertemente flexionada a lo largo de las zonas de subducción amagmática en los bordes sur y noreste de la placa del Caribe, que producen las cuencas más grandes y profundas llenas de sedimentos (donde se ha probado la existencia de hidrocarburos y filtraciones) que están asociadas con terrenos de arco continental e insular en la placa del Caribe occidental.

Giunta, G., Beccaluva, L., Siena, F. (2006). Caribbean Plate margin evolution: constraints and current problems. *Geologica Acta*, Vol.4, Nº1-2, 2006, 265-277

Esta investigación tiene como objetivo principal mostrar la distribución y características espacial y temporal. Mediante la correlación regional de los caracteres tectono-magmáticos y estructurales de las principales unidades de la Placa Caribe, y mediante revisión y análisis de investigaciones estructurales y petrológicas llevadas a cabo.

Su resultado describe el proceso evolutivo de la placa del Caribe (distribución espacio temporal). Este inicia por la propagación y generación de múltiples centros volcánicos durante el Jurásico y el Cretácico temprano, formando el dominio oceánico "protocaribeño". Durante el Cretácico, parte de ese dominio de la corteza se engrosó en una meseta oceánica, de la afinidad petrológica MOR (Rift Medio Oceánico) a OIB (Basalto de Isla oceánica). Simultáneamente, las placas continentales de América del Sur y del Norte desarrollaron rifting y magmatismo toleíticos en la región de América Central (Venezuela y Cuba). La ruptura creó espacio para el dominio oceánico

protocaribeño. Las correlaciones petrológicas y regionales sugieren que, a partir del Cretácico, el dominio protocaribeño participó en dos etapas principales de la subducción, denominadas primera y segunda fases (caracterizadas por la convergencia oblicua). La etapa más antigua (Cretácico medio), involucrada en la subducción inmersión hacia el este de la fina litosfera protocaribeña, con generación de IAT (Arcos de Isla toleíticos) y magmatismo calcoalcalino, acompañado de efectos metamórficos de alta presión - baja temperatura (HP - LT), y la formación de unidades de arco y melanges ofiolíticos (Guatemala, Cuba, Hispaniola y Puerto Rico; sur de Venezuela). La segunda etapa del Cretácico Superior consistió en sumergirse hacia el oeste en la subducción intraoceánica; se registra por el magmatismo de arco tonalítico relacionado con la aparición del sistema de arco Aves - Lesser Antilles. Desde el Cretácico Superior, las porciones interiores no deformadas de la meseta oceánica del Caribe (es decir, las cuencas colombiana y venezolana) quedaron atrapadas al este de la subducción del Pacífico de los bloques Chortis, Chorotega y Choco, construyendo finalmente el Istmo Centroamericano. Del Terciario a Presente, el continuo movimiento hacia el este de la Placa del Caribe con respecto a las Américas dando lugar a la transpresión a lo largo de los márgenes norte y sur, marcado por terrenos ofiolíticos dispersos y desmembrados.

Zuluaga C., C. A. Ochoa, Y., A. Muñoz U., C. A. Guerrero H., N. M. Martínez A., A. M. Medina A., P. A. Pinilla O., A. Ríos B., P. A. Rodríguez R., B. P. Salazar O., E. A. Y Zapata P. Y V. L. (2009). Proyecto de Investigación: Cartografía e historia geológica de la Alta Guajira, Implicaciones en la búsqueda de recursos minerales. Memoria de las planchas 2, 3, 5, y 6 (Con parte de las Planchas 4, 10 y 10bis). Acuerdo Específico 030/2006. Universidad Nacional de Colombia (Sede Bogotá) – INGEOMINAS

El objetivo de este trabajo es realizar la cartografía de las planchas 2, 3, 4, 5, 6, 10 y 10b, con la finalidad de mejorar la cartografía geológica de la Alta Guajira, resolviendo y aclarando algunos problemas geológicos regionales, determinar el potencial de recursos minerales y proponer un modelo de evolución geológico de la región. Mediante información de campo, petrología y geoquímica. Describiendo detalladamente cada una de las unidades litoestratigráficas, las estructuras geológicas mayores con los rasgos estructurales asociados y las manifestaciones minerales encontradas con algunas ideas y propuestas acerca de su potencial.

Se destacan los resultados sobre el área del Cabo de la Vela, se describe regionalmente a escala 1:100.000 el Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de la Vela. En este estudio el CMUCV es conocida como Serpentinitas del Cabo de la Vela (K?scv), mencionan que consta principalmente de serpentinitas, rodingitas y en menor proporción metagabros, diques basálticos y esquistos de glaucofana. Infieren unas facies de metamorfismo de esquistos verdes a anfibolitas y un metamorfismo de baja presión para los esquistos de glaucofana (Facies de esquistos de Gaucofana). Además, mencionan que estos procesos metamórficos se relacionan con eventos orogénicos durante el Cretácico tardío al Paleógeno temprano

2.2. Bases teóricas

2.2.1. Definición y origen de rocas máficas y ultramáficas

Las rocas ígneas máficas son aquellas cuyo contenido de SiO₂ varía entre 52% a 45%, y se pueden clasificar por el desarrollo de sus minerales en basaltos o gabros; las rocas ígneas ultramáficas son aquellas cuyo contenido de SiO₂ es menor al 45% y se clasifican dependiendo de su proporción de minerales como olivino, piroxenos (orto y clino) y horblenda. (Le Bas, & Streckeisen, 1991)

Las rocas máficas y ultramáficas se pueden originar en las tres series magmáticas más comunes (calcoalcalina, alcalina y toleítica) cada una con un tipo de magma parental. Los toleíticos son los más voluminosos y se generan por una gran tasa de fusión parcial de una fuente mantélica, por lo que se encuentran en las dorsales meso oceánicas (*Mid-Ocean Ridge Basalt*, MORB por sus siglas en inglés) así como en centros volcánicos intraplacas dispersos que crean islas oceánicas; Los alcalinos se generan por una pequeña tasa de fusión parcial, es decir que mientras más pequeña es la tasa de fusión parcial, más alcalino será el magma, por esta razón se encuentran en vulcanismo de intraplaca como puntos calientes y rifts; y los calcoalcalinos se generan por la fusión parcial de un manto metasomatizado, por lo que están restringidos principalmente a los límites de placas convergentes. (Winter, 2014)

Geoquímicamente las series magmáticas se diferencian por su contenido de KO₂, MgO₂, FeO_t, Na₂O y SiO₂. La serie toleítica presenta un aumento de FeO_t y un empobrecimiento

de Na_2O y K_2O con la diferenciación, además, la presencia de cuarzo e hiperstena indican una sobresaturación en sílice; La serie calcoalcalina, se caracteriza por ser ricas en Al_2O_3 , presentar bajo contenido de FeO_t y estar saturados a sobresaturados en SiO_2 , debido a que son originados por magmas hidratados; La serie alcalina se caracteriza por tener altos contenidos de minerales alcalinos (ricos en KO_2 y Na_2O), presentan más de 2% de TiO_2 y son saturadas en SiO_2 . Dentro de esta última existen dos subseries, la sub serie alcalina moderada y la sub serie fuertemente alcalina, la primera con Ne normativa menor al 5%, y la segunda con Ne normativa mayor al 5%, además, existen otras dos sub series dentro de la sub serie alcalina moderada (una sódica y otra potásica). (Miyashiro, 1974; Peccerillo & Taylor, 1976; Middlemost, 1994)

2.2.2. Clasificaciones petrográficas de rocas máficas y ultramáficas

La subcomisión de rocas ígneas de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS) clasifica a las rocas ultramáficas mediante los diagramas Ol-Opx-Cpx y Ol-Px-Hbl, son aplicables a rocas volcánicas cuando el porcentaje modal es menor al 90%, (**Figura 1**). De igual modo, las rocas que se proyectan en el campo de clinopiroxenita son denominadas rocas gabroicas (si el contenido de An en la Pl es mayor del 50%) y se clasifican según el contenido modal de Pl, Px, Ol y Hb. (**Figura 2**)

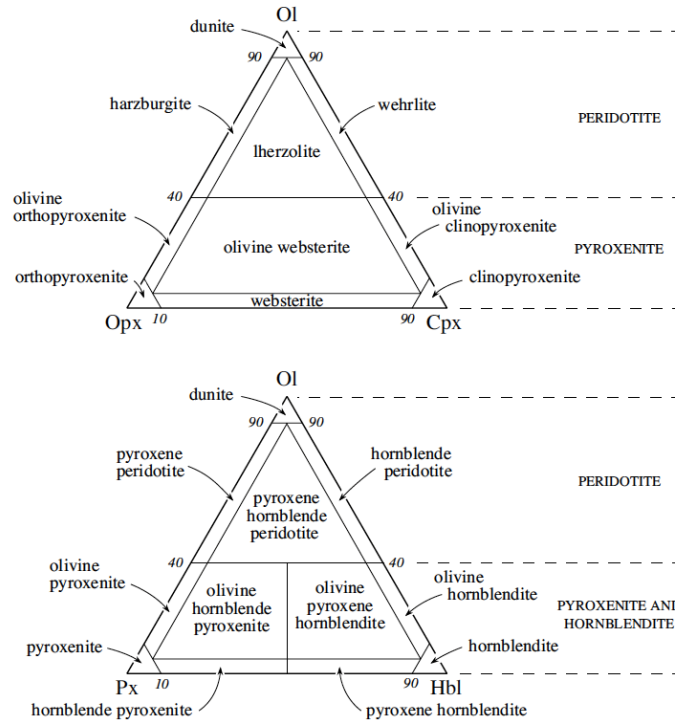


Figura 1. Diagramas Ol-Opx-Cpx y Ol-Px-Hbl para rocas ultramáficas. Ol: Olivino; Px: Piroxeno; Hbl: Hornblenda; Opx: Ortopyroxeno; Cpx: Clinopyroxeno. (Streckeisen, 1976)

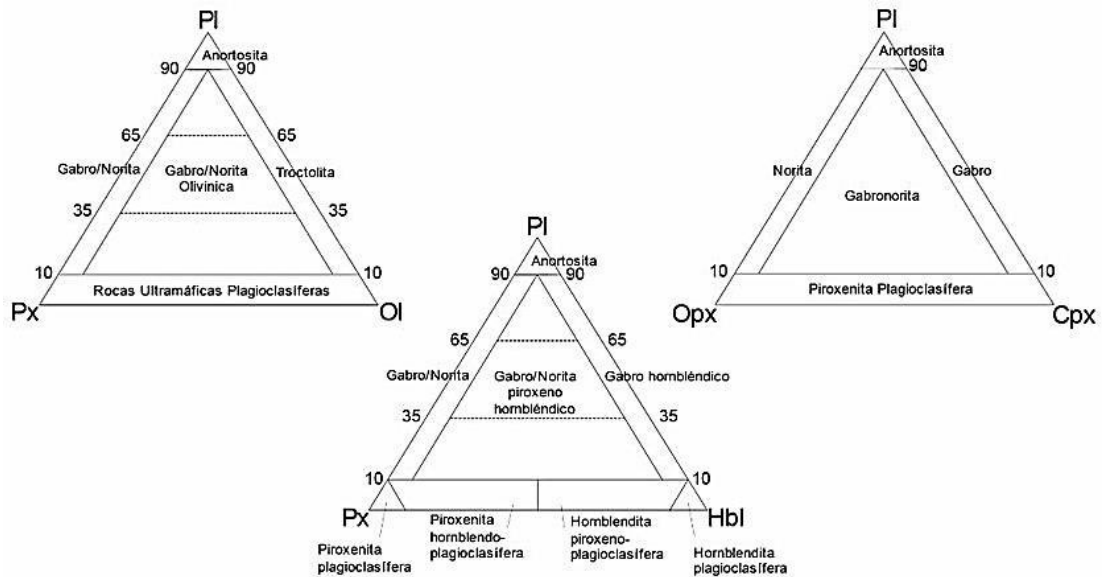


Figura 2. Diagramas PI-Px_Ol, PI_Px-Hbl y PI-Opx-Cpx para rocas ultramáficas. PI: Plagioclasa; Ol: Olivino; Px: Piroxeno; Hbl: Hornblenda; Opx: Ortopyroxeno; Cpx: Clinopyroxeno. (Streckeisen, 1976)

2.2.3. Serpentinización en rocas máficas y ultramáficas

La serpentina se produce a partir de la alteración hidrotermal de rocas ultramáficas compuestas principalmente de olivino y piroxenos (Moody 1976; O'Hanley 1996), además pueden contener otras fases en menor cantidad, como granate, plagioclasa y anfíbol; en pequeñas cantidades se pueden encontrar sulfuros de hierro, níquel o cobre. El proceso de alteración comienza por el olivino y continúa por los piroxenos, lo que significa que una roca ultramáfica con mayor contenido de olivino experimentará una mayor serpentinización (Moody 1976; Wicks y Whittaker 1977).

En la evolución de un complejo ultramáfico, se pueden identificar tres momentos en los que puede tener lugar la serpentinización. El primer momento ocurre cuando el agua del mar ingresa a través de fracturas y fallas transformantes en las dorsales medio oceánicas, lo que se conoce como serpentinitas de fondo oceánico (Bonatti 1968; Aumento y Loubat 1971; Christensen 1972; Prichard 1979). El segundo momento se da durante procesos tectónicos relacionados con el emplazamiento cortical de complejos ofiolíticos, o en zonas de cizalla y fracturación frágil después de su emplazamiento (Wicks 1984). El tercer momento ocurre cuando fluidos difunden a partir de la intrusión de diques leucograníticos, ricos en volátiles, en una roca ultramáfica, provocando la serpentinización en la zona cercana a la intrusión (Navarro-Domínguez, 2015).

Las serpentinitas están compuestas principalmente por minerales del grupo de la serpentina, que son filosilicatos trioctaédricos de composición magnésica y estructura laminar 1:1, formados a partir de una capa tetraédrica (Si_2O_5) y una capa octaédrica $[\text{Mg}(\text{OH})]$ y tienen una fórmula química ideal de $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$. La serpentina tiene varios polimorfos (antigorita, la lizardita o el crisotilo) que se forman debido a un desajuste geométrico entre las capas octaédricas y tetraédricas (**Figura 3**) (Wicks y Whittaker 1975; O'Hanley 1996). Además, las serpentinitas contienen también como accesorios otros minerales como talco, clorita o magnetita (Jolyon, 2011). (Navarro-Domínguez, 2015)

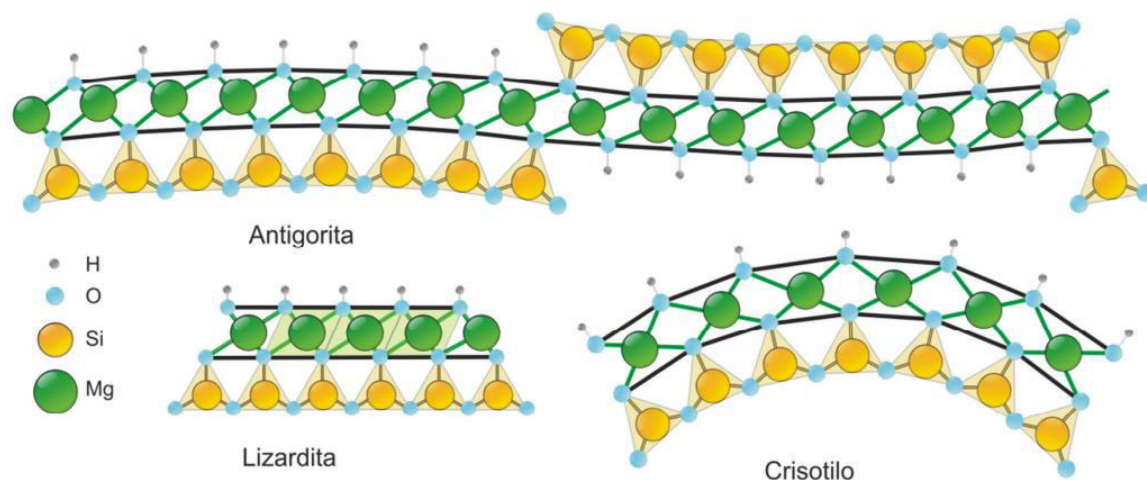
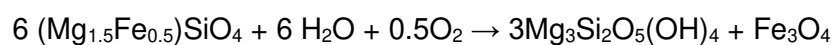
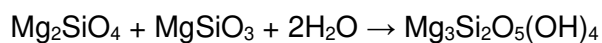


Figura 3. Característica de la estructura de la Antigorita, Lizardita y Crisotilo. Tomado de Navarro-Domínguez, (2015)

Las reacciones de los cambios mineralógicos se pueden encontrar en Toft et al. 1990; Hansen et al. 2005; Frost, 1985 y Navarro-Domínguez, 2015; los cuales se presentan a continuación:



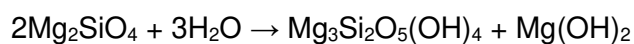
olivino \rightarrow serpentina + magnetita



olivino + enstatita \rightarrow serpentina



olivino \rightarrow serpentina + magnesita



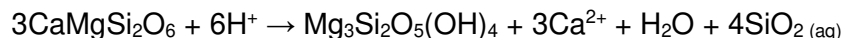
olivino \rightarrow serpentina + brucita



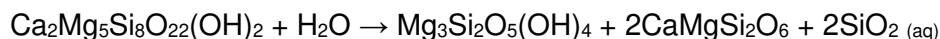
olivino + enstatita \rightarrow serpentina + magnesita



enstatita → serpentina + talco



diópsido → serpentina

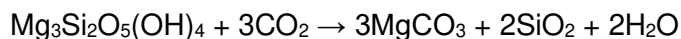


tremolita → serpentina + diópsido

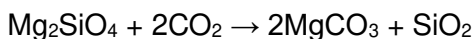
2.2.4. Carbonatación en rocas máficas y ultramáficas

La serpentina y el olivino son los dos principales minerales de magnesio utilizados como fuentes en la reacción de carbonatación con el CO₂, produciendo magnesita mediante una reacción exotérmica de baja temperatura y presión (200-300°C), similar a las condiciones de 3-5 km de profundidad (Lackner et al. 1995; Power et al. 2013). La carbonatación puede ocurrir durante el proceso de serpentización, a través de hidrotermalismo o meteorización, y puede ser causada tanto por procesos abióticos como por la acción de microorganismos que disuelven los minerales de la serpentina y precipitan carbonatos (**Figura 4**) (Power et al. 2013).

Las reacciones de los cambios mineralógicos se pueden encontrar en Goldberg et al. 2000 y Navarro-Domínguez, (2015), los cuales se presentan a continuación:



serpentina → magnesita



Olivino (fosterita) → magnesita

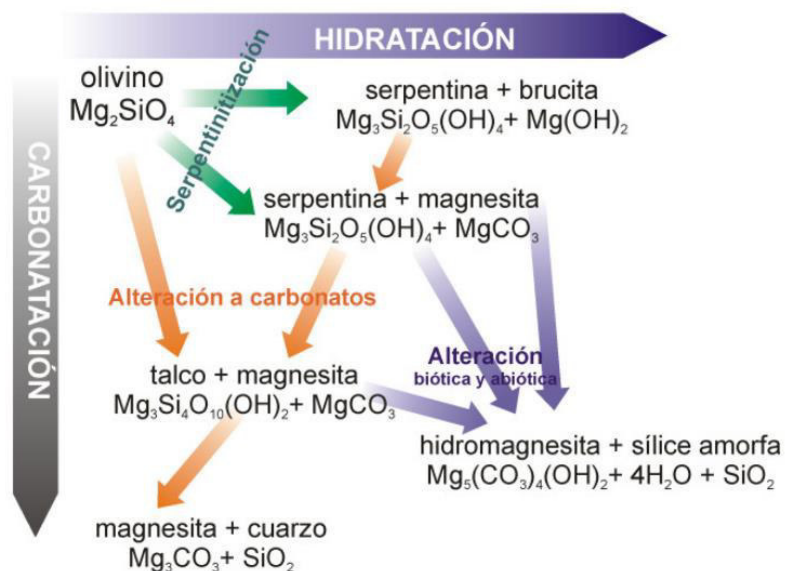


Figura 4. Carbonatación en rocas máficas y ultramáficas. Tomado de Navarro-Domínguez, (2015)

2.2.5. Definición y arquitectura de ofiolitas

Las ofiolitas son asociaciones de rocas máficas, ultramáficas y menormente félsicas formados como remanentes de una litosfera oceánica (corteza y manto superior), aunque también se pueden formar como producto de una corteza transicional hacia corteza continental. (Dilek, and Furnes, 2014; Fernández, 2019).

La secuencia de una ofiolita consiste desde su parte inferior hasta la superior en peridotitas, capas de rocas máfica-ultramáfica que representan la parte superior del manto litosférico ubicado bajo la corteza oceánica, comúnmente incluyen capas de minerales de lherzolita, harzburgita y lentes de dunita con cromita. Sobre estas se encuentran gabros y gabros olivínicos con capas subordinadas de troctolita, anortosita y wehrlite, seguidos de un complejo de diques laminares (doleritas y plagiogranitos) que representan antiguos conductos de fundidos basálticos desde las cámaras magmáticas inferiores. Sobre estas se encuentran rocas efusivas representadas en niveles de lavas almohadilladas, brechas de almohadas y flujos masivos de lava que varían composicionalmente desde basaltos y andesitas en la parte inferior hasta andesita, dacita y riolita en la parte superior. Sobre estas rocas efusivas se superponen rocas

pelágicas y sedimentarias clásticos marinos que tienden a dominar en los tramos culminantes de las ofiolitas (Dilek, and Furnes, 2014). (**Figura 5**)

A menudo, las ofiolitas no conservan todos los tramos de esta secuencia, o éstos ocupan una posición diferente debido a la deformación sobreimpuesta. (Fernández, 2019)

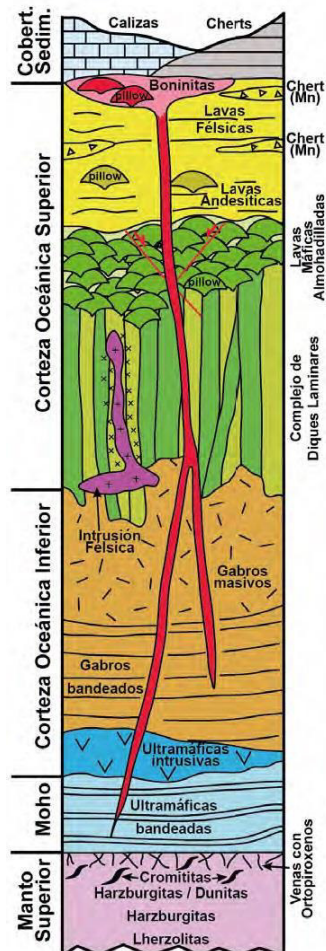


Figura 5. Columna litológica generalizada de una ofiolita desarrollada en un contexto de supra-subducción, que muestra el manto superior y los componentes de la corteza oceánica. Tomado de Fernández (2019)

2.2.6. Tipos de ofiolitas y sus configuraciones tectónicas

Las ofiolitas pueden tener varias formas de construcción magmática, que dependen de los ajustes geodinámicos. La ocurrencia y los tipos de ofiolitas son el resultado de dos factores importantes, primero los procesos tectónicos, magmáticos y

geoquímicos de la formación de ofiolita, y segundo su preservación como resultado de diferentes mecanismos de emplazamiento. (Dilek, and Furnes, 2014)

En consecuencia, una ofiolita es un conjunto de rocas ultramáficas, máficas y félsicas que están relacionadas tanto en tiempo como en espacio, y que se originaron a partir de varios eventos de fusión del manto y procesos de diferenciación magmática en un contexto tectónico específico, según lo explicado por Dilek y Furnes (2014).

Las ofiolitas se pueden clasificar mayoritariamente en dos, los relacionados a subducción y los que no se relacionan a subducción. Las ofiolitas cuya construcción magmática no se vio afectada por procesos de subducción incluyen las ofiolitas de tipo pluma (P), las ofiolitas de Rift Medio Oceánicos (MOR) y las de margen continental (CM) (Pearce, 2014; Dilek, and Furnes, 2014). Las ofiolitas relacionadas con la subducción incluyen las ofiolitas de arco volcánico (VA) y las ofiolitas de zonas de suprasubducción (SSZ). Este último abarca las ofiolitas formadas en ante-arco y configuraciones de cuenca tras-arco. (**Figura 6 y Cuadro 1**). (Dilek, and Furnes, 2014)

La estructura magmática-estructural y la composición química de las ofiolitas se ven influidas por diversos factores, tales como la velocidad y la geometría del proceso de formación ígnea, la cercanía de la zona a las plumas o trincheras del manto, la temperatura y fertilidad del manto debajo de los centros de difusión, la presencia de materiales de corteza reciclados en la columna de fusión debajo de estos centros, así como la escala y naturaleza de los procesos de fusión y diferenciación magmática (Dilek y Furnes, 2011).

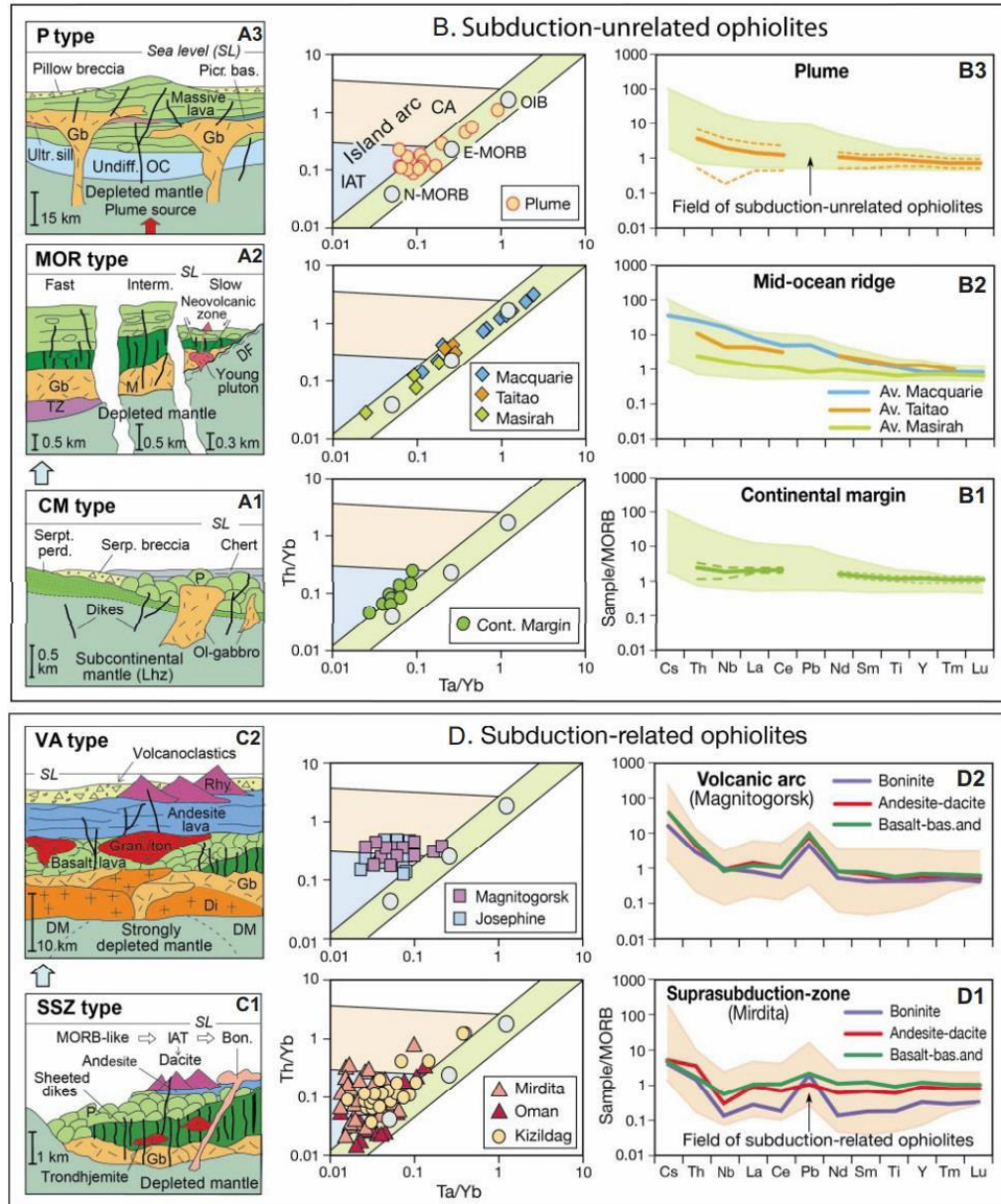


Figura 6. Perfiles transversales de la estructura interna y litología de las diferentes ophiolitas, junto con sus firmas geoquímicas típicas en los diagramas Th/Yb vs Ta/Yb y multielementales. Tomado de Dilek y Furnes (2011)

Cuadro 1. Tipos de ofiolitas, su configuración tectónica, afinidades geoquímicas y sus principales fases minerales. BABB: basalto de cuenca de tras arco; CA: Calcoalcalino; MORB: Basalto de Rift Medio Oceánicos; C-MORB: MORB contaminado; E-MORB: MORB enriquecido; N-MORB: MORB normal; P-MORB: MORB con influencia de plumas; FAB: Basalto de ante arco; IAT: Arco de isla toleítica. Tomado y adaptado de Dilek, and Furnes, (2014).

TIPOS DE OFIOLITAS Y SU CONFIGURACIÓN TECTÓNICA		EJEMPLOS MODERNOS DE OFIOLITAS	AFINIDAD GEOQUÍMICA	FASES MINERALES	
NO RELACIONADAS A SUBDUCCIÓN	Tipo margen continental		lavas N-MORB, E-MORB, P-MORB y C-MORB	Olivino + Plagioclasa + Clinopiroxeno	
	Tipo de Rift Medio Oceánico (MOR)	MOR de pluma distal	Macquarie Ridge; Masirah (Oman)	lavas N-MORB a E-MORB	Olivino + Plagioclasa
		MOR de pluma proximal	Islandia	lavas N-MORB y P-MORB	Olivino + Plagioclasa ± Clinopiroxeno
		MOR de trinchera proximal	Taitao (Chile)	lavas N-MORB, E-MORB ± C-MORB	Olivino + Plagioclasa + Clinopiroxeno
	Tipo Pluma		Nicoya (Costa Rica); Bolívar (Colombia)	lavas P-MORB	Olivino + Plagioclasa + Clinopiroxeno ± Ortopiroxeno
RELACIONADAS A SUBDUCCIÓN	Tipo de zona de supra subducción	Ante arco (Forearc)	Troodos (Cyprus); Kizildag (Turkey); Semail (Oman); Betts Cove (Canada)	lavas FAB, IAT a boninitas	Olivino + Plagioclasa + Clinopiroxeno + Ortopiroxeno y Olivino + Clinopiroxeno + plagioclasa
		Tras arco (continental y oceánico)	Rocas Verdes (Chile); SolundStavfjord (Norway)	lavas BABB	Olivino + Plagioclasa + Clinopiroxeno y Olivino + Clinopiroxeno + plagioclasa
	Tipo de arco volcánico		Smartville (California); Itogon (Philippines)	lavas IAT a CA; corteza media con tonalita, diorita	Olivino + Plagioclasa + Clinopiroxeno y Olivino + Clinopiroxeno + plagioclasa

2.2.7. Tectónica de la placa del Caribe

La tectónica de la Placa Caribe y su interacción con el Bloque de los Andes del Norte tiene dos teorías evolutivas diferentes discutidas por varios autores (Giunta, Beccaluva, & Siena, 2006; Pindell, 1994; James et al, 2009; y Osorno 2019).

La primera teoría muestra un modelo alóctono que indica que el Caribe se formó y evolucionó en tres etapas distintas: Protocaribe, Mesocaribe y Neocaribe. Durante el Protocaribe, que se extendió desde el Triásico tardío hasta el Cretácico temprano, concurrente con la separación del supercontinente Pangea y la formación de una corteza continental in situ. Durante el Mesocaribe, que comenzó en el Cretácico temprano, con el desarrollo de arcos de isla volcánicos definiendo márgenes convergentes, en su borde delantero se desarrolló Grandes Antillas y el Sistema montañoso caribeño de Venezuela, en su borde trasero el núcleo Centroamericano actual (Iturralde-Vinent & Lidiak, 2006; Osorno 2019). El Neocaribe comenzó cuando la placa del Caribe inició a desplazarse hacia el este con respecto a las placas de Norteamérica y Sudamérica, en este proceso, la litosfera protocaribeña fue consumida en zonas de subducción y acrecionada por la placa caribeña alóctona (Romito and Mann, 2020). El momento de inicio de esta tercera etapa es objeto de debate, ya que algunos estudios la sitúan en el Cretácico temprano y otros en el Cretácico tardío. Además, se cree que los terrenos oceánicos del Arco Panamá-Chocó migraron desde finales del Cretácico y colisionaron sucesivamente con el borde noroccidental de Sudamérica, cerrando finalmente la comunicación entre el Océano Pacífico y el Mar Caribe (Bedoya et al., 2009). **(Figura 7)**

La segunda teoría muestra un modelo autóctono en el que los cuerpos geológicos del mismo lugar geográfico no han evidenciado grandes desplazamientos, donde el dominio oceánico se encuentra entre los principales límites libres, en este existe una subducción de inmersión oeste y una complicada morfología del margen continental; algunas investigaciones han propuesto la ocurrencia de un único límite de convergencia que se sumerge en el este permitiendo la existencia contemporánea de zonas de subducción intraoceánicas y subcontinentales (Giunta et al., 2003b; Giunta. et, al 2006). **(Figura 8)**

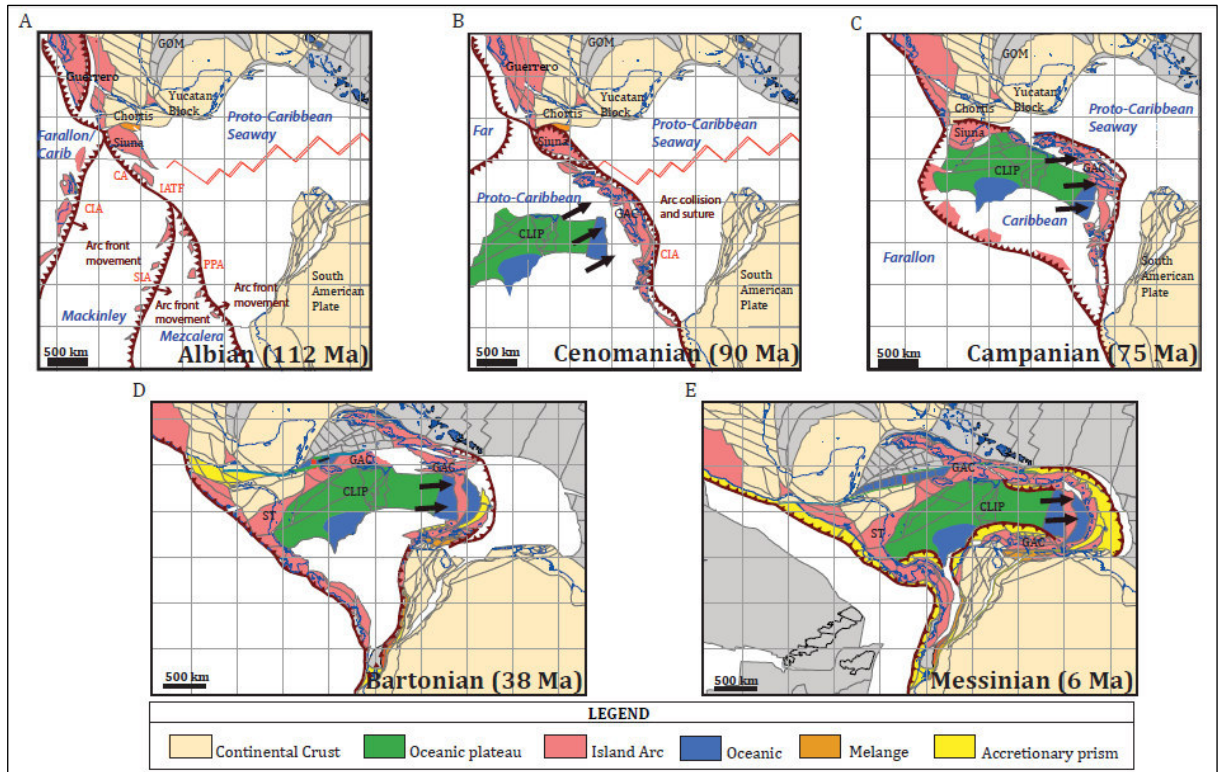


Figura 7. Reconstrucción de la evolución de la placa Caribe. Tomada de Romito and Mann, (2020).

A) En 112 Ma, se forman múltiples sistemas de arco que eventualmente se fusionarán para formar el Gran Arco del Caribe (GAC) a finales del Cretácico, marcando zonas de subducción. El movimiento progresivo del frente del arco hacia el este consumió estas áreas del océano proto-Pacífico. B) A los 90 Ma, las erupciones de la Gran Provincia Ígnea del Caribe (CLIP) trasladada hacia el este junto con la placa del Faraón, haciendo que los sistemas de arco colisionen y se unan para formar un sistema GAC continuo. C) a los 75 Ma, el bloque continental Chortis, los arcos de la isla de Siuna/MCOT, la meseta oceánica CLIP y los arcos de la isla GAC se unen para formar el núcleo de la placa protocaribeña. D) Durante el período de 65 a 38 Ma, la colisión de la placa protocaribeña migra hacia el noreste con la plataforma Bahamas reorientó la placa en una dirección más hacia el este e inició la cuenca Caimán de tendencia este-oeste a lo largo del límite de deslizamiento de la placa del Caribe; el arco volcánico de las Antillas Menores, en el este, formó el borde de ataque de la placa del Caribe y la corteza oceánica subducida del mar protocaribeño y el Océano Atlántico centro-oeste. E) De 38 a 6 Ma, de sur a sureste, la subducción amagmática de la corteza de meseta oceánica y oceánica de la placa del Caribe meridional ocurrió bajo el norte de América del Sur y formó el Cinturón Deformado del Sur Caribeño (SCDB) como su prisma acrecionado.

Cediél & Shaw. (2019), realizaron distinciones de los denominados Reinos Tectónicos del Caribe, en el que cada reino es distinguible con base a sus unidades litotectónicas y subdividida en terrenos. El terreno denominado Guajira-Falcon (GU-FA) actualmente situado en el Caribe a lo largo de la costa occidental de Venezuela y costa norte de

Colombia, es considerado como un segmento interrumpido del Reino Tectónico del Oeste (WTR), debido a sus edades similares, composición y ambiente tectónico.

Este terreno está formado por diferentes componentes, como fragmentos de corteza continental de edades proterozoicas y paleozoicas, secuencias sedimentarias Jurásicas y corteza oceánica cretácica que se acumuló durante el proceso de emplazamiento de la placa Caribe. La formación de esta mezcla se produjo en el Cretácico medio, después de la incorporación del terreno Romeral, cuando la colisión del terreno Guajira-Falcón trajo consigo fragmentos de corteza oceánica del Pacífico y restos continentales de la separación de las placas Norteamericana y Suramericana (Cediel et al., 2003).

De acuerdo con Zuluaga et al (2009), se pueden identificar tres bloques estructurales distintos en el noreste de Colombia. El primero se ubica al norte de la Falla de Oca, el segundo se encuentra entre la Falla de Oca y la falla de Santa Marta-Bucaramanga, y el último bloque comprende la Serranía del Perijá junto con el valle de los ríos Cesar y Ranchería.

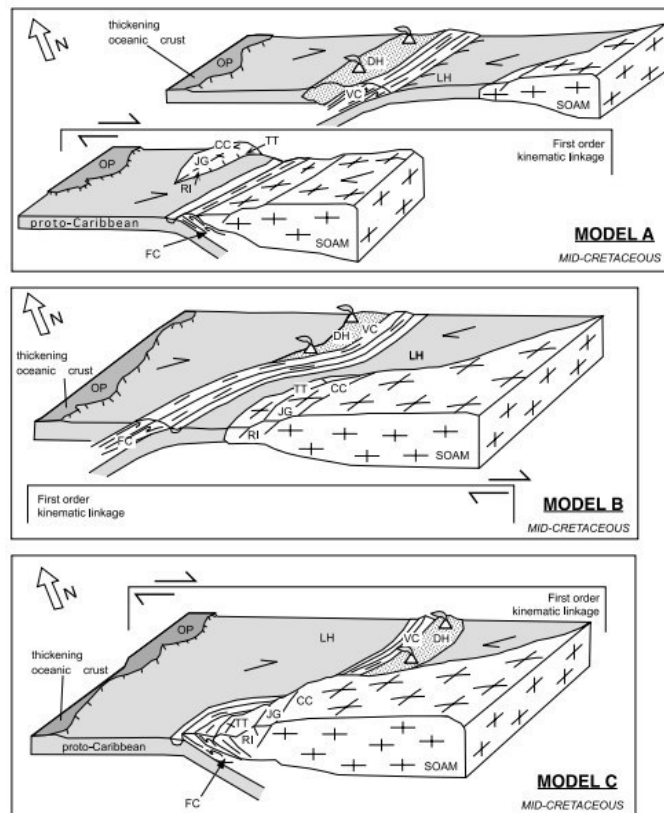


Figura 8. Modelos geodinámicos de la interacción de la placa Caribe con Suramérica durante el Cretácico Medio, mostrando las ubicaciones aproximadas de los principales elementos del margen sur del Caribe. A), sistema de deslizamiento de tendencia este-oeste que separa dos zonas simultáneas de subducción de inmersión opuestas, se encuentra dentro del dominio oceánico, además de la presencia de microcontinentes; B) el dominio oceánico se encuentra entre los principales límites libres, requiere la ocurrencia de una subducción de inmersión oeste y una complicada morfología del margen continental (por ejemplo, promontorios continentales); C), ocurrencia de un único límite de convergencia que se sumerge en el este permite la existencia contemporánea de zonas de subducción intraoceánicas y subcontinentales. (Tomado de Giunta et al., 2003b)

2.2.8. Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de La Vela (CMUCV)

La Alta Guajira está incluida en el registro geológico vinculado a la evolución de la Placa Caribe. Los límites occidental y oriental exhiben sistemas de colisión con arcos volcánicos correspondientes, mientras que sus márgenes norte y sur están limitados por zonas de cizalla (Giunta et al., 2006). La placa Caribe se relaciona con la placa Suramericana mediante un proceso de subducción oblicua y de bajo ángulo. En la zona de Benioff, a partir de los 450 km de distancia desde el frente acrecionado y a una

profundidad de 130 km, se observa una sismicidad anómalamente baja en la cuña sedimentaria deformada del Cinturón Deformado del Sur Caribeño (SCDB). A medida que la placa Caribe se adentra en la subducción, su ángulo de subducción aumenta y se produce una anomalía de baja velocidad, que se interpreta como una delaminación del bloque y una deshidratación aumentada debido al ascenso de la astenosfera. Además, la placa Caribe ajusta parcialmente su movimiento, que se estima entre 2 y 4 cm/año en relación a la placa Suramericana (Bernal-Olaya et al, 2015; Cerón, Kellogg, & Ojeda, 2007).

Las zonas de márgenes con cinturones deformados presentan complejos ofiolíticos con grados de metamorfismo variados sobreimpuestos, principalmente en el intervalo de tiempo Jurásico-Cretácico; estos complejos ofiolíticos están relacionados con rocas que tienen afinidades geotectónicas que indican su origen en dorsales oceánicas, toleitas de arcos de islas, y complejos de subducción primitivos; estas relaciones geológicas son el resultado de la acreción entre la placa Caribe y la placa Suramérica en el Mesozoico Medio a Tardío (Bortolotti & Principi 2005).

En la Península de la Guajira, al norte de la Falla de Oca, se pueden identificar dos franjas importantes de rocas metamórficas que están separadas por la Falla Simarua. Al este de esta falla afloran neises hornbléndicos, esquistos cuarzo-micáceos y anfibólicos, mármoles, silos metagraníticos y serpentinitas que pertenecen a la facies anfibolitas de media presión que se formaron en el Paleozoico y se vieron afectadas en el Paleógeno. También hay un conjunto de rocas formado por filitas con intercalaciones arenáceas y calcáreas que se formaron en condiciones de la facies prehnita-pumpellyta e edad post Turoniano. Al oeste de la Falla de Simarua se pueden encontrar filitas, cuarcitas, esquistos cuarzo-micáceos y meta-areniscas con cantidades menores de meta vulcanitas, así como mármoles, anfibolitas y serpentinitas que se formaron en la facies esquistos verde y baja presión de metamorfismo entre el Cretáceo tardío y el Neógeno. También se pueden encontrar rodados de eclogitas. (Zuluaga et al, 2009)

Las unidades metamórficas de la Alta Guajira de edades Precámbricas comprenden el Neis de Jojoncito, Paleozoicas: Neis de Macuira y Mesozoicas: Complejo estructural de Alas, Esquistos de Jarara, Conjunto metamórfico de Etpana, Cuarcitas de Carpintero, Serpentinitas del Cabo de la Vela, Formación Paraúinkerin, Esquistos de Ipanaruhú y Milonita Granítica de Taparajín (Zuluaga et al, 2009).

El CMUCV fue descrito inicialmente por Radelli (1960), como Serpentinitas del Cabo de la Vela haciendo alusión al proceso de serpentinización que evidencian las rocas máficas y ultramáficas de la península de La Guajira, aflorantes como cuerpos aislados, alargados e irregulares, entre el Cabo de La Vela y el cerro Pílon de Azúcar. Radelli, las describe como una unidad constituida por rocas con antigorita (mineral del grupo de la serpentina-caolinita) con estructura en forma de malla, en las cuales se encuentran abundantes granulaciones de magnetita. Álvarez (1967), menciona que el CMUCV está compuesto principalmente por crisotilo, presentando variaciones en su apariencia desde serpentinitas blandas de color verde y textura arenosa, serpentinitas duras de color verde y rojo, y a serpentinitas negras moteadas, asociados con cuerpos de esquistos y cuerpos tabulares de gabro de hasta 2 m de espesor y 100 m de largo. Su edad se relaciona con eventos orogénicos que datan entre el Cretácico tardío y el Palógeno temprano (Álvarez, 1967).

2.3. Marco Conceptual

Este glosario de términos geológicos fue tomado de Dávila (2011).

Abisal: En geomorfología se refiere a las regiones de grandes profundidades o partes bajas de grandes acantilados. Este término es sinónimo de "abismo" o "abismal".

Absorción: Se refiere al proceso mediante el cual una sustancia se incorpora en otra, ya sea para formar una solución, crear un nuevo compuesto, o bien para saturar la sustancia receptora.

Absorción atómica: Proceso de análisis y estudio de minerales y otros materiales que se basa en su respuesta al espectrómetro de absorción atómica. Este método también es conocido como espectrometría de absorción.

Acumulación: Se refiere al proceso en el cual los materiales transportados por los agentes de erosión o cualquier otro medio son depositados. Ejemplos de este proceso incluyen la acumulación fluvial, eólica, glaciaria, marina, lacustre, por gravedad o volcánica. Otros términos sinónimos utilizados para describir este proceso incluyen deposición, depositación y sedimentación.

Acuñaamiento: Se puede entender por adelgazamiento o acuñaamiento al fenómeno en el que un estrato rocoso o filón mineral disminuye su espesor o se reduce en su anchura

de forma progresiva a medida que se extiende en una dirección determinada. Esta disminución puede entenderse como un proceso de obliteración.

Afanítica: Textura característica de rocas volcánicas, debido a que son constituidas por minerales o partículas muy finos que sólo pueden ser identificados al microscopio.

Afinidad: Afinidad se refiere a la similitud o analogía entre ciertos minerales que les permite pertenecer a la misma facies o asociación mineralógica. También puede ser entendido como asociación mineralógica

Afloramiento: Se conoce como afloramiento a la manifestación visible de cualquier material en la superficie terrestre, como rocas, minerales, agua, entre otros.

Agentes de alteración física: Se refiere a los factores naturales o humanos que descomponen y desintegran los materiales de la superficie terrestre. Estos agentes pueden ser el agua, el viento, la luz solar, la actividad humana, la acción animal y vegetal, entre otros. El resultado de este proceso es la formación de detritos o fragmentos de roca.

Agentes de alteración química: Se refiere a los agentes que causan cambios químicos en los minerales, produciendo la formación de nuevos minerales. Algunos de estos agentes pueden ser la oxidación, la corrosión, la hidratación o la carbonatación. Entre los agentes de alteración química se encuentran el agua, el hielo y los ácidos.

Agentes de transporte: Son los elementos que trasladan los materiales alterados física o químicamente desde su lugar original a otros sitios a través de distintas distancias, dependiendo de su peso, tamaño y de la fuerza del agente transportador. Los agentes de transporte incluyen el agua, el viento, el hielo y la gravedad.

Agentes mineralizadores: Se denominan agentes mineralizadores a los gases o líquidos de origen hipógeno que contribuyen a la formación de minerales, facilitando su cristalización o incluso generando cuerpos minerales.

Almohadillada: Estructura en masas redondeadas o elípticas

Alóctono: Suelo o roca formada por materiales que han sido transportados de regiones alejadas.

Alteración: se refiere a la transformación de minerales y rocas debido a la acción de los agentes de erosión, como el agua, el viento, el hielo, el sol, entre otros. Este proceso es sinónimo de intemperismo o meteorización.

Anfíbol: Es un mineral silicato ferromagnesiano que cristaliza en el sistema monoclinico. Tiene cristales de prismas cortos de color marrón oscuro y presenta un clivaje perfecto según los prismas, con caras que forman ángulos de 56° y 124°, lo que lo distingue de

los piroxenos que tienen ángulos de 87° y 93° . El anfíbol tiene varias variedades, incluyendo hornblenda, tremolita, actinolita, cummingtonita, richterita, pargasita, glaucofana, riebeckita, arfvedsonita, antofilita y enigmatita. La palabra "anfíbol" significa "ambiguo".

Anomalía: Se considera como anomalía a cualquier tipo de irregularidad o desviación del patrón esperado en los materiales presentes en la superficie terrestre, lo que sugiere la presencia de un material extraño o inusual. Por ejemplo, la detección de una anomalía radioactiva indica la posible presencia de minerales con radiactividad, mientras que las anomalías gravimétricas pueden señalar la existencia de materiales densos en el subsuelo. Las anomalías geoquímicas pueden indicar la presencia de elementos específicos, como oro, cobre o molibdeno, y las anomalías geofísicas pueden manifestarse en varias formas, como las anomalías magnéticas o eléctricas.

Arenisca: Roca sedimentaria que se forma a partir de la consolidación y diagénesis de la acumulación de arena. Su composición puede variar dependiendo de los elementos presentes y del cementante que la une. Por ejemplo, la arcosa tiene un alto contenido de partículas de cuarzo, mientras que la grauwaca tiene predominio de feldespatos. Además, puede haber areniscas con cementante arcilloso, limoso o calcáreo, lo que les da distintas características y propiedades.

Asociación mineralógica: Conjunto de minerales que se encuentran juntos en una roca debido a su afinidad mineralógica o por ser parte de una misma facies

Basalto: Roca ígnea volcánica con una composición básica. Está compuesta principalmente de minerales ferromagnesianos como la augita y la hornblenda, así como de feldespatos, plagioclasas y olivino. Al enfriarse, forma prismas hexagonales conocidos como "basalto columnar". Después de la erosión, puede adquirir una forma similar a la del relieve cárstico. La alteración del basalto puede generar la formación de suelos con alto contenido de calcio, sodio o magnesio. También es utilizada como roca ornamental. La asociación mineralógica de esta roca suele contener minerales como la augita, olivino, plagioclasa y en ocasiones hornblenda.

Calco-alcalina (roca): Roca magmática que contiene feldespato calcoalcalino, con alto tenor de CaO.

Cámara magmática: es un área en la corteza terrestre donde se acumulan soluciones magmáticas. Se encuentra a cierta profundidad debajo de la superficie y está conectada al magma. Las soluciones magmáticas están sujetas a altas temperaturas y presiones,

lo que las convierte en el origen de la actividad volcánica. Estas cámaras pueden ser activas durante largos períodos, incluso millones de años.

Contacto (litológico): Hace referencia a la línea de separación entre dos tipos de roca distintos o dos unidades litológicas diferentes. Estudiar estos contactos geológicos es crucial para elaborar mapas geológicos precisos, ya que permiten identificar fallas, discordancias, concordancias, yacimientos y vetas mineralizadas, entre otros aspectos relevantes.

Elemento traza: Un elemento traza es aquel que se encuentra en concentraciones muy bajas en un material o roca, generalmente por debajo del 0.1%. Estos elementos suelen ser considerados como indicadores de la presencia de un mineral o una anomalía mineral en la zona de estudio.

Estratigrafía: Disciplina científica que se enfoca en el análisis y estudio de la secuencia y disposición de los estratos o capas geológicas que se han formado a lo largo del tiempo en la Tierra. Esta ciencia se basa en la observación de la estructura, composición y relaciones entre los diferentes estratos para entender los procesos geológicos que han actuado en el pasado y su influencia en el presente.

Evolución geológica: La evolución geológica se refiere al proceso sistemático y secuencial que ha experimentado un fenómeno geológico específico desde su origen hasta su estado actual.

Evolución magmática: Es el continuo cambio en la composición de un magma, debido a la diferenciación o asimilación magmática o a la mezcla de magmas.

Facies: Se refiere a un conjunto de características y condiciones físicas, químicas, ambientales y paleontológicas que estuvieron presentes durante la deposición de una formación rocosa.

Falla: Se conoce como falla al desplazamiento de un bloque rocoso en relación con otro bloque adyacente, que se produce a lo largo de un plano conocido como "plano de falla". Las fallas son el resultado de esfuerzos tectónicos, como la epirogenesis, la orogenia, el diastrofismo, la tectónica de placas o cualquier otro tipo de movimiento de la corteza terrestre. Al ocurrir una falla, se genera una discontinuidad en las estructuras geológicas que puede tener diferentes consecuencias dependiendo de su magnitud y orientación.

Formación: Se refiere a una sucesión de rocas que tienen características similares en términos de litología, fósiles y edad, lo que indica que fueron depositadas en una misma área geográfica con una fuente de material similar y bajo condiciones ambientales parecidas. Algunas formaciones pueden ser muy extensas en términos territoriales.

Grano: Se refiere a un fragmento, mineral o partícula de un material que puede ser visto sin la necesidad de un microscopio. Dependiendo del tamaño del grano, se puede determinar el tipo de textura presente en la muestra. Una textura afanítica se presenta cuando los granos son finos, mientras que una textura granular o fanerítica se presenta cuando los granos son gruesos. Por otro lado, una textura porfirítica se presenta cuando hay minerales visibles y desarrollados dentro de una matriz.

Ígnea (roca): Es una roca que se forma a partir del enfriamiento y solidificación del magma a medida que asciende hacia la superficie terrestre. También se puede denominar roca magmática, pirógena u ortotéctica. Las rocas ígneas se dividen en tres tipos según la profundidad a la que se solidifican: plutónicas (a gran profundidad), volcánicas (en o cerca de la superficie) e hipoabisales (a cierta profundidad). También se pueden clasificar según su composición mineralógica en rocas ácidas (con más del 60% de sílice), rocas básicas (con menos del 40% de sílice) e intermedias (con un 40% a 60% de sílice). Otra forma de clasificación es según su color, leucócratas para los colores claros y melanócratas para los colores oscuros. La clasificación de las rocas ígneas se puede realizar mediante varios diagramas, siendo el diagrama AQPF el más importante.

Límite: Término usado en geología para señalar el paso de un estado a otro en el comportamiento de los materiales ante cada una de las diferentes propiedades.

Máfica (roca): Roca ígnea básica que contiene de 52 a 44% de sílice.

Matriz: Masa de minerales finos, dentro de la cual sobresalen minerales desarrollados.

Metamórfica (roca): Roca formada a partir de la transformación física y/o química de una roca preexistente debido a la acción de altas temperaturas, presiones o fluidos hidrotermales. Durante este proceso, la estructura, composición y textura original de la roca preexistente se modifican, y se forman nuevos minerales con características distintas a los de la roca original.

Mineral: Se entiende por mineral a una sustancia, ya sea inorgánica u orgánica, que presenta propiedades físicas y químicas específicas y bien definidas, lo que permite su identificación y distinción de otras sustancias.

Paragénesis: Se entiende por paragénesis a la agrupación de minerales cristalizados que se encuentran en equilibrio dentro de una roca o en un proceso de formación de minerales.

Roca sedimentaria: Roca formada por la consolidación de materiales detríticos, disueltos u orgánicos que son producto de la erosión de rocas preexistentes. Dichos materiales pueden incluir fragmentos como cantos, arena, limo, arcilla, entre otros.

Tectogénesis: Proceso geológico de formación de montañas debido a la acción de los movimientos tectónicos.

Tectónica: Rama de la geología que se dedica al estudio de los movimientos de la corteza terrestre generados por los esfuerzos endógenos.

Ultrabásica, ultramáfica (roca): Roca ígnea que contiene un contenido muy bajo de sílice, con menos del 45% en su composición mineralógica o química, lo que implica la ausencia de cuarzo, y una escasez o ausencia de feldespatos, es decir, está compuesta principalmente por minerales ferromagnesianos.

Unidad litológica: Se refiere a una formación rocosa o conjunto de rocas que tienen propiedades estructurales, cronológicas y de composición mineralógica o química similares.

Volcanismo o Vulcanismo: Procesos geológicos relacionados con la actividad del magma y su movimiento en el interior y exterior de la Tierra. Incluye tanto los fenómenos internos como externos que involucran la solidificación y expulsión de los materiales rocosos fundidos, que se encuentran en cámaras magmáticas cercanas a la superficie terrestre.

Vulcanogénico: Adjetivo que describe cualquier material, proceso o rasgo del paisaje que se origina a partir de la actividad volcánica.

CAPITULO III

3.0. METODOLOGÍA

3.1. Hipótesis general

- Existe relación directa entre la tectónica del caribe colombiano y la mineralización de carbonatos emplazados en las rocas del Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de la Vela.

3.2. Hipótesis específica

- Existe relación directa entre las estructuras regionales y locales con la mineralización de carbonatos emplazados en el Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de la Vela.
- Existe relación directa los eventos tectónicos del caribe colombiano y la distribución de elementos químicos presentados en las mineralizaciones.
- Existe relación directa entre los bloques estructurales y la mineralización de carbonatos emplazados en el Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de la Vela.

3.3. Identificación de variables

- **Variable independiente (x):** Tectónica del Caribe Colombiano
- **Variable dependiente (y):** Mineralización de carbonatos

3.4. Operacionalización de variables

Los eventos geológicos se evaluarán después de una operación de análisis conceptuales de las variables de las hipótesis general y específica, como se observa en el **Cuadro 2**.

Cuadro 2. Operacionalización de variables

VARIABLE		DEFINICIÓN CONCEPTUAL	DIMENSIÓN	CONCEPTO	INDICADOR
Dependiente	Mineralización de carbonatos	Producto resultante de diferentes procesos geológicos en los que se formaron minerales de carbonatos, que pueden ser económicamente importante debido a su concentración respecto a las rocas circundantes.	Características petrológicas	Distribución de tipos de roca	Contenido de piroxeno, anfíbol y olivino.
			Tipo de alteración	Asociaciones mineralógicas	Análisis mineralógico, Porcentaje de carbonatos
			Geoquímica de elementos mayores y trazas	Distribución de elementos mayores y trazas en rocas ígneas y mineralizaciones	Contenido de CO ₃ , SiO ₂ , Pb, Zn, FeO ₂ , Fe ₃ O ₅ , Mg, MgCO ₃ , CaMgCO ₃ , Th, U, Ce, Pb ⁴⁺ , Zr, Hf, Ti, Nb y Ta, K, Rb, Cs, Ba, Pb ²⁺ , Sr, Eu ²⁺ ,
			Distribución de las mineralizaciones	Análisis de estructuras mineralizantes	Orientación de las mineralizaciones
Independiente	Tectónica del caribe colombiano	Deformaciones de la corteza producto de la mecánica y dinámica de la litosfera, durante periodos de tiempo geológico determinados, ocasionados en el caribe colombiano	Estructuras locales	Distribución de las fallas y mineralización	Orientación de fallas. Buzamiento, dirección, pitch. Indicadores cinemáticos.
			Geología estructural regional y bloques estructurales	Interpretación de la evolución de las estructuras	Dirección de esfuerzos, deformación.

3.5. Matriz de consistencia

La matriz de consistencia se muestra en el **Cuadro 3**.

Cuadro 3. Matriz de consistencia

TITULO	FORMULACIÓN DEL PROBLEMA	OBJETIVOS	HIPÓTESIS	VARIABLES $y = f(x)$	INDICADORES
Tectónica del caribe colombiano y su relación con los carbonatos emplazados en el Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de la Vela.	<p>PROBLEMA GENERAL</p> <p>¿De qué manera la tectónica del caribe colombiano se relaciona con la mineralización de carbonatos emplazados en el Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de la Vela?</p>	<p>OBJETIVO GENERAL:</p> <p>Determinar la relación entre la tectónica del caribe colombiano y la mineralización de carbonatos emplazados en las rocas del Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de la Vela.</p>	<p>HIPOTESIS PRINCIPAL:</p> <p>Existe relación directa entre la tectónica del caribe colombiano y la mineralización de carbonatos emplazados en las rocas del Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de la Vela.</p>	<p>VARIABLE DEPENDIENTE (y)</p> <p>Mineralización de carbonatos</p>	<p>-Contenido de piroxeno, anfíbol y olivino.</p> <p>-Análisis mineralógico,</p> <p>-Porcentaje de carbonatos</p> <p>Contenido de CO₃, SiO₂, Pb, Zn, FeO₂, Fe₃O₅, Mg, MgCO₃, CaMgCO₃, Th, U, Ce, Pb⁴⁺, Zr, Hf, Ti, Nb y Ta, K, Rb, Cs, Ba, Pb²⁺, Sr, Eu²⁺,</p> <p>-Orientación de las mineralizaciones</p>
PROBLEMAS ESPECÍFICOS:		OBJETIVOS ESPECÍFICOS:	HIPOTESIS ESPECÍFICAS:		
¿De qué manera las estructuras regionales y locales se relacionan con la mineralización de carbonatos emplazados en el Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de la Vela?	¿En qué medida los eventos tectónicos del caribe colombiano condicionaron la distribución de elementos químicos presentados en las mineralizaciones?	Definir la relación entre las estructuras regionales y locales con la mineralización de carbonatos emplazados en el Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de la Vela.	Existe relación directa entre las estructuras regionales y locales con la mineralización de carbonatos emplazados en el Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de la Vela.	<p>VARIABLE INDEPENDIENTE (x):</p> <p>Tectónica del Caribe Colombiano</p>	<p>-Orientación de fallas.</p> <p>-Buzamiento, dirección, pitch. Indicadores cinemáticos.</p> <p>-Dirección de esfuerzos, deformación.</p>
¿En qué medida los eventos tectónicos del caribe colombiano condicionaron la distribución de elementos químicos presentados en las mineralizaciones?	¿De qué forma los bloques estructurales se relacionan con la mineralización de carbonatos emplazados en el Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de la Vela?	Determinar la relación entre los eventos tectónicos del caribe colombiano y la distribución de elementos químicos presentados en las mineralizaciones.	Existe relación directa los eventos tectónicos del caribe colombiano y la distribución de elementos químicos presentados en las mineralizaciones.		
¿De qué forma los bloques estructurales se relacionan con la mineralización de carbonatos emplazados en el Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de la Vela?	Identificar la relación entre los bloques estructurales y la mineralización de carbonatos emplazados en el Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de la Vela.	Existe relación directa entre los bloques estructurales y la mineralización de carbonatos emplazados en el Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de la Vela.			

3.6. Tipo y Diseño de la Investigación

Este trabajo es una investigación aplicada, de enfoque cuantitativo, de diseño no experimental, transeccional y de tipo correlacional (Kerlinger, F. N. 2003; Hernández-Sampieri, R. et al., 2014). Debido a que se busca observar los fenómenos que se encuentran en nuestro territorio en un contexto natural, recolectando información en un solo momento, en un tiempo único, buscando establecer las relaciones entre la tectónica del Caribe colombiano (variable independiente) y la mineralización de carbonatos emplazados en las rocas del CMUCV (variable dependiente), con base en la composición química de las rocas aflorantes en el área de estudio, y parámetros descriptivos de estructuras geológicas regionales y locales.

3.6. Etapas de estudio

3.6.1. Compilación de la información.

Esta etapa comprende la recolección de información, como los trabajos publicados sobre la región de estudio, donde se emplearon portales de búsqueda como: Scielo, Researchgate, Scopus, Google Académico, Springer y Science Direct, bibliotecas institucionales del Servicio Geológico Colombiano, la Universidad Industrial de Santander, Universidad Nacional de Colombia, y la Fundación Universitaria del Área Andina. De igual manera se preparan, validan y se reprocesan los análisis de las muestras recolectadas de otros estudios.

3.6.2. Procesamiento de datos estructurales.

Se procesan y analizan imágenes satelitales Aster y fotografías aéreas identificándose las principales estructuras regionales (fallas y lineamientos).

La data del procesamiento de las imágenes satelitales se analiza usando como facilitadores programas especializados (software) como ENVI®, el cual es un potente visor que permite una rápida visualización y manipulación de imágenes, vectores y anotaciones de forma remota (ENVI, 2009). La identificación de lineamientos y fallas se realiza teniendo como base la metodología de Radaideh, O., et al. (2016), quienes

utilizan las sombras de las colinas derivadas de ASTER-GDEM, la metodología se basa en la simulación del efecto de la luz artificial que llega de una fuente puntual de iluminación con una altitud y el acimut especificados, resaltando sombras en la colina, mostrando claramente algunas características lineales.

El procesamiento de datos estructurales locales (rumbo, buzamiento, dirección de buzamiento, trend y plunge) en busca de la cinemática y principales campos de esfuerzos del área de estudio se realiza mediante toma de información en campo (Anexo 1). Su procesamiento y análisis se realiza en Microsoft Excel, Dips 6.0 y FaultKin versión 7.5, este último permite de forma sencilla calcular la dirección de esfuerzos principales de los datos suministrados por el usuario (Jensen-Siles, E. 2006).

3.6.3. Geoquímica isotópica.

Esta etapa consiste en analizar datos geoquímicos de ICP-OES realizadas a las mineralizaciones de carbonatos y la roca caja, que muestran la concentración de elementos mayores y trazas. Esto con la finalidad de determinar e identificar la fuente de los fluidos mineralizantes de las mineralizaciones y sus características geoquímicas que indiquen en mecanismo de emplazamiento de las ofiolitas. La geoquímica se procesa y se analiza mediante el uso de los softwares GCDkit e ioGas.

3.6.4. Interpretación y discusión de resultados.

Es la etapa de discusión de las interpretaciones y resultados obtenidos en estudios e investigaciones publicadas de la región de estudio. También se integrarán los resultados obtenidos en las etapas anteriores con el objetivo de generar un modelo tectónico y geoquímico de la mineralización de carbonatos emplazados en las rocas del Complejo Mafico-Ultramáfico del Cabo de la Vela, La Guajira, Colombia.

3.7. Unidad de análisis

La unidad de análisis se define como los elementos en los que recae la obtención de información (Hernández et al., 2014). Por lo tanto. la unidad de estudio de esta

investigación son las mineralizaciones de carbonatos y rocas encajantes del Cabo de La Vela.

3.8. Población de estudio

Es el conjunto de unidades de estudio que cumplen con los criterios de selección establecidos. La población de estudio son los 84 datos estructurales recolectados en las 16 estaciones estructurales, las 30 muestras de roca recolectadas de las cuales a 10 muestras se le realizaron ensayos geoquímicos pertenecientes al Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de la Vela.

3.9. Tamaño de la muestra

Se entiende como muestra a una porción de la población de investigación que debe ser adecuada para representarla de manera significativa, sin estar influenciada por elementos externos, y cuyos resultados puedan ser replicados (Hernández et al., 2014). El área del estudio comprende unos 7.7 Km², en donde se han realizado 16 estaciones estructurales y seleccionado 30 muestras, 15 de las mineralizaciones y 15 de la roca caja, de las cuales 10 tienen datos geoquímicos.

3.10. Selección de la muestra

El tipo de muestreo que se realizará para la selección de las muestras será de tipo: No probabilístico, en la cual se escogen muestras de forma intencional o por conveniencia.

3.11. Técnicas de recolección de datos

La técnica de recopilación de datos e información ha sido dividida en dos partes, una explicativa (que identifica la relación causa-efecto), y otra descriptiva (que busca la relación entre dos o más efectos). Para ello la recolección de datos se basó en una técnica de observacional simple, mediante la utilización plantillas y libretas de campo donde se consignaron los datos, además se utilizaron instrumentos como brújula geológica tipo brunton, gps marca Garmin GPSmap 62s, macetas, martillos y cinceles.

3.11.1. Explicativa

En esta se encuentra la compilación bibliográfica, mapeos de los datos, interpretación y análisis de los datos geoquímicos, localización de los carbonatos y diferentes tipos de

rocas, interpretación y análisis de los datos de campo, correlación de la información, y por último la realización del modelo tectónico y geoquímico de las mineralizaciones de carbonatos encajantes en el CMUCV.

3.11.2 Descriptiva.

En esta se encuentra el muestreo sistemático de datos, toma de muestras para análisis geoquímico, medidas de datos estructurales, diseño de graficas geoquímica y petromineralográficas, identificación de rasgos estructurales regionales mediante el análisis de imágenes satélites, preparación de mapas geológicos resaltando unidades de importancia geoquímica y tectónica.

3.12. Análisis e interpretación de la información

Esta investigación analiza e interpreta los datos de manera clasificada, lógica y ordenada, con la que se comprueba las hipótesis y se obtienen las conclusiones, basado en el enfoque cualitativo, mediante argumentos y explicaciones que se reportan de modo descriptivo-explicativo. Se usan elementos para el análisis de la información que servirán para elaborar los diagramas y el modelo tectónico y geoquímico que sustente la relación de las variables, como: la manera en cómo se planteó el problema e hipótesis, el establecer las relaciones de las variables con ayuda de la geoquímica de la población de muestras de rocas, datos estructurales de campo locales y regionales.

Los datos estructurales son inicialmente organizados en Microsoft Excel por estación estructural, tipo de estructura y su característica, dividiéndose en tres zonas: sur, centro-sur y norte. Esta información se procesó en los softwares Dips 6.0 y FaultKin 7.5, de donde se obtuvieron diagramas rosa o rosetas y de esfuerzos principales derivados, interpretados a partir de las teorías propuestas por Marrett and Allmendinger, (1990), Jensen-Siles, (2006), Allmendinger, et al (2012) y Allmendinger (2018).

Por otro lado, los datos geoquímicos son organizados en en Microsoft Excel y procesados en los softwares GCDkit e ioGas, donde se elaboraron diagramas multielemental normalizados respecto al E-MORB, de tierras raras (REE) normalizados

y de discriminación de ambiente tectónico de Th/Yb vs Nb/Yb, que son interpretados a partir de los estudios de Sun y McDonough, (1989), McDonough y Sun, (1995) y Pearce, (2008).

CAPITULO V

4.0. RESULTADOS Y DISCUSIONES

4.1. Estructuras regionales

La Alta Guajira se localiza al norte de Colombia, sobre la zona continental norte del Bloque Andino Norte (NAB; **Figura 9 A**), la cual es considerada como una microplaca que comprende varios fragmentos de placas de afinidad pericratónica y oceánica mezcladas tectónicamente debido a la compleja interacción de las placas Farallón (extinta), Nazca, Caribe y Suramérica (**Figura 9 B**).

Regionalmente se ha identificado rasgos estructurales que corresponden a fallas y lineamientos, los cuales fueron agrupados en tres zonas regionales (Zona R1, Zona R2 y Zona R3) debido a su localización. La Zona R1 comprende los rasgos estructurales del Cavo de La Vela y la Serranía de Carpintero, la Zona R2 agrupa la Serranía de Cosinas y Simarua, y por último la Zona R3 comprendo la Serranía de Jarara y Macuira. (**Figura 9 C**)

En la Zona R1 se identificaron a partir de imágenes de sombras de las colinas derivadas de ASTER-GDEM, en este se reconocieron 114 lineamientos que tienen dos rangos de orientación, el principal de N30E a N80E y el segundo de N80W a WE (**Figura 10 A**). Por su parte, para la Zona R2 y R3 se utilizaron los lineamientos y fallas encontrada en la base de datos del SGC (<https://miig.sgc.gov.co/Paginas/advanced.aspx>) para estas

regiones, los cuales corresponden a 2070 lineamientos para la Zona R2 que cuentan con una orientación promedio de EW, agrupadas en dos tendencias, una N50E a N90E y otra de N50W a N90W (**Figura 10 B**). En la Zona R3 se encuentran 608 lineamientos en los que se identifican dos tendencias, una N50E a S80E y otra N30W a N80W (**Figura 10 C**).

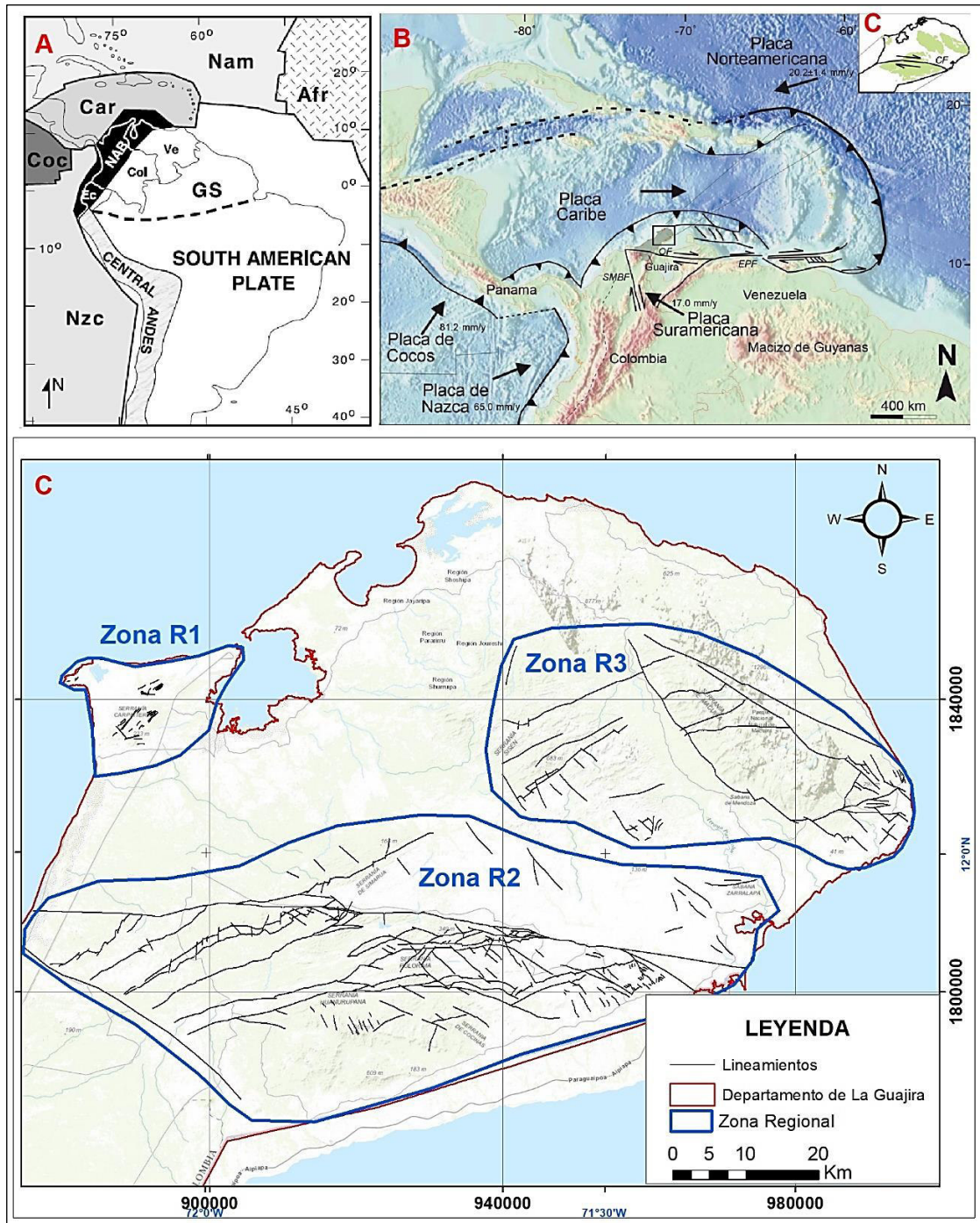


Figura 9. Mapa estructural regional.

A: Tectónica de América del Sur; Bloque Andino Norte (NAB), Placa del Caribe (Car), Placa de Nazca (Nzc); Placa de Cocos (Coc); Placa Norteamericana (Nam); Placa africana (Afr); Cratón de Guyana (GS; Tomado de Cediel et al., 2002). B) Mapa tectónico del Caribe (Tomado de Weber et al., 2011; Quintero-Ortiz, 2017). C) Mapa estructural generalizado, en este se muestran las tres principales zonas regionales en las que fueron divididas las fallas y lineamientos. Sistema coordenadas MAGNA-Colombia-Este

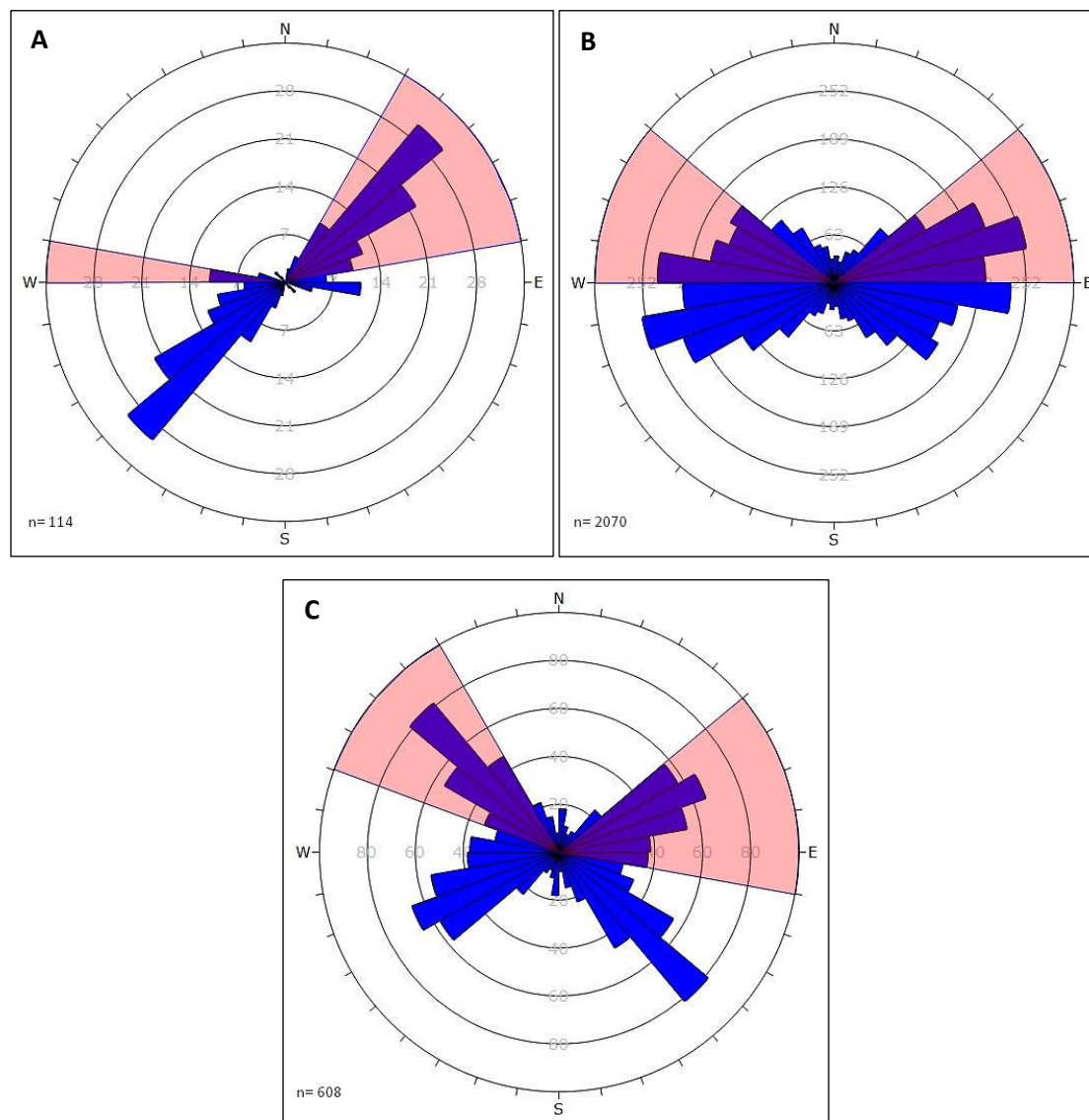


Figura 10. Diagramas rosas de estructuras regionales.

A: Diagramas de la Zona R1 (Cavo de La Vela y la Serranía de Carpintero). B: orientaciones preferenciales de las estructuras de la Zona R2 (Serranía de Cosinas y Simarua). C: tendencias de las orientaciones de las estructuras de la Zona R3 (Serranía de Jarara y Macuira)

4.2. Estructuras locales

Los principales rasgos estructurales identificados y medidos corresponden primordialmente a vetillas de carbonatos, crisotilo y magnetita, emplazados en el Complejo Mafico-Ultramáfico del Cabo de La Vela, además de diques y fallas que cortan la secuencia de la misma unidad (**Figura 11** y **Anexo 2**). Los datos utilizados fueron agrupados por estación estructural, tipo de estructura y su característica, dividiéndose en tres zonas: sur, centro-sur y norte.

En general, los rasgos estructurales presentan tres tendencias que dependen del tipo de estructura medida en las estaciones estructurales. La primera cuenta con un rango de dirección de EW a N40W, la segunda de N30W a NS, y la tercera con rango de dirección de N20E a N60E (**Figura 12 A**) ambos con ángulos de buzamiento desde 17° hasta 90°, con promedio de 60°. Sus direcciones de buzamiento son de SW y NW, y en menor medida NE y SE.

En la zona sur los datos que corresponden a vetillas están constituidos por carbonatos, presentando dos tendencias predominantes que varían de N60W a N40W y NS a N30E, con ángulos de buzamiento de 21° hasta 87°, con una predominancia de 61°, mayoritariamente las direcciones de los buzamientos van hacia el SW y SE, sin embargo, se pueden presentar algunos datos hacia el NW y NE (**Figura 12 B**).

Por su parte, la zona centro-sur cuenta con vetillas mayoritariamente de carbonatos, seguido por vetillas de crisotilo y magnetita. Estas vetillas presentan dos tendencias que varían de WE a N70W y N70W a N40W con ángulos de buzamiento de 32° hasta 90°, con una predominancia de 62°, mayoritariamente las direcciones de los buzamientos se orientan hacia el de SW, aunque, se pueden presentar algunos datos hacia el NE, NW y SE. (**Figura 12 C**)

A su vez la zona norte cuenta con vetillas de carbonatos, crisotilo y magnetita, las cuales se pueden agrupar en dos tendencias, la primera orientada de N45W a NS y la segunda orientada de N30E a N60E, ambas con buzamientos de 17° a 90° con promedios de 59° (**Figura 12 D**). La dirección de buzamiento de estas vetillas es de NE y SW, con algunos datos hacia el SW y NW.

Por otro lado, se midieron 17 datos correspondientes a estructuras de fallas, las cuales cuentan con una orientación que varía de N20W a N10E y N20E a N50E (**Figura 13 A**), con ángulos de buzamientos de 19° a 77° cuyas direcciones de buzamiento se presentan mayoritariamente hacia el SW, sin embargo, pueden encontrarse también hacia el SE, NW y minoritariamente

hacia el NE.

Por su parte, se identificaron tres diques gabro anfibólicos (**Figura 13 B**) que tienen una orientación de N55E, N37E y N74W, con buzamientos de 85SE, 38NW y 59SW respectivamente.

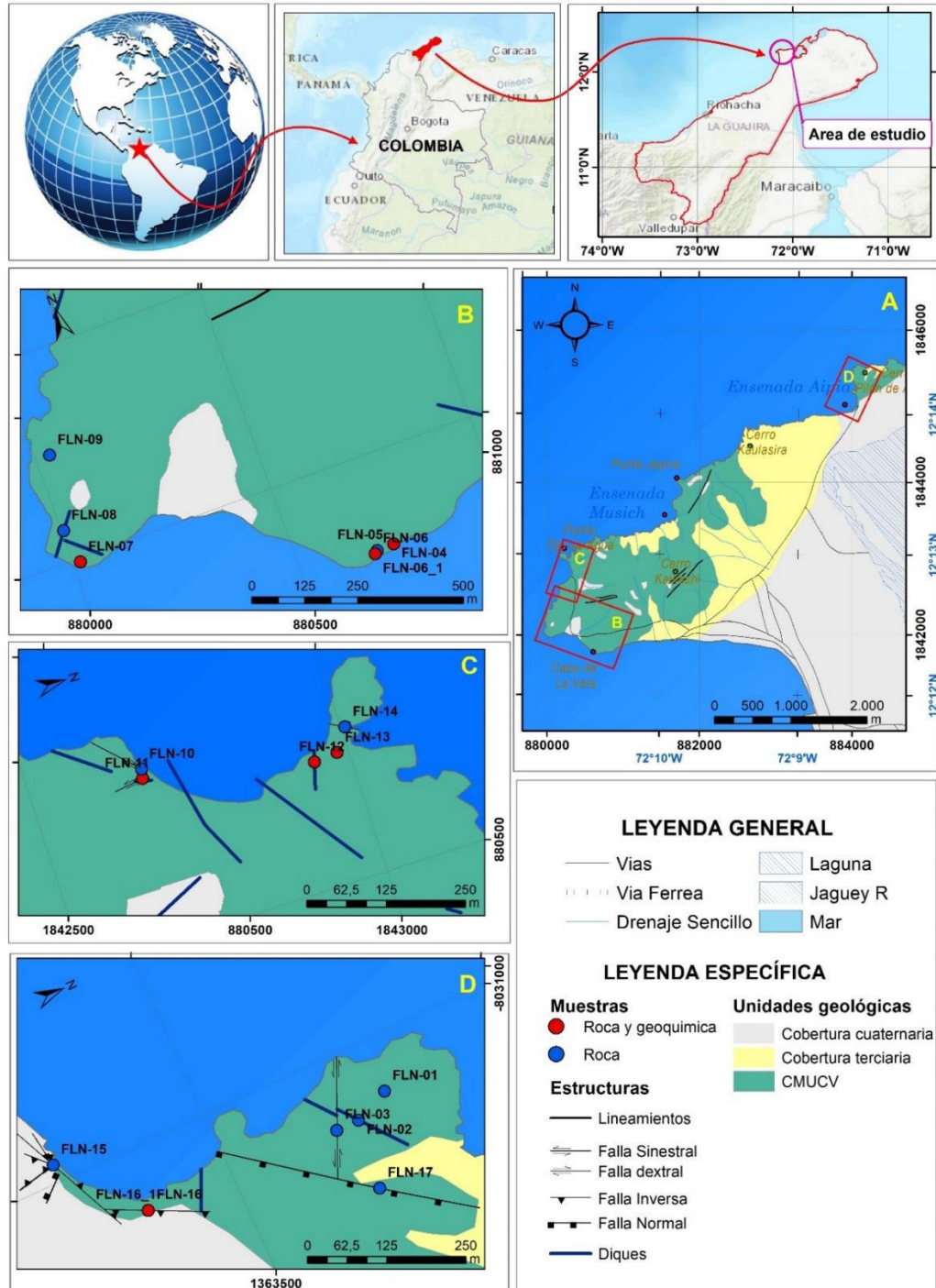


Figura 11. Mapa de estructuras principales de las zonas de estudio. A: Rocas aflorantes en el Cabo de La Vela; B: zona Sur; C: zona Centro Sur; D: zona Norte. Sistema coordenadas MAGNA-Colombia-Este

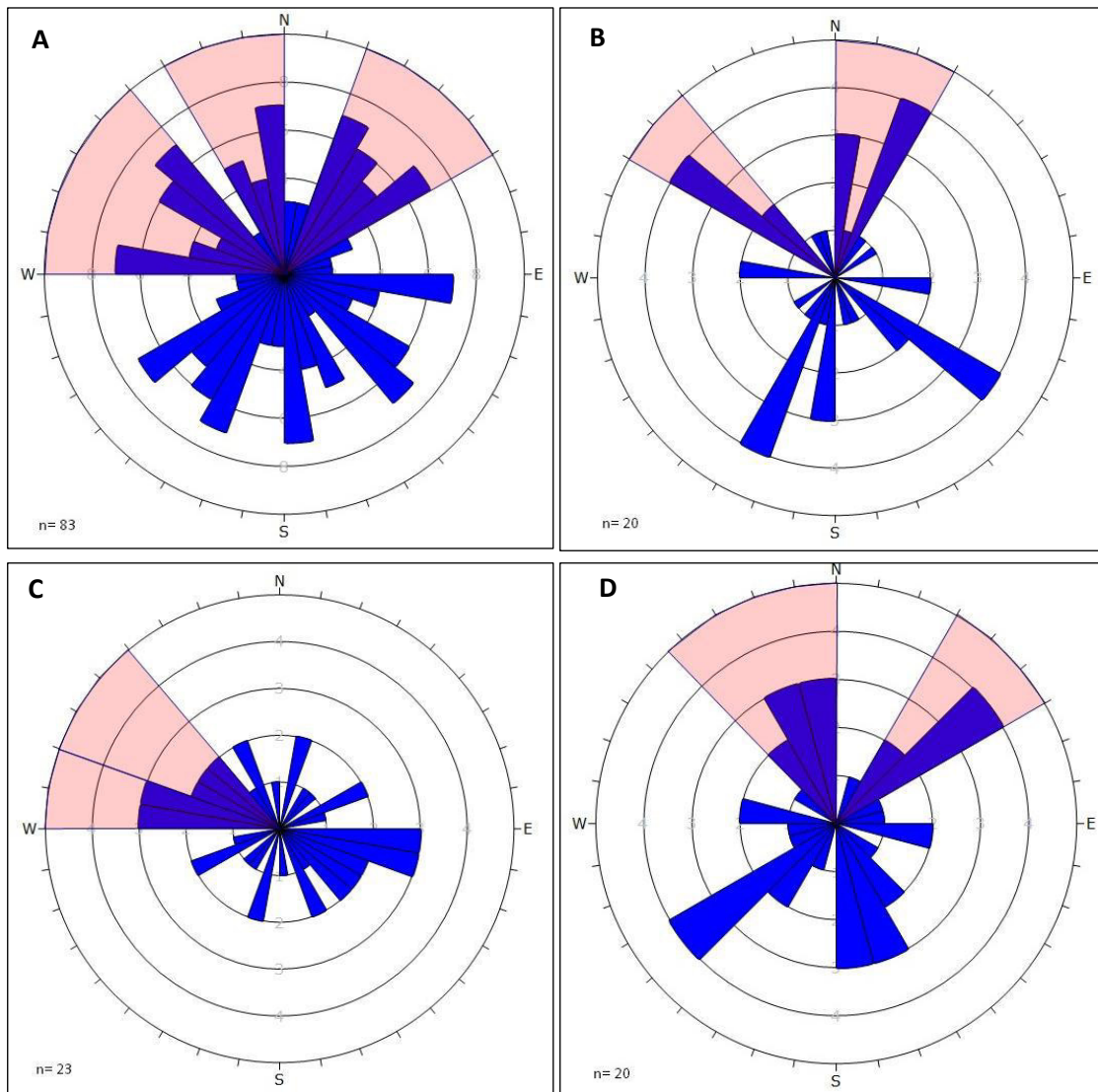


Figura 12. Diagrama rosa de datos estructurales del Complejo Mafico-Ultramáfico del Cabo de La Vela
 A) Direcciones generales de todos los rasgos medidos en el complejo. B) Datos estructurales de las vetillas de la zona sur. C) Direcciones de vetillas de la zona centro-sur. D) Datos estructurales de las vetillas de la zona norte

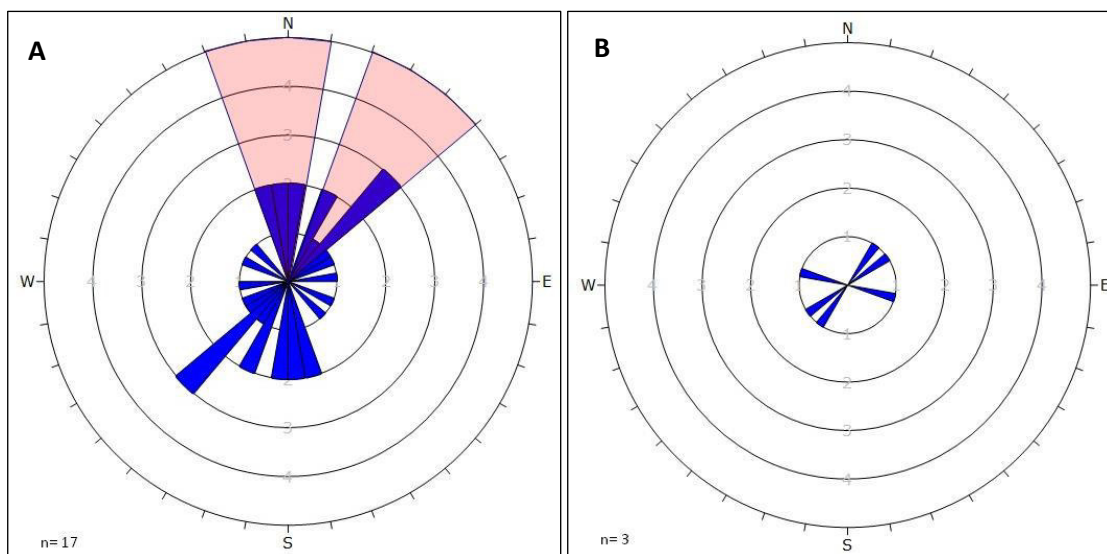


Figura 13. Diagrama rosa de datos estructurales de fallas (A) y diques (B) que cortan la secuencia del Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de La Vela

4.3. Esfuerzos derivados

Mediante la obtención de 84 datos sobre la estructura, se realizó un análisis de los esfuerzos derivados, procesados con el software Faulking (desarrollado por Allmendinger, Cardozo y Fisher, 2012), que utiliza códigos algorítmicos originales (creados por Marrett y Allmendinger en 1990). Gracias a este software, se logró determinar la dirección de los esfuerzos en las tres zonas del cabo de La Vela.

Las medidas lineales tomadas en afloramientos son estrías, planos de estratificación, Jogs (Step over), vetillas en echelon, fallas, entre otros. Estos datos se representan mediante trend y el plunge, proyectadas en la horizontal, que se refieren a la orientación (ángulo horizontal con respecto al norte) e inclinación (ángulo vertical con respecto a la horizontal), respectivamente, de los datos proyectados en la horizontal (Lisle, R., 2004; Lascarro-Navarro, et al, 2020). Los esfuerzos principales que generaron el fallamiento en el área, para las zonas Norte, Centro-sur y Sur se muestran en la **Cuadro 4**, representados en la **Figura 14** mediante el mapa de análisis de esfuerzos.

La cinemática de los datos analizados representa esfuerzos de rumbo, mayoritariamente componentes dextro laterales e inversos, sin embargo, también se presenta una cinemática menor normal perpendicular a la dirección del esfuerzo

principal.

Cuadro 4. Direcciones de los principales esfuerzos.

ZONA	MEDIDAS LINEALES		
	Esfuerzo (σ)	Trend	Plunge
SUR	σ_1	269,2	0,8
	σ_2	178,9	21,2
	σ_3	1,3	68,8
CENTRO-SUR	σ_1	291,1	3,1
	σ_2	200,4	11,9
	σ_3	35,6	77,7
NORTE	σ_1	285,1	5,4
	σ_2	15,2	1,7
	σ_3	122,8	84,3

Los datos estructurales de los indicadores cinemáticos y las orientaciones de las fallas, vetillas, venas y diques muestran que los esfuerzos principales cuentan con un trend de 269.2 a 291.1 y plunge de 0.8 a 5.4, lo que demuestra una cinemática mayoritariamente de rumbo dextro lateral e inversa en sentido NWW-SEE. Correlacionable con Cediel. et, al (2003), Zuluaga. et, al (2009), Giunta. et, al (2006) y Romito y Mann (2020), quienes plantean una acreción del fondo oceánico y de un arco de isla interoceánico mediante un proceso de subducción oblicua y de bajo ángulo, en el margen norte del continente sudamericano desde el Campaniano (75 Ma), las cuales están limitadas por largas zonas de cizalla. Esto explicaría la relación entre la orientación de las diferentes estructuras regionales y locales con el emplazamiento de carbonatos en el Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de la Vela, debido a que los fluidos mineralizantes depositan la carga mineral en zonas de apertura o porosidades ocasionadas por el cizallamiento de las rocas, como respuesta a los diferentes esfuerzos generados por las placas Caribe y Sudamericana.

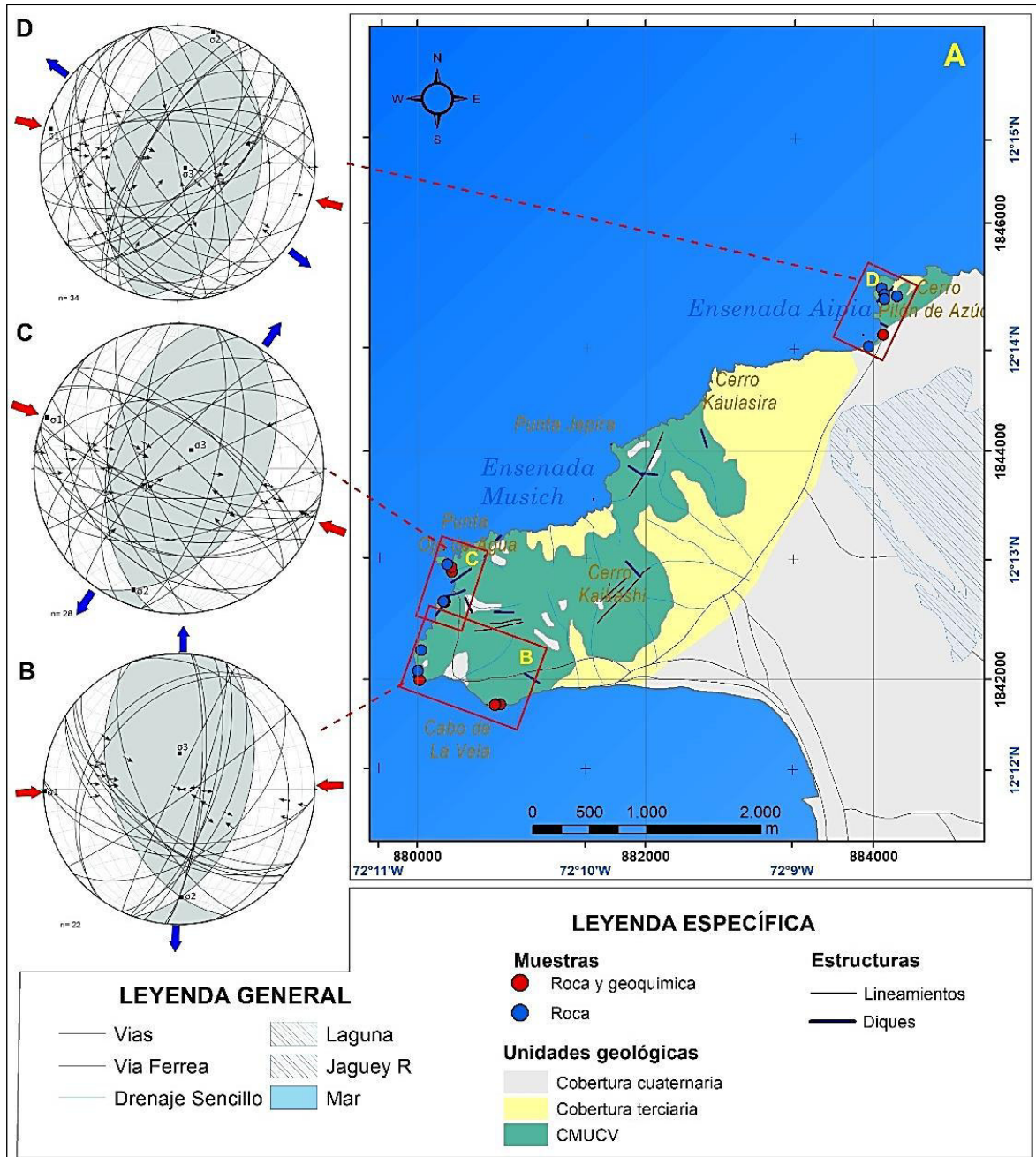


Figura 14. Mapa de dirección de esfuerzos en las principales zonas de estudio.

A) Rocas aflorantes en el Cabo de La Vela; B) zona Sur; C) zona Centro Sur; D) zona Norte.

Sistema coordenadas MAGNA-Colombia-Este

4.4. Análisis litológico

Las rocas del área de estudio son expuestas en afloramientos de carácter métrico a decimétrico a lo largo de las playas Cabo de La Vela, Punta Ojo de Agua y cerro Pilón de Azúcar. Se caracterizan por tener una coloración oscura a verdosa, con composición máfica a ultramáfica, constituidas por peridotitas y piroxenitas compuestas por cristales de olivino subhedrales a euhedrales, piroxenos subhedrales y esporádicamente anfíboles subhedrales (**Figura 15**). Estas rocas por sectores presentan serpentización de intensidad baja a fuerte, y producto de este metamorfismo se reconocen minerales como lizardita, antigorita, crisotilo y magnetita.

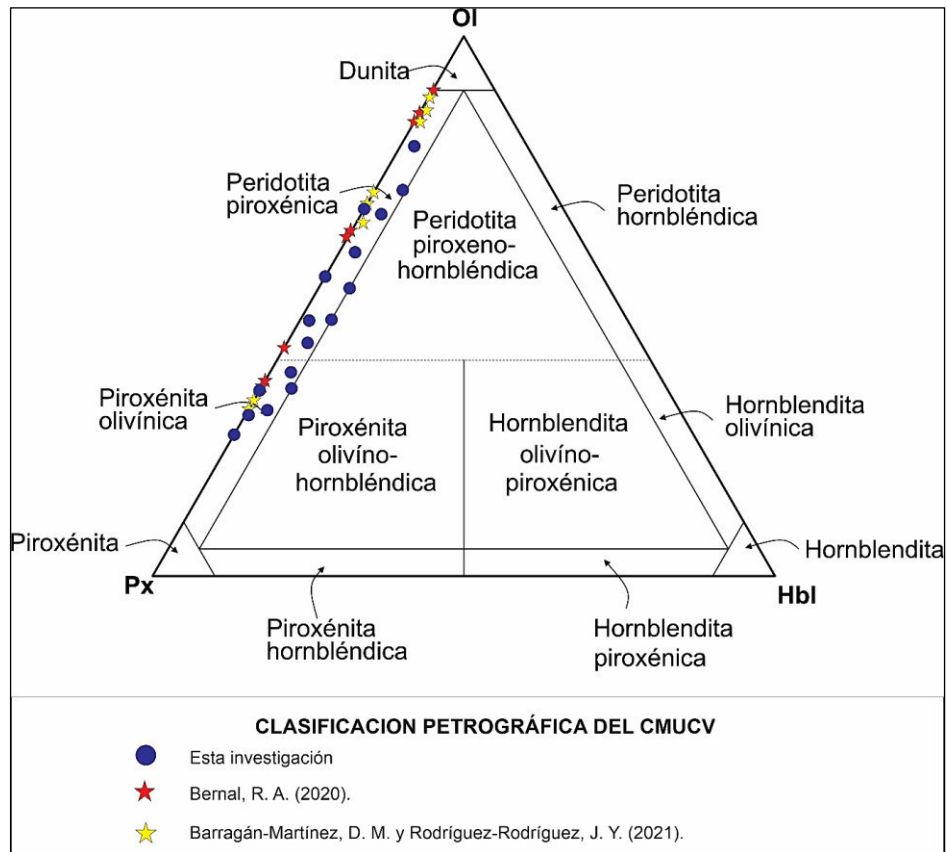


Figura 15. Clasificación petrográfica de las rocas de las áreas de estudio. Diagrama de Streckisen (1976)

En la zona sur se presentan serpentinitas de color gris oscuro a verdoso y ocre a amarillo debido a la meteorización, compuestas principalmente por cristales de lizardita finos (60-80%), de color verde claro y esporádicamente fenocristales de antigorita subhedral (10-30%) de color verde oscuro a marrón (**Figura 16 A**). Cortados por vetillas de 0,5 a 2cm

de grosor rellenas de crisotilo (2%) subhedral a euhedral estas a su vez están cortadas fuertemente por vetillas de carbonatos (8%) de 0,1 hasta 1cm de grosor que generan una estructura enrejada tipo stockwork (**Figura 16 B, C y D**).

Todas estas estructuras están siendo cortadas por fallas locales generalmente de carácter inverso, cuyo grosor varía de 5 hasta 25 cm, rellenas por cristales de carbonatos (**Figura 16 C y D**). Esporádicamente dentro de las fallas se encuentran brechas monomíticas subangulosas a redondeadas de serpentinitas, en una matriz de carbonatos (**Figura 16 C**). Se evidencia la presencia de diques de anfibolitas de textura nematoblástica a porfidoblástica que cortan toda la secuencia, constituidos por cristales de anfíboles subhedrales finos (70-80%), plagioclasa cálcica anhedral (10-20%), carbonatos anhedrales y pórfidoblastos de antigorita (5-10%) (**Figura 17**).

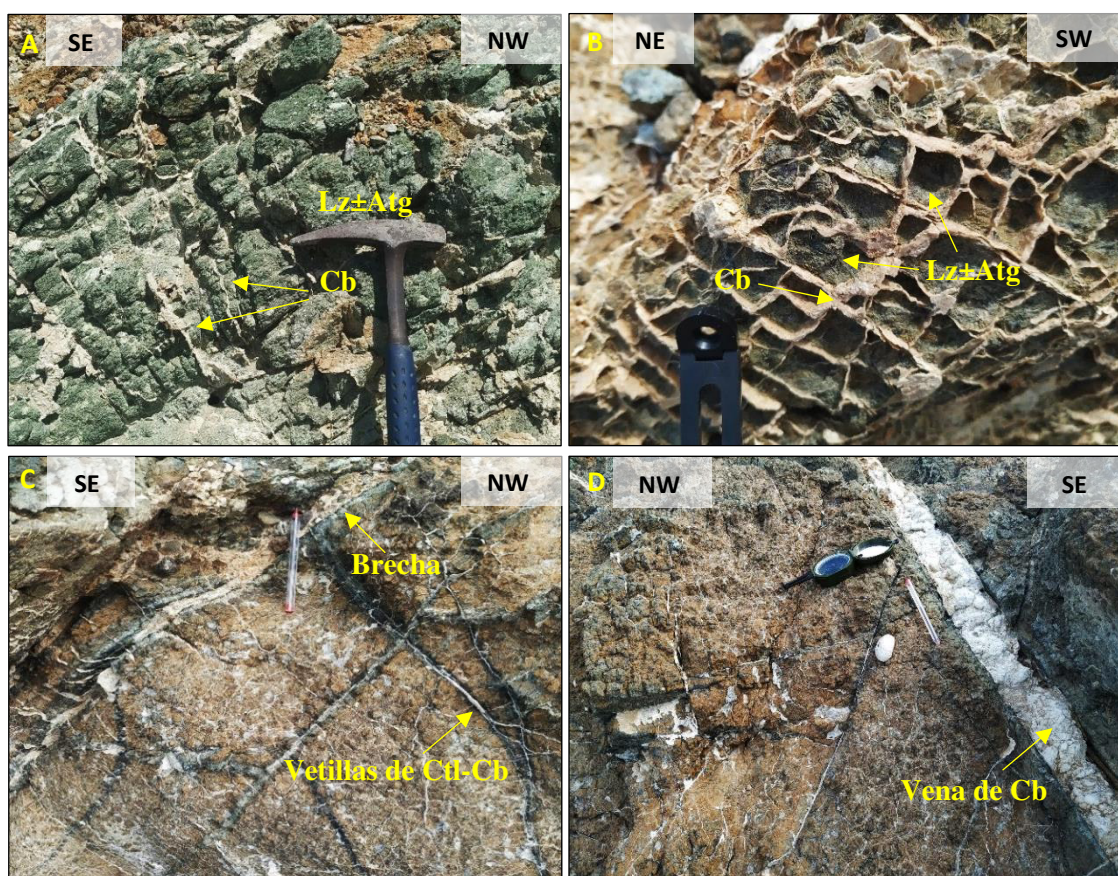


Figura 16. Rasgos geológicos reconocidas en la zona sur del Complejo Mafico-Ultramáfico del Cabo de La Vela.

A y B: Serpentinita constituida por Lizardita (Lz)±Antigorita (Atg), cortada por vetillas de carbonato (Cb), esta última ocasionalmente en arreglo stockwork; C: Serpentinita cortada por vetillas de carbonatos (Cb) y crisotilo (Ctl), se observa también brechas monomíticas de serpentinita en matriz de carbonatos; D: Relleno de carbonato en plano de falla.

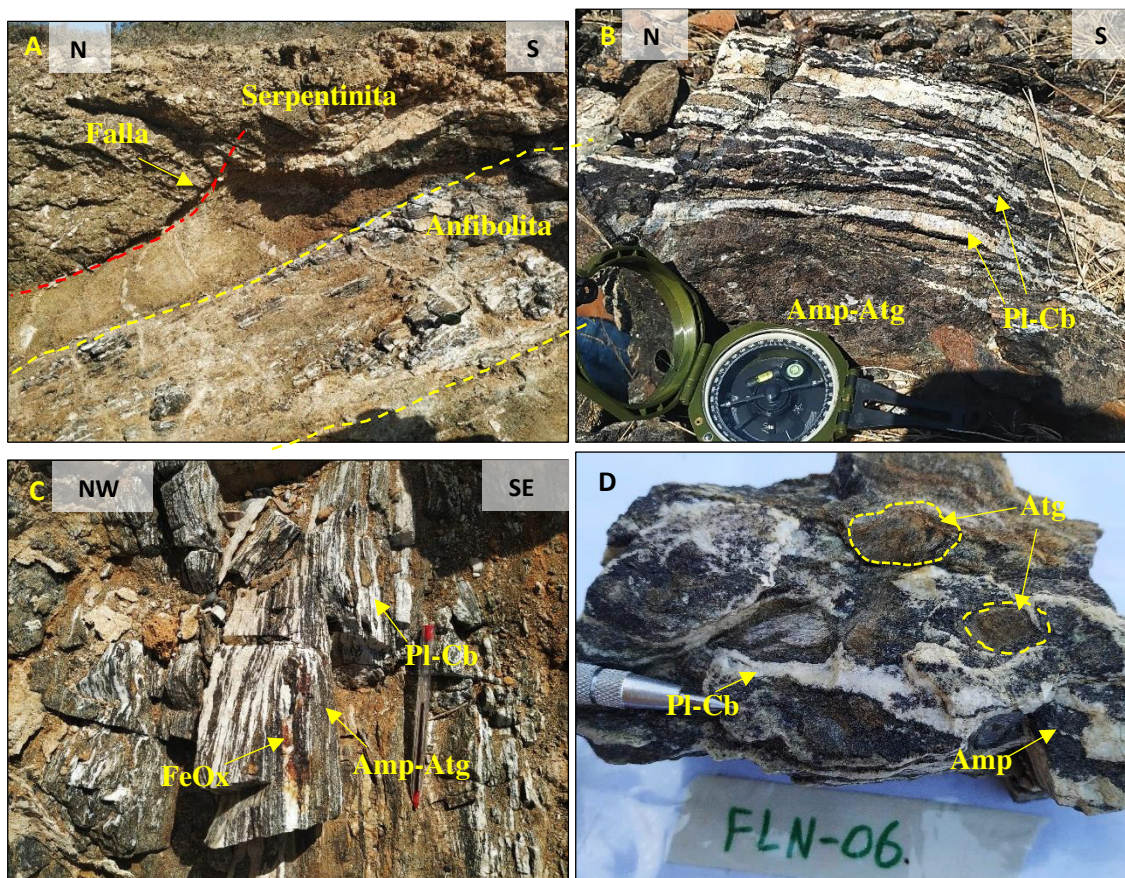


Figura 17. Diques encontrados en la zona sur del Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de La Vela. A: Dique de anfibolita cortando serpentinitas; B, C y D: Textura nematoblástica y porfidoblástica de los diques anfibólicos, constituidos por anfíbol (Amp)-plagioclasa (Pl)-carbonato (Cb)-porfidoblastos de antigorita (Atg)±Óxidos de hierro (FeOx).

Por su parte, la zona centro-sur cuenta con buenas exposiciones de rocas a lo largo de la playa Punta Ojo de Agua, las cuales se caracterizan por presentar afloramientos entre 2 a 5 metros de alto (**Figura 18**), cortada por múltiples vetillas de carbonatos, magnetita y crisotilo, algunas de estas muestran un arreglo tensional de tipo echelon (**Figura 18** D). Además, se evidenciaron diques anfibólicos cuya mineralogía es similar a las mostradas en la zona sur (**Figura 18** B y C). Toda la secuencia es cortada por múltiples fallas inversas con componentes de rumbo dextrales (**Figura 18** A).

Litológicamente las rocas de esta zona muestran características mineralógicas distintivas de la zona sur. Estas se encuentran constituidas mayoritariamente por serpentinitas con cristales de lizardita anhedrales de tamaño fino (75-85%), cortada por vetillas en stockwork de carbonatos (10-15%), vetillas de magnetita con grosores de

hasta 3cm y esporádicamente crisotilo (0-5%) (**Figura 19 A y B**). Se identifica la presencia de cuarzo con textura en drusa reemplazando a carbonatos (**Figura 19 C**). Al norte de esta zona se destaca la presencia de peridotitas piroxénicas de color oscuro sin serpentización aparente, cortada por carbonatos y magnetita (**Figura 19 D**).

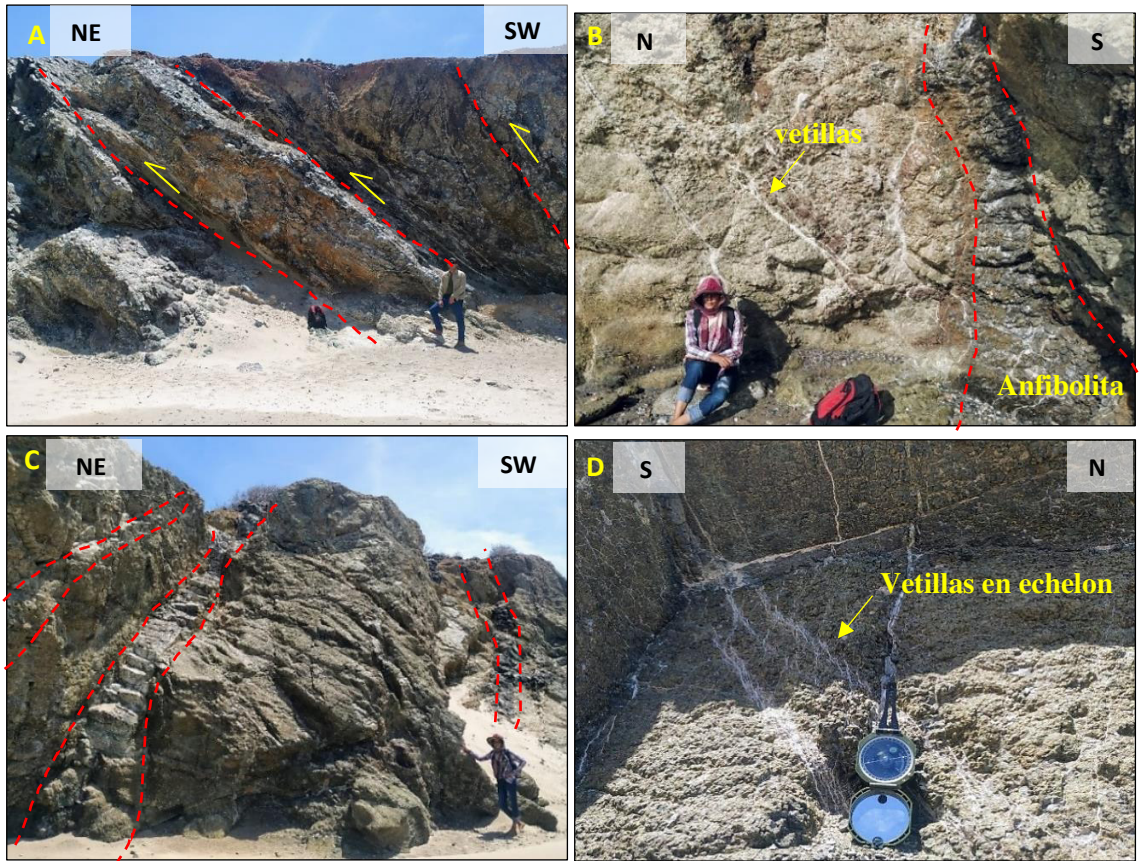


Figura 18. Rasgos estructurales de la zona centro-sur del Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de La Vela. A: Secuencia de fallas inversas con componentes de rumbo dextrales; B y C: Diques de anfibolita cortando serpentinitas con presencia de vetillas de carbonatos, magnetita y crisotilo; D. Vetillas tensionales de tipo echelon en serpentinitas.

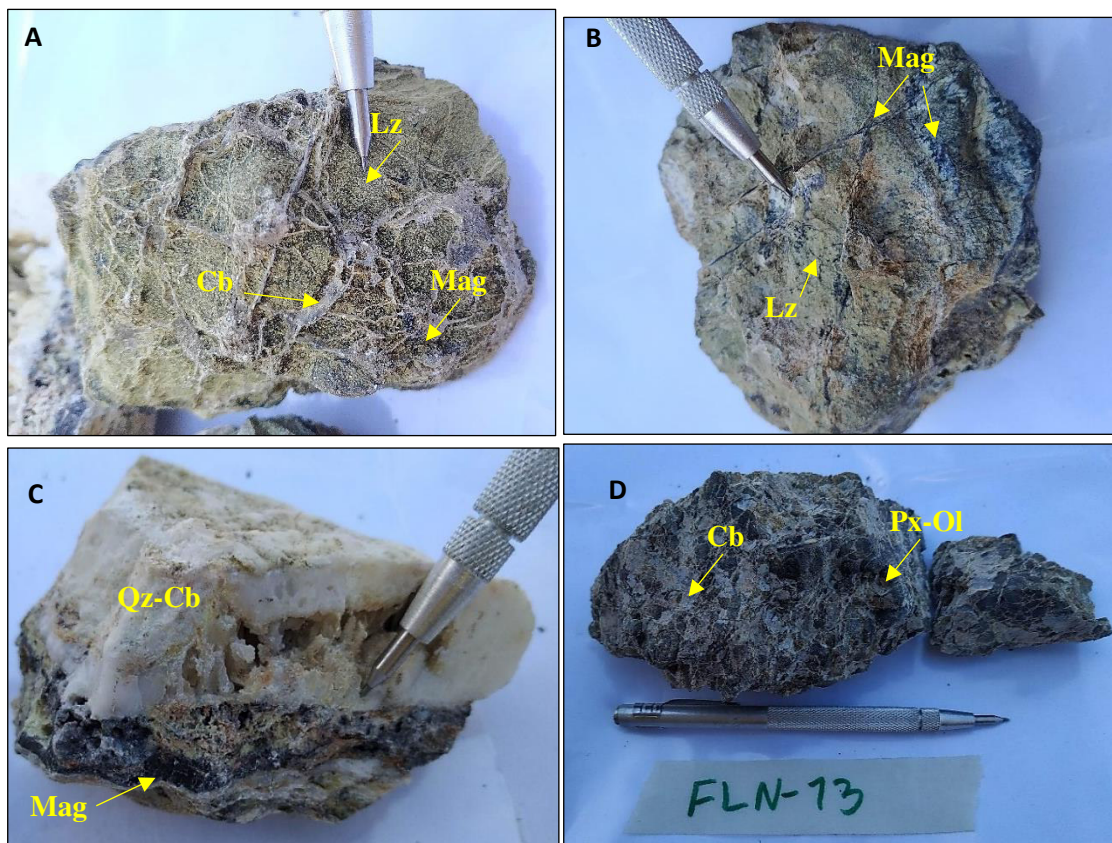


Figura 19. Principales características mineralógicas de las rocas encontradas en la zona centro-sur del Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de La Vela.

A y B: Serpentinita compuesta por lizardita (Lz), cortada por vetillas de carbonaos (Cb) y magnetita (Mag); C: vetilla de magnetita (Mag) de hasta 3cm de grosor cortada por carbonatos (Cb) que son reemplazados por cuarzo (Qz); D: Peridotita compuesta por piroxenos (Px)-olivino (Ol) con vetillas de carbonatos (Cb).

Dentro de las estructuras más destacadas de esta zona se encuentran fracturas tipo riedel, y la fábrica interna de zonas de falla que indican su cinemática inversa en serpentinitas (**Figura 20 A**); de igual forma se identificaron vetillas paralelas de hasta 5 cm de crisotilo cortando peridotitas piroxénicas (**Figura 20 B**); por su parte, se identificaron fallas normales, que cortan tanto serpentinitas (**Figura 20 C**) como peridotitas piroxénicas, esta última parece estar asociada a una deformación más dúctil, debido a su plano curvo e irregular, el cual es rellenado por carbonatos (**Figura 20 D**), sugiriendo una mayor temperatura para su deformación.

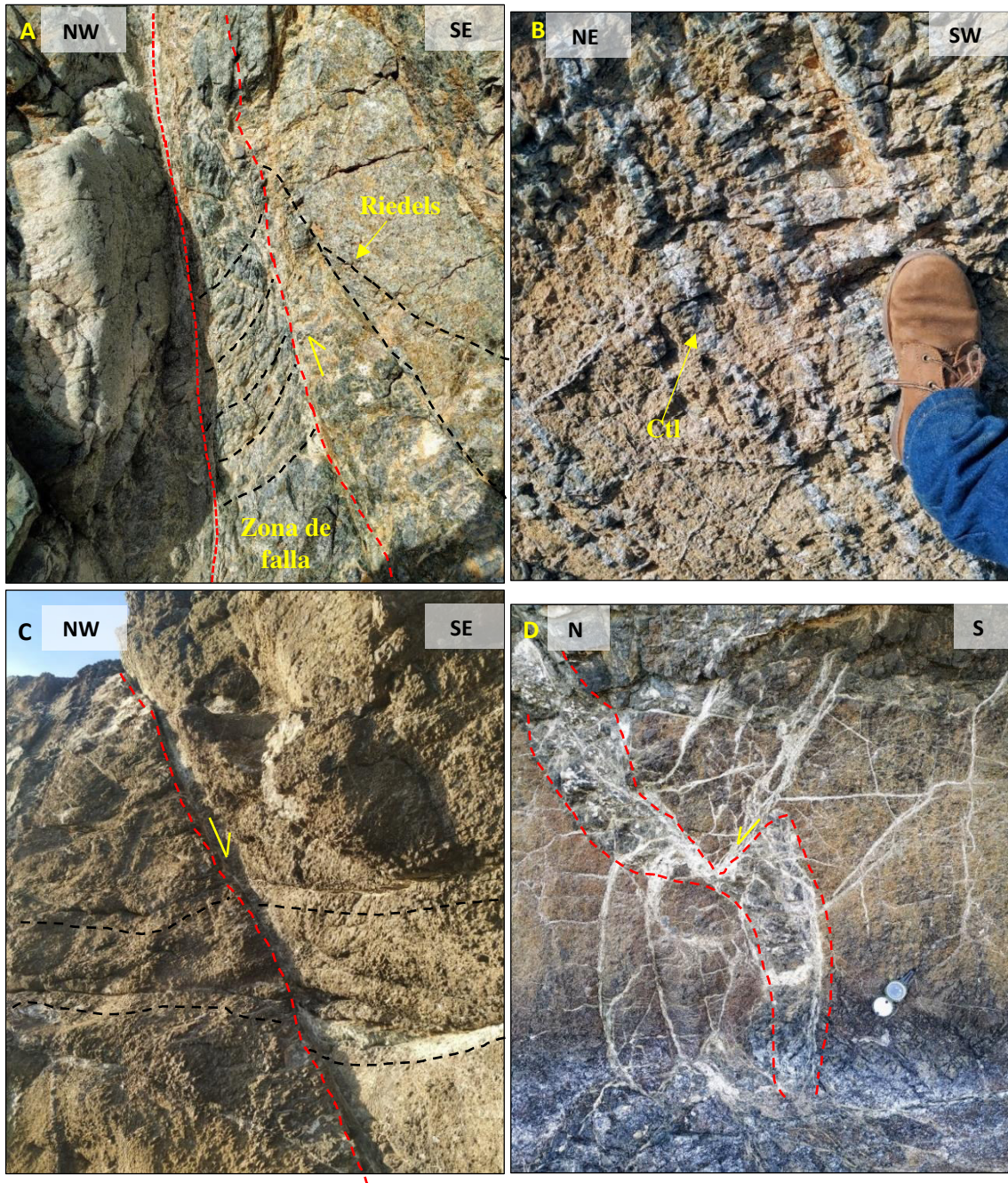


Figura 20. Rasgos estructurales poco frecuentes de la zona centro-sur del Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de La Vela.

A: Zona de falla inversa en la que se reconocen fracturas tipo riedel; B: vetillas de crisotilo (Ctl) en peridotitas piroxénicas; C: falla normal encontrada al norte de la zona centro-sur; D: deformación dúctil en el que se reconoce una cinemática normal, además de vetillas y rellenos de carbonatos.

La zona norte se caracteriza por la presencia de rocas ultramáficas de color negro a verde, con textura fanerítica, compuesta principalmente por cristales de tamaño inferior

a un centímetro de piroxenos subhedrales (20-70%), olivinos subhedrales a euhedrales (20-85%) y esporádicamente anfíboles subhedrales (0-5%), estos minerales se exhiben como bandas paralelas discontinuas cortadas por vetillas de carbonato y crisotilo anhedrales a subhedrales (**Figura 21 A**), estas litologías pueden clasificarse según el diagrama de Streckeisen (1973) como peridotitas piroxénicas y piroxenitas olivínicas (**Figura 15**). A su vez se reconocen serpentinitas compuestas por antigorita euhedral de tamaño medio (5-20%), lizardita de tamaño fino (75-90%) y vetillas discontinuas de magnetita anhedral (0-5%); esta litología en esta zona se encuentra con alteración supergena de intensidad moderada, con distribución selectiva hacia la lizardita, por lo que muestran una coloración blanquizca característica (**Figura 21 B**). Tanto las serpentinitas como las peridotitas piroxénicas y piroxenitas olivínicas se encuentran cortadas por vetillas de crisotilo euhedrales de hasta 1,5 cm de grosor (**Figura 21 C**) y por diques anfibolíticos de hasta 2m de grosor de textura porfidoblástica a nematoblástica, constituidos por bandas de anfíboles y plagioclasa con porfidoblastos de antigorita (**Figura 21 D**)

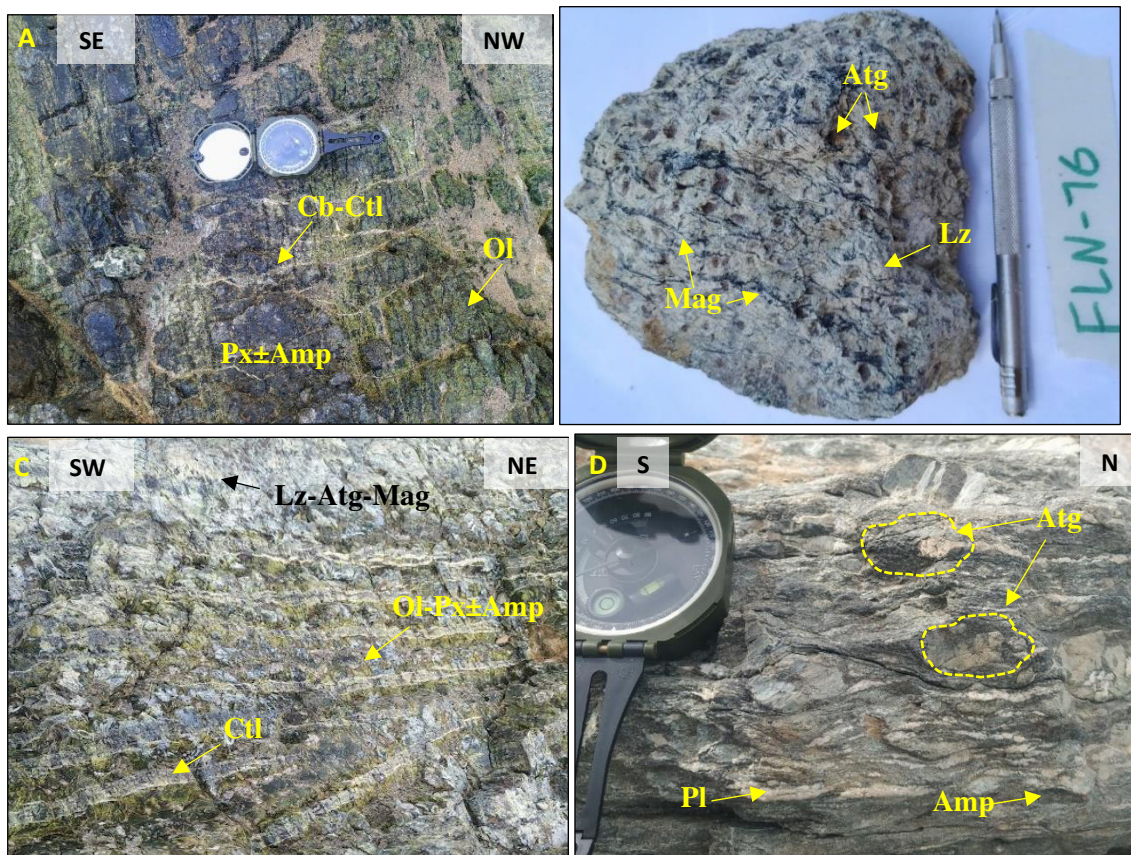


Figura 21. Principales litologías aflorantes en la zona norte del Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de La Vela.

A: Peridotitas y piroxenitas con cristales de piroxenos (Px), olivinos (Ol) y ocasionalmente anfíbol (Amp) con presencia de vetillas de carbonatos (Cb) y crisotilo (Ctl); B: Serpentinita con alteración supergena. Se reconocen minerales de antigorita (Atg), lizardita (Lz) y magnetita (Mag); C: vetillas de crisotilo (Ctl) embebidas en cristales de olivinos (Ol), piroxenos (Px) y ocasionalmente anfíbol (Amp), en la parte superior se reconoce serpentinitas con alteración supergena; D: Anfíbolita de textura porfidoblástica a nematoblástica, compuesta por cristales de anfíboles (Amp), plagioclasa (Pl) y porfidoblastos de antigorita (Atg).

La zona norte muestra un fuerte vetilleo de carbonatos, crisotilo y magnetita tanto en las serpentinitas como en las peridotitas y piroxenitas (**Figura 22 A**), estas rocas presentan un fuerte fracturamiento debido a la influencia de fallas mayoritariamente dextro laterales, inversas y en menor medida normales. En las fallas dextrales se identificó una cinemática subordinada inversa y es posible observar estructuras tipo jogs o step over a lo largo de su trazo, rellenas por carbonatos y cuarzo como producto de una caída de la presión generada por los esfuerzos tensionales en la zona de falla, donde se empiezan a crear espacios propicios para la precipitación de minerales (**Figura 22 B**). Estas fallas ponen en contacto serpentinitas con alteración supergena con peridotitas con moderada a baja serpentinización (**Figura 22 C y D**); esporádicamente es posible observar fallas normales como producto de descanso tectónicamente, asociado a fallas dextrales inversas (**Figura 22 C**).

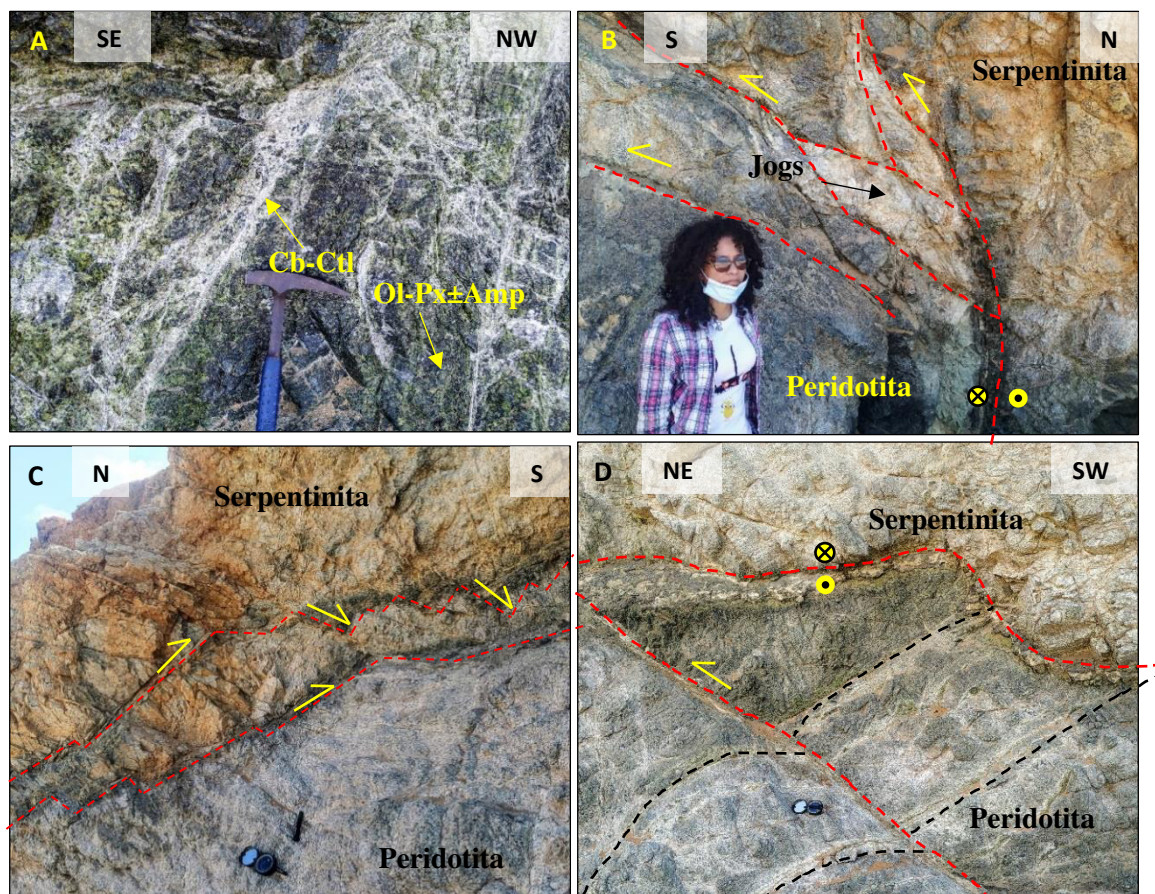


Figura 22. Rasgos estructurales de la zona norte del Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de La Vela. A: Vetillas de carbonato (Cb) y crisotilo (Ct) emplazadas en rocas piroxénicas y peridotitas compuestas generalmente de olivino (Ol), piroxeno (Px) y ocasionalmente anfíboles (Amp); B: Falla dextral inversa en el que se reconocen estructuras tensionales tipo Jogs; C y D: Sistema de fallas normales como producto de descanso tectónico asociado a fallas dextrales inversas.

Las peridotitas y piroxenitas del Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de la Vela sugieren un ambiente de formación profunda, debido a que estas rocas se forman en el límite de la zona superior del manto y la parte baja de la corteza, donde altas presiones y temperaturas son comunes debido a la carga cortical (Putnis, 1992; Winter, 2001; Winter, 2014). Esto se refleja en la mineralogía primaria de las rocas, donde la baja proporción de anfíboles ($\leq 5\%$) sugiere un ambiente anhidro, debido a que estos se forman en magmas relativamente hidratados (Hugh, 2013). Por otro lado, la presencia de minerales del grupo de la serpentina sugiere que las rocas evidencian procesos de serpentización, donde el olivino al interactuar con fluidos ricos en SiO_2 y H_2O a diferentes temperaturas se desestabiliza y genera lizardita, antigorita y crisotilo (Ilié, M, 1968; Guillot et al., 2015; Hansen et al., 2005; Anzil y Martino, 2009; Hirth, y Guillot,

2013). Además, Barragán-Martínez y Rodríguez-Rodríguez (2021), evidenciaron la presencia de brucita en algunas rocas del CMUCV, lo que indica un ensamble lizardita-antigorita±brucita el cual se forma a partir de temperaturas menores a los 350°C, como lo indican los diagramas de fases de John et al., (2011) y Evan et al., (2013) (**Figura 23 A y B**) Se resalta la inexistencia de talco en las rocas, que de igual forma sugiere unas temperaturas altas de formación para estas mismas (**Figura 23 B**)

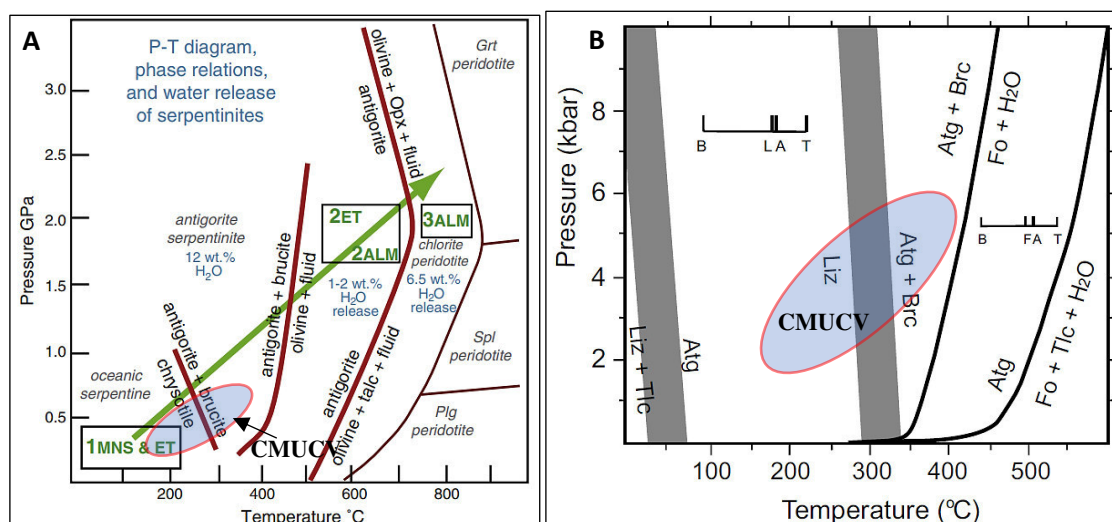
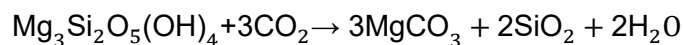


Figura 23. Diagramas de presión vs temperatura para la estabilización de los minerales del grupo de la serpentina de A: John et al., (2011) y B: Evan et al., (2013). El círculo azul representa el rango de presión y temperatura en la que se desarrolló la serpentinitización de las rocas del Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de la Vela (CMUCV). Liz: lizardita; Tlc: talco; Brc: brucita; Fo: fosterita; Opx: ortopiroxenos.

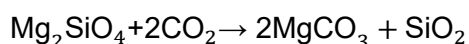
Por su parte, la presencia de vetillas de crisotilo indican una serpentinitización más somera, debido a que su mineralogía (sistema monoclinico) solo es estable en condiciones de baja presión (Barnes et al., 2013; Navarro-Domínguez, 2015). La magnetita es producida a partir de antigorita en temperaturas cercanas a los 400°C (Johannes, 1967), esto se debe a que el olivino entrega el hierro ferroso del sistema, que es transformado a férrico por medio de oxidación, según Bernal (2020) la magnetita es cogenética con la brucita en las rocas del Cabo de la Vela ya que se forman a temperaturas y presiones similares.

Por otro lado, las mineralizaciones de carbonatos identificadas (calcita, dolomita y principalmente magnesita), se generan a partir de los minerales del grupo de la serpentina y el olivino, mediante una reacción exotérmica de temperaturas entre los 200°C a 300°C y presiones equivalentes de 3 a 5 km de profundidad (Lackner et al. 1995;

Power et al. 2013). Goldberg et al. (2000), Power et al., (2013) y Navarro-Domínguez (2015), sugieren que el proceso de carbonatación puede ocurrir durante la serpentización por hidrotermalismo, mediante las siguientes reacciones:



Serpentina → Magnesita



Olivino (fosterita) → Magnesita

Por su parte, los diques anfibolíticos, cortan las peridotitas y piroxenitas por lo que se infieren son posteriores a esta. Su mineralogía presenta anfíboles, sugiriendo una procedencia de magmas más hidratados (Hugh, 2013). Y su textura nematoblástica a porfidoblástica indicaría procesos de recristalización a temperaturas altas (>200%). Cardona et al., (2007) indica que esto puede estar asociado a extensos procesos metasomáticos que también serpentizaron las peridotitas y piroxenitas. Estos diques cuentan con firmas geoquímicas afines a MORB con alguna contribución de OIB, como se indica en el capítulo de geoquímica (muestra FLN-06).

4.5. Análisis geoquímico y tectónico

A diez muestras tomadas se les realizaron análisis geoquímicos de ICP-OES, las cuales se visualizan en el **Anexo 3**. En la **Figura 24** muestra que en la mayoría de las muestras los elementos mayores (>10000 ppm) son el Ca, Fe, Mg, Al y Na, como elementos menores (1000 a 10000 ppm) se tiene al Al, Na, Ti, Cr, Mn, y Ni, y como elementos trazas (<1000 ppm) se tiene al Ba, Cu, Li, P, Sr, V, Zn, Zr, Ag, As, Be, Bi, Cd, Ce, Co, Cs, Ga, Ge, Hf, In, La, Lu, Mo, Nb, Pb, Rb, Sb, Sc, Se, Sn, Ta, Tb, Te, Th, Ti, U, W, Y, Yb y en algunas muestras al Ca, Ti, Cr, Mn y Ni.

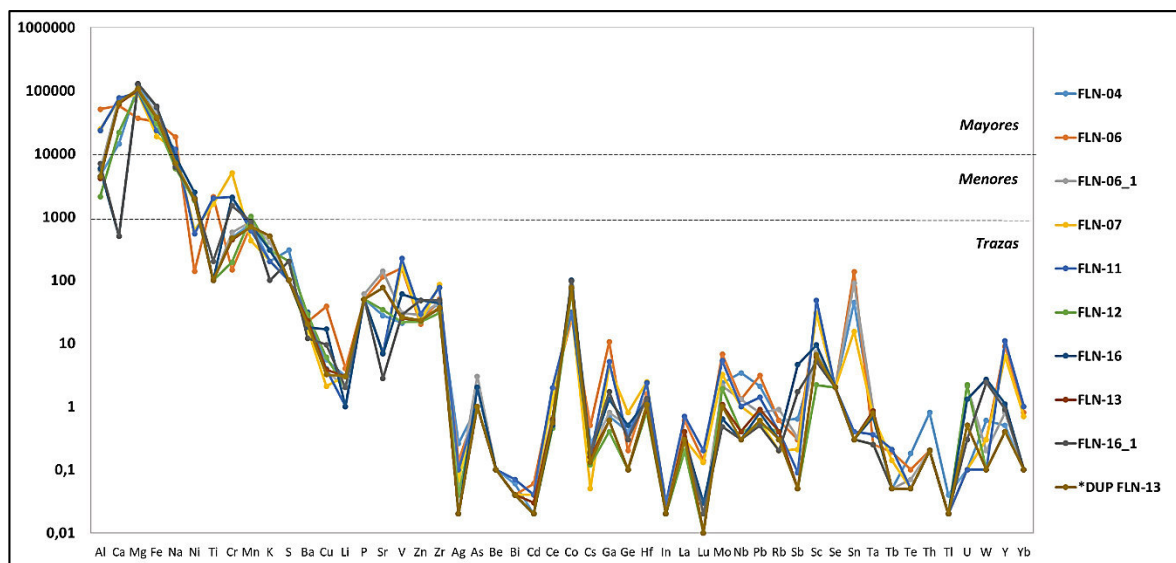


Figura 24. Elementos mayores, menores y trazas de las muestras analizadas.

Las rocas analizadas mediante ensayos geoquímicos se grafican en diagramas multielementales de elementos trazas normalizado. En general se muestra que los elementos litófilos de radio iónico grande (LILE) tienen un ligero enriquecimiento respecto a los elementos traza más inmóviles (HFSE), mostrando una mayor dispersión en los contenidos de los LILE con anomalías positivas en W, Pb y Mo, y enriquecimientos de elementos traza más inmóviles de Sb y Sn, con patrones ligeramente descendentes entre La y Lu. (**Figura 25**)

Por su parte, el diagrama de tierras raras (REE) normalizado con respecto al condrito (valores de normalización de McDonough y Sun, 1995), muestra un comportamiento general paralelo, con un patrón con enriquecimiento en tierras raras livianas (LREE) de La y Ce, similares al patrón de basaltos de dorsales medio-oceánicas enriquecidas (E-MORB), el cual presenta una tendencia plana horizontal hacia las tierras raras pesadas (HREE), este comportamiento es similar a las rocas de arcos de islas. (**Figura 26**)

las muestras se desarrollaron en un ambiente de cuencas tras arco (back-arc) cercano a arcos de isla oceánica. (**Figura 27**)

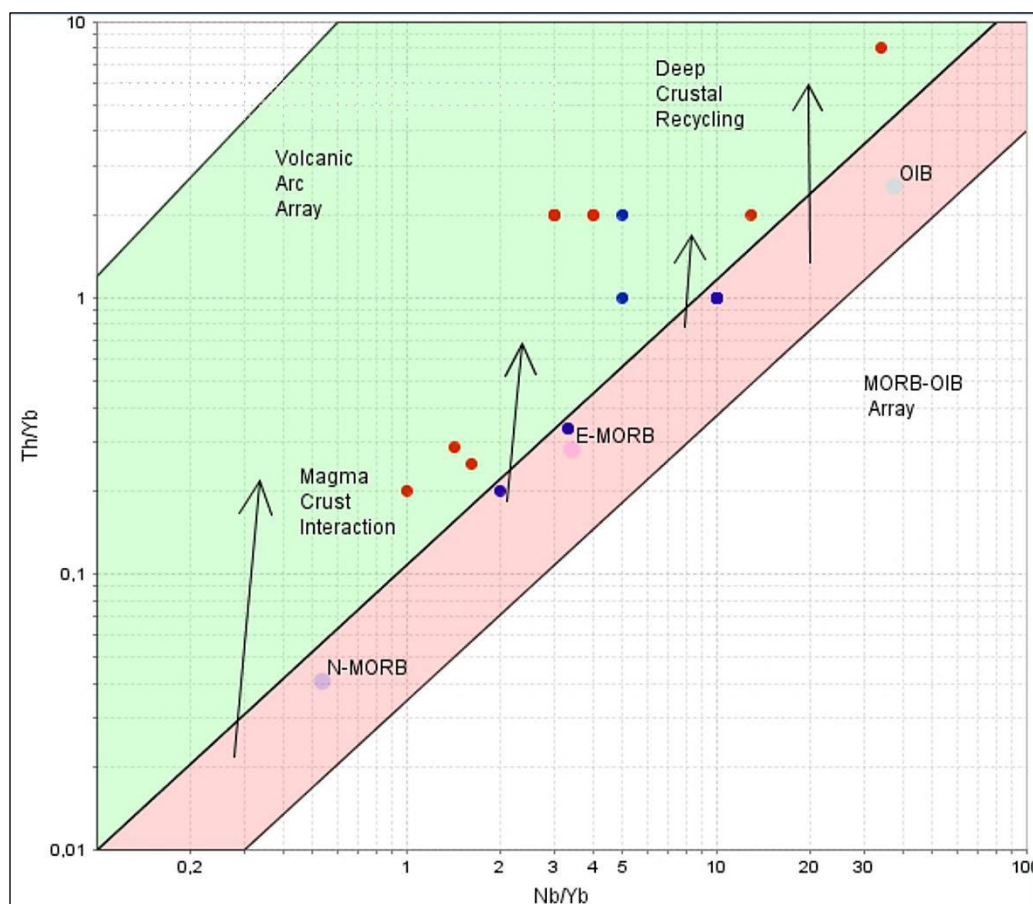
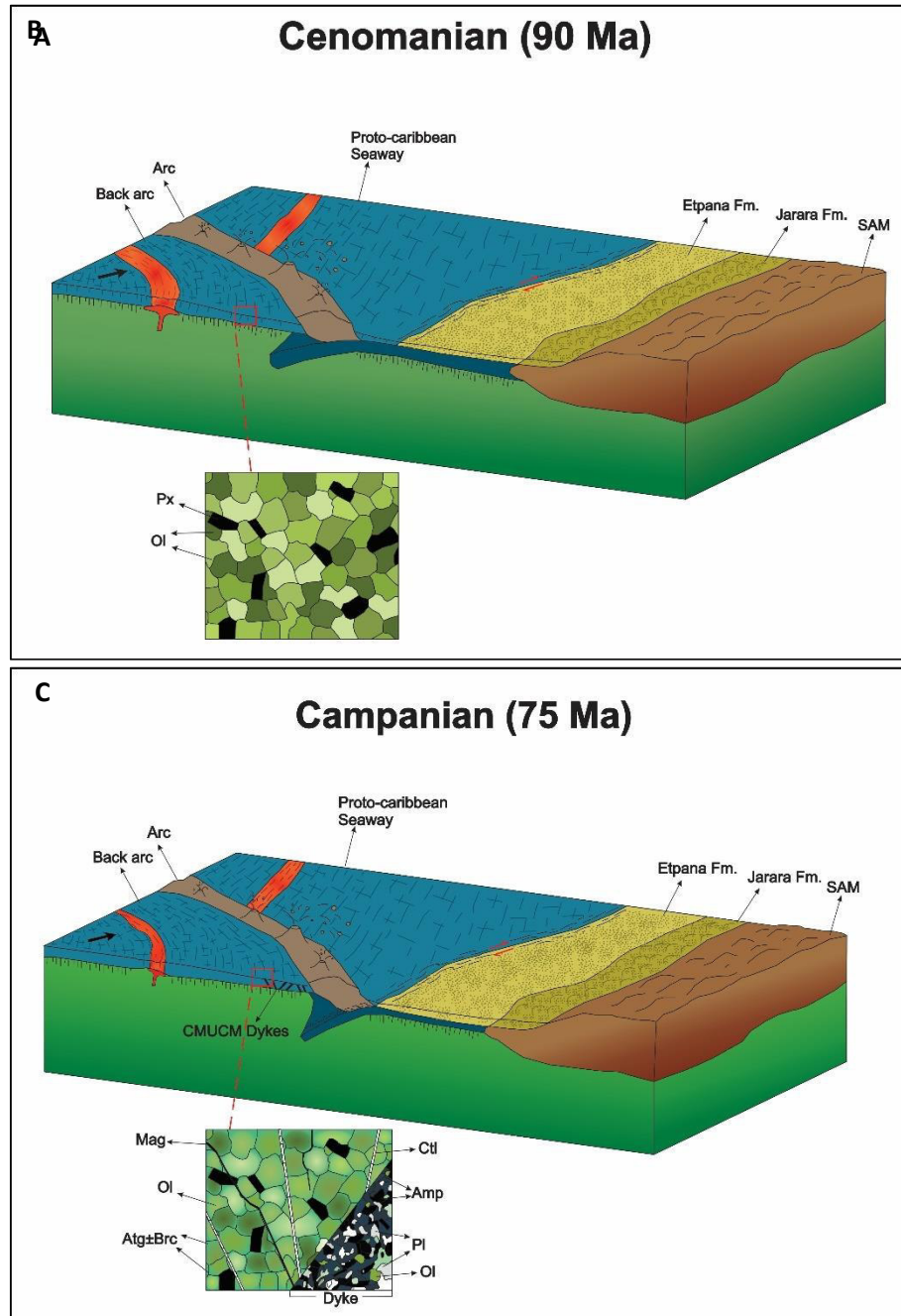


Figura 27. Diagrama de discriminación de ambiente tectónico de Th/Yb vs Nb/Yb (Pearce, 2008). N-MORB: Basalto de manto empobrecido; E-MORB: basaltos de manto enriquecido; OIB: Basaltos de islas oceánicas. En azul se grafican los datos de Bernal (2020) y en rojo esta investigación.

Las firmas geoquímicas de los datos graficados en los diagramas de normalización y de Th/Yb vs Nb/Yb (**Figura 25**, **Figura 26**, **Figura 27**) son correlacionables con las características tectónicas descritas por Giunta et, al (2006), Zuluaga. et, al (2009), Romito, y Mann, (2020) y Cardona (2014), quienes indican que la placa oceánica alóctona Caribe desarrolló arcos de isla volcánica en sus márgenes desde el Cretácico temprano, debido a la subducción de la placa Sudamericana, este proceso tuvo una inmersión en la dirección de la subducción a partir del Cenozoico, donde la placa Caribe subduce bajo la Sudamericana. Ocasionando una colisión y acreción del arco de isla y remanentes de mesetas oceánicas en el margen norte de Suramérica, registrados a lo

largo de la alta Guajira en fragmentos de arco intraoceánico y complejos metamórficos de media a alta presión del Cretácico Tardío al Paleoceno. (Kerr et al., 1997; Spikings et al., 2001; Pindell et al., 2005; Vallejo et al., 2006; Weber et al., 2007; Zuluaga. et al., 2009; Cardona et al., 2010; Weber et al., 2010a; Villagomez et al., 2011)

Se propone un esquema de evolución tectónica de las rocas del Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de la Vela. Durante el Cenomaniano, se observa un arco de isla (Arc) acercándose oblicuamente al margen suramericano (SAM), en la zona de tras arco (Back arc) se forman las peridotitas y piroxenitas del CMUCV con olivino (Ol) y piroxeno (Px) como minerales principales de las rocas (**Figura 28 A**). Durante el Campaniano, los minerales principales empiezan a evidenciar serpentinización, generando minerales como antigorita (Atg), brucita (Brc), crisotilo (Ctl) y magnetita (Mag), además las rocas son instruidas por diques máficos con una mineralogía compuesta de anfíbol (Amp), plagioclasa (Pl) y olivino (Ol) (**Figura 28 B**). Posteriormente durante el Bartoniano, el arco de isla empieza a acrecionarse al margen suramericano; la serpentinización avanza generando lizardita (Lz) y carbonatos (Cb), mientras que los diques máficos se recristalizan evidenciado por su cambio textural a nematoblástica y porfidoblástica, con minerales de anfíbol (Amp), plagioclasa (Pl) y antigorita (Atg) (**Figura 28 C**). Durante el Mesiniano, se produce una inmersión en la dirección de la subducción, generando la acreción de las rocas del CMUCV al continente y las intrusiones del Stock de Parashi (**Figura 28 D**).



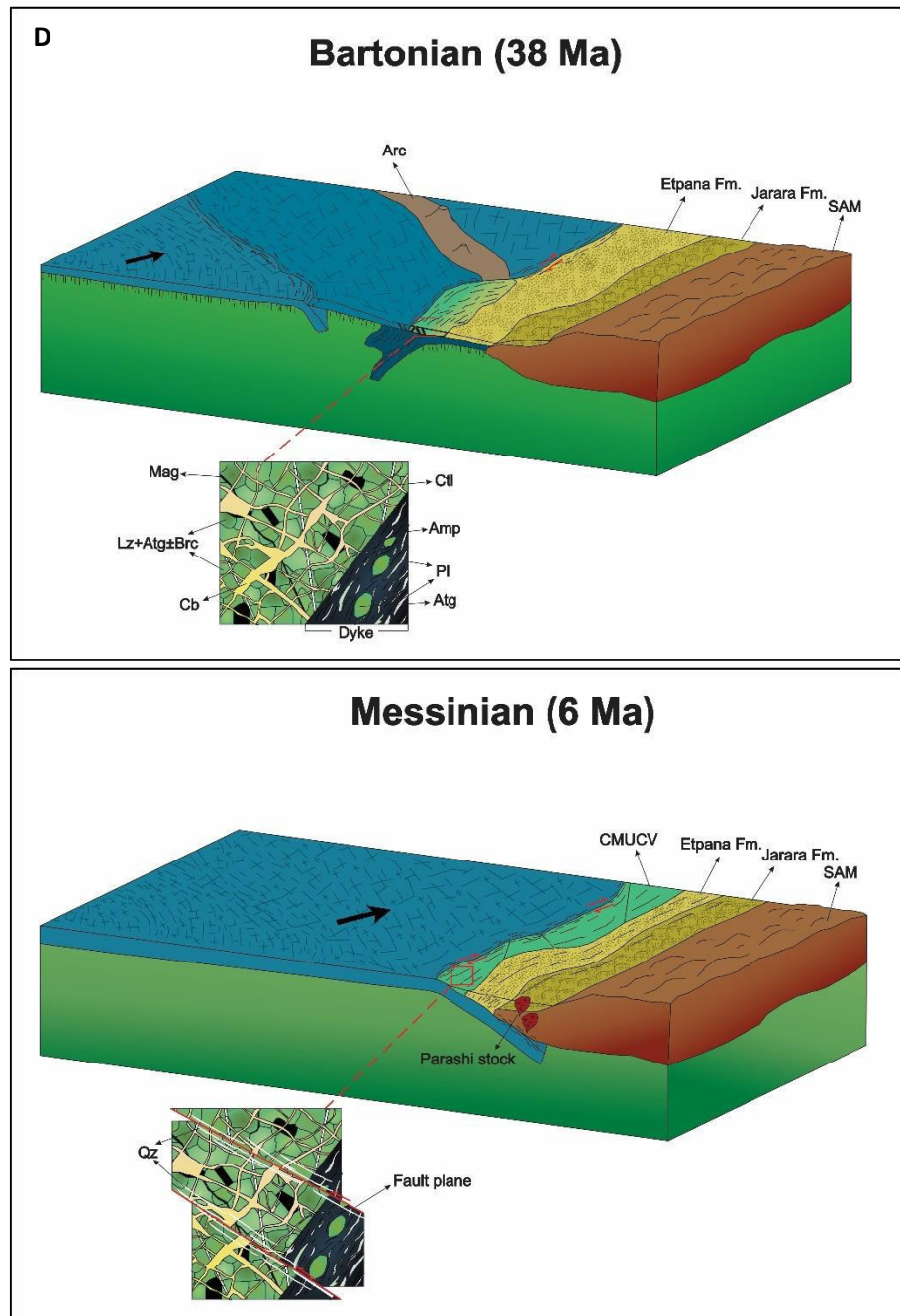


Figura 28. Modelo evolutivo de las rocas del Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de la Vela (CMUCV). Diagramas adaptados y modificados a partir de Giunta et, al (2006), Romito, y Mann, (2020) y Cardona (2014).

CAPITULO VI

5.0. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1. Conclusiones

- Existe relación entre la tectónica del Caribe colombiano y la mineralización de carbonatos emplazados en las rocas del Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de la Vela, la cual se evidencia en las estructuras regionales y locales como fallas, vetillas y venas que controlan la distribución de los carbonatos, debido a que se depositaron como relleno en zonas de apertura ocasionadas por el cizallamiento de las rocas, como respuesta a los diferentes esfuerzos rumbo dextro-laterales e inversos con trend entre 269.2 a 291.1 y plunge entre 0.8 a 5.4, generados por las placas Caribe y Sudamericana.
- Los análisis litológicos, geoquímicos y tectónicos indican que las peridotitas y piroxenitas del Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de la Vela muestran una afinidad geoquímica de rocas oceánicas, relacionada a un ambiente de cuencas tras arco cercanas a arco isla oceánica, razón por la cual los datos geoquímicos se presentan cercanos y sobre los campos E-MORB y OIB.
- Estas rocas se formaron sobre la placa Caribe, en cercanías a arcos de islas localizadas en sus márgenes desde el Cretácico temprano, donde subsiguientemente empiezan a serpentinizarse debido a alteraciones hidrotermales principalmente en olivinos y piroxenos, evidenciado por minerales

como antigorita, brucita, crisotilo y magnetita, a su vez, las rocas son intruidas por diques de composición máfica. Estos bloques tectónicos durante el Bartoniano al Mesiniano colisionan, generando acreción del arco de isla y remanentes de mesetas oceánicas a Sudamérica, durante la cual la serpentización del CMUCV avanza a partir de la alteración de la brucita y antigorita, generando lizardita y carbonatos que se emplazan en las diferentes aperturas de las rocas, mientras que los diques máficos se recristalizan generando texturas nematoblástica y porfidoblástica.

5.2. Recomendaciones

- Se recomienda realizar un análisis más detallado acerca de los elementos Mg, Cr, Ni, Co y Sr, dado a que podrían representar ocurrencias o anomalías geoquímicas importantes en la región
- Se sugiere realizar estudios centrados en la posibilidad de captura y almacenamiento de CO₂ en las peridotitas y piroxenitas del Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de la Vela, acelerando así los procesos de carbonatación en estas rocas. Esto se debe a la preocupación ambiental surgida por las teorías del cambio climático.

CAPITULO VII

6.0. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Allmendinger, R. W. (2018). A structural geology laboratory manual for the 21st century.

Allmendinger R.W., Cardozo N. and Fisher D. (2012). Structural geology algorithms: Vectors and tensors in structural geology. Cambridge University Press, 302 p.

Álvarez, W. (1967). Geology of the Simarua and Carpintero areas, Guajira Peninsula, Colombia. Tesis Ph.D., Princeton Univ., 168 p. New Jersey.

Álvarez, W., (1967). Geology of the Simarúa and Carpintero áreas.Guajira península, Colombia. Tesis Ph.D., Princeton Univ. 168 p. New Jersey.

Anzil, P. A., & Martino, R. D. (2009). Aspectos geoquímicos relacionados a la serpentización y silicificación del cuerpo ultramáfico de La Cocha, Sierra Chica, Córdoba.

Audemard, F. y Audemard, F. (2002). Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. Tectonophysics, 345: 299-327.

Aumento, F. and Loubat, H. (1971). The Mid-Atlantic Ridge near 45°N. XVI. Serpentinized ultramafic intrusions. Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 631-663.

Barnes, J. D., Eldam, R., Lee, C. – T. A., Errico, J. C., Loewy, S., & Cisneros, M. (2013). *Petrogenesis Of The Serpentinites From The Franciscan Complex, Western California, Usa*. 143–157.

Barragán-Martínez, D. M., Rodríguez-Rodríguez, J. Y. (2021). Caracterización mineralógica y control estructural de los depósitos de carbonatos asociados al Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de la Vela, La Guajira. Fundación Universitaria del Área Andina, Facultad de Ingeniería y Ciencias Básicas (Tesis de pregrado).

Bedoya, G., Cediell, F., Restrepo-Correa, I., Cuartas, C., Montenegro, G., Marín-Cerón, M. I., Cerón, R. (2009). Aportes al conocimiento de la evolución geológica de las cuencas Atrato y San Juan dentro del Arco Panamá-Chocó, 31, 69–81.

Bernal, R. A. (2020). Consideraciones petrogenéticas y ambiente de formación de las mineralizaciones de magnesita en el caribe colombiano: Complejo Máfico-Ultramáfico del Cabo de la Vela, La Guajira. Fundación Universitaria del Área Andina, Facultad de Ingeniería y Ciencias Básicas (Tesis de pregrado).

Bernal-Olaya, R., Mann, P., & Vargas, C. A. (2015). Earthquake, Tomographic, Seismic Reflection, and Gravity Evidence for a Shallowly Dipping Subduction Zone beneath the Caribbean Margin of Northwestern Colombia. *Memoir 108: Petroleum Geology and Potential of the Colombian Caribbean Margin*, 247–270. <https://doi.org/10.1306/13531939M1083642>

Bonatti, E. (1968). Fissure basalts and ocean-floor spreading on the East pacific rise. *Science*, 161 (3844), 886-888.

Bortolotti, V., & Principi, G. (2005). Tethyan ophiolites and Pangea break-up. *The Island Arc*, 14, p. 442–470.

Cardona, A., Cordani, U., & Macdonald, W. (2006). Tectonic correlations of pre-Mesozoic crust from northern termination of the Colombian Andes, Caribbean region. *Journal of South American Earth Sciences* 21.337-354.

Cardona, A., Weber, M., Valencia, V., Bustamante, C., Montes, C., Cordani, U., Muñoz, C.M. (2014). Geochronology and Geochemistry of the Parashi granitoid, NE Colombia:

tectonic implication of short-lived Early Eocene plutonism along the SE Caribbean margin, *Journal of South American Earth Sciences*. doi: 10.1016/j.jsames.2013.12.006.

Cardona, A., Weber, M., Wilson, R., Cordani, U., Muñoz, C. M., & Paniagua, F. (2007). 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. In *XI Congreso Colombiano de Geología. Bucaramanga, Agosto* (p. 14).

Cediel, F., Shaw, R., & Caceres, C. (2003). Tectonic Assembly of the Northern Andean block, in *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation and Plate Tectonics*. AAPG Bulletin, 79, 815–848.

Cediel, Fabio, & Shaw, R. P. (2019). *Geology and Tectonics of Northwestern South America*. (J. P. Brun, O. Oncken, H. Weissert, & W.-C. Dullo, Eds.) (Springer). Medellín, Colombia. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-76132-9>

Cerón, J. F., Kellogg, J. N., & Ojeda, G. (2007). Basement configuration of the northwestern Southamerica-Caribbean margin from recent geophysical data. *Ciencia, tecnología y futuro*, 3, 25–49.

Christensen, N. I. (1972). The abundance of serpentinites in the oceanic crust. *The Journal of Geology*, 80 (6), 709-719.

Cordani, U. G., Cardona, A., Jimenez, D. M., Liu, D., & Nutman, A. P. (2005). Geochronology of Proterozoic basement inliers in the Colombian Andes: Tectonic history of remnants of a fragmented Grenville belt. *Geological Society, London, Special Publications*, 246(1), 329-346.

Dávila, J. (2011). *Diccionario geológico*. Callao. Ingemmet.

Dilek, Y., & Furnes, H. (2011). Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *Geological Society of America Bulletin* 123: 387-411

Dilek, Y., & Furnes, H. (2014). Ophiolites and Their Origins. *Elements*, 10(2): p. 93-100.

ENVI. (2009). *ENVI User's Guide*.

Evans, B. W., Hattori, K., & Baronnet, A. (2013). Serpentinite: what, why, where?. *Elements*, 9(2), 99-106.

Fernández, R. D. (2019). Zonas de sutura: relictos de antiguos océanos y preludio de continentes en colisión. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 27(3), 257-266.

Frost, B. R. (1985). On the stability of sulfides, oxides and native metals in serpentinites. *Journal of Petrology*, 26, 31-63.

Giunta, G., Beccaluva, L., Siena, F. (2006). Caribbean Plate margin evolution: constraints and current problems. *Geologica Acta*, Vol.4, N°1-2, 2006, 265-277

Giunta, G., Marroni, M., Padoa, E., Pandolfi, L. (2003b). Geological constraints for the Geodynamic evolution of the southern margin of the Caribbean Plate. In: Bartolini, C., Buffler, R.T., Blickwede, J. (eds.). *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*. American Association Petroleum Geology, Tulsa OK, Memoire, 79, 104-125.

Goldberg, P., Romanosky, R. & Chen, Z. Y. (2000). CO₂ mineral sequestration studies in US. In: Durie, R. A. (ed.), *Proceedings of International Fifth Conference on Greenhouse Gas Control Technologies*, Cairns, Australia, 1, 133-141.

Guillot, S., Schwartz, S., Reynard, B., Agard, P., & Prigent, C. (2015). Tectonic significance of serpentinites. *Tectonophysics*, 646, 1-19.

Hansen, L. D., Dipple, G. M., Gordon, T. M., & Kellett, D. A. (2005). Carbonated serpentinite (listwanite) at Atlin, British Columbia: A geological analogue to carbon dioxide sequestration. *The Canadian Mineralogist*, 43(1), 225-239.

Hansen, L. D., Dipple, G., Gordon, T. M. & Dellet, D. A. (2005). Carbonated serpentinite (listwanite) at Atlin, British Columbia: A geological analogue to carbon dioxide sequestration. *The Canadian Mineralogist*, 43 (1), 225-239.

Hernández-Sampieri, R., Fernández-Collado, C., Baptista-Lucio, P., Méndez-Valencia, S., & Mendoza-Torres, C. P. (2014). *Metodología de la investigación*, Sexta edición. México: Mcgraw-Hill.

Hirth, G., & Guillot, S. (2013). Rheology and tectonic significance of serpentinite. *Elements*, 9(2), 107-113.

Iturralde-Vinent, M. A., & Lidiak, E. G. (2006). Caribbean Tectonic, Magmatic and Stratigraphic Events. Implications for Plate Tectonics. *Geologica Acta: an international earth science journal*, 4(1–2), 1–5. Recuperado de <https://www.redalyc.org/html/505/50540201/>

James, K. H., Lorente, M. A. & Pindell, J. L. (2009). The Origin and Evolution of the Caribbean Plate. Geological Society, London, Special Publications, 328.

Jensen-Siles, E. (2006). Guía Básica Para Uso De FultKinWin, Basada completamente en el manual de FaultKin original de Richard W. Allmendinger. Departamento de Ciencias Geológicas Universidad Católica del Norte, Chile

Johannes, W. (1967). *Experimente zur metasomatischen Magnesitbildung*. 321-332.

John, T., Scambelluri, M., Frische, M., Barnes, J. D., & Bach, W. (2011). Dehydration of subducting serpentinite: Implications for halogen mobility in subduction zones and the deep halogen cycle. *Earth and Planetary Science Letters*, 308(1-2), 65–76. doi:10.1016/j.epsl.2011.05.038

Jolyon, R. (2011). Mindat: The serpentine group: serpentine group mineral information and data, 28/12/2011, <http://www.mindat.org/min-11135.html>

Kennan, L. & Pindell, J. L. (2009). Dextral shear, terrane accretion and basin formation in the Northern Andes: best explained by interaction with a Pacific-derived Caribbean Plate? En: JAMES, K. H., LORENTE, M. A. & PINDELL, J. L. (eds) 2009. The Origin and Evolution of the Caribbean Plate. Geological Society, London, Special Publications, 328.

Kerlinger, F. N. (2003). La investigación del Comportamiento, Cuarta edición. México: McGraw-Hill.

Kerr, A.C., White, R.V., Thompson, P.M.E., Tarney, J. & Saunders, A.D. (2003). No oceanic plateau – no Caribbean Plate? The seminal role of anoceanic plateau in Caribbean plate evolution. In: The Gulf of Mexico and Caribbean Region: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation and Plate Tectonics (C. Bartolini, R.T. Buffler and J. Blickwede, eds), *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 79, 126–168.

Lackner, K. S., Wendt, C. H., Butt, D. P., Joyce, E. L. & Sharp, D. H. (1995). Carbon dioxide disposal in carbonate minerals. *Energy* (20), 1153-1170.

- Lascarro Navarro, F. D., Lozada Molina, M. D., Manco Jaraba, D. C., & Rojas Martínez, E. E. (2020). Análisis estructural y morfotectónico al norte de Valledupar-Cesar, Colombia: contribución a los estudios de peligrosidad sísmica de la Falla Río Seco. *Ingeniare. Revista chilena de ingeniería*, 28(2), 255-267. <https://dx.doi.org/10.4067/S0718-33052020000200255>
- Le Bas, M. J., & Streckeisen, A. L. (1991). The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society*, 148(5), 825-833.
- Lockwood, J. P. (1965). Geology of the Serranía de Jarara Area. Guajira Peninsula, Colombia. Tesis Ph.D., Princeton Univ. 167 p. New Jersey.
- Macdonald, W. D. (1964). Geology of the Serranía de Macuira Area. Guajira Peninsula, Colombia. Tesis Ph.D., Princeton Univ. 237 p. New Jersey.
- Marrett R.A. and Allmendinger R.W. (1990). "Kinematic analysis of fault-slip data". *Journal of Structural Geology*. Vol. 12, pp. 973-986.
- Middlemost, E. A. K. (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Sci Rev* 37: 215-224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Miyashiro, A. (1974). Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am J Sci* 274, 321-355. <https://doi.org/10.2475/ajs.274.4.321>
- Moody, J. B. (1976). Serpentinization: a review. *Lithos*, 9 (2), 125-138.
- Navarro-Domínguez, R. (2015). Estudio de las serpentinitas del Complejo Nevado-Filábride (Cordillera Bética). Usos y aplicaciones en construcción y patrimonio arquitectónico. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, Departamento de Geología, Área de Petrología y Geoquímica.
- O'Hanley, D. S. (1996). Serpentinites: records of tectonic and petrological history. Oxford University Press, New York, 277 pp.
- Osorno-Bolivar, J. S. (2019). Caracterización sismogénica del Caribe Colombiano. Tesis de grado, Universidad EIA, Ingeniería Geológica, Envigado.

Pearce, J., & Peate, D. (1995). Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review Earth and Planetary Science*, 23, 251-85. doi: 10.1146/annurev.ea.23.050195.001343.

Pearce, J.A. (2008). Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100(1-4), 14-48. doi: 10.1016/j.lithos.2007.06.016.

Pearce, J.A. (2014). Immobile element fingerprinting of ophiolites. *Elements* 10: 101-108

Peccerillo, A., & Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib Mineral Petrol* 58: 63-81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>

Pindell J. L. & Kennan L. (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. Tectonic Analysis Ltd., UK. Dept. Earth Science, Rice University, Houston, TX USA.

Pindell, J.L. (1994). Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. In: Donovan, S.K., Jackson, T.A. (eds.). *Caribbean Geology: An Introduction*. University of the West Indies, Kingston, Jamaica, 13-39.

Pindell, J.L., Kennan, L., Maresch, W.V., Stanek, K.P., Draper, G., Higgs, R. (2005). Plate kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: tectonic controls on basin development in ProtoCaribbean margins. In: Lallemand, A., Sisson, V.B. (Eds.), *Caribbean-South American Plate Interactions*. Geological Society of America Special Paper, 394, pp. 7-52.

Power, I. M., Harrison, A. L. & Dipple, G. M. (2013). Carbon mineralization: from natural analogues to engineered systems. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 77, 305-360.

Prichard, H. M. (1979). A petrographic study of the process of serpentinization in ophiolites and the ocean crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 68, 231-241.

Pszczółkowski, A., & Myczyński, R. (2010). Tithonian-early Valanginian evolution of deposition along the proto-Caribbean margin of North America recorded in Guaniguanico successions (western Cuba). *Journal of South American Earth Sciences*, 29(2), 225-253.

- R. Lisle. "Geological Structures and Maps. A practical guide". Elsevier ButterworthHeinemann. Third edition. 2004.
- Radaideh, O., Grasmann, B., Melichar, R., Mosar, J. (2016). Detection and analysis of morphotectonic features utilizing satellite remote sensing and GIS: An example in SW Jordan. *Geomorphology* 275 (2016) 58–79. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.09.033>
- Radelli, L. (1960). El basamento cristalino de la Península de La Guajira. *Serv. Geol. Nal., Bol. Geol.*, 8(1-3):5-23. Bogotá.
- Rodríguez-García, G., & Celada-Arango, C.M. (2018). Basaltos de San Pablo: un bloque de un arco de islas en el norte de la cordillera Central de Colombia. Caracterización petrográfica y química. *Boletín de Geología*, 40(2), 69-85. DOI: 10.18273/revbol.v40n2-2018004.
- Romito, S. and Mann, P. (2020). Tectonic terranes underlying the present-day Caribbean plate: Their tectonic origin, sedimentary thickness, subsidence histories, and regional controls on hydrocarbon resources. Geological Society, London, Special Publications. DOI: <https://doi.org/10.1144/SP504-2019-221>
- Spikings, R. A., Winkler, W., Seward, D., and Handler, R. (2001). Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 186, 57–73.
- Spikings, R., Cochrane, R., Villagomez, D., Van Der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., & Beate, B. (2015). The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75Ma). *Gondwana Research*, 27(1), 95-139.
- Streckeisen, A. L. (1976). Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt. *Neues Jahrbuch fuer Mineralogie, Monatshefte*, H, 1: 1-15.
- Taboada, A., L. A. Rivera, A. Fuenzalida, A. Cisternas, H. Philip, H. Bijwaard, J. Olaya y C. Rivera. (2000). Geodynamics of the Northern Andes: Subductions and intra

continental deformation (Colombia). Publicación especial de la Asociación de Ingeniería Sísmica (AIS), Bogotá. 28 p.

Toft, P. B., Arkani-Hamed, J. and Haggerty, S. E. (1990). The effects of serpentinization on density and magnetic susceptibility: a petrophysical model. 65, 137-157.

Vallejo, C., Spikings, R.A., Winkler, W., Luzieux, L., Chew, D., and Page, L. (2006). The early interaction between the Caribbean Plateau and the NW South American Plate. *Terra Nova* 18, 264–269.

Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W., Beltrán, A. (2011). Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia, *Lithos*, 125, 875-896

Weber, M., Cardona, A., Valencia, V., García-Casco, A., Tobón, M., Zapata, S. (2010a). 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. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 805-816.

Weber, M., Cardona, A., Wilson, R., Gómez-Tapias, J., & Zapata, G. (2007). Química Mineral de las rocas de alta presión-Facies Eclogita, de la Península de la Guajira, Colombia. *Boletín de Geología* 29, 31-39

Weber, M., Cardona, A., Wilson, R., Gómez-tapias, J., Zapata, G. (2007). Química Mineral de las rocas de alta presión Facies Eclogita, de la Península de la Guajira, Colombia. *Boletín de Geología*.

Wicks, F. J. (1984). Deformation histories as recorded by serpentinites. *Canadian Mineralogist*, 22, 185- 209.

Wicks, F. J. and Whittaker, E. J. W. (1975). A reappraisal of the structures of the serpentine minerals. *Canadian Mineralogist*, 13, 227-243.

Wicks, F. J. and Whittaker, E. J. W. (1977). Serpentine textures and serpentinization. *Canadian Mineralogist*, 15, 459-488.

Winter, J. D. (2001). *An introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*, Prentice

Hall, Upper Saddle River, New Jersey.

Winter, J. D. (2014). Principles of igneous and metamorphic petrology. Harlow, UK: Pearson education.

Zuluaga C., C. A. Ochoa, Y., A. Muñoz U., C. A. Guerrero H., N. M. Martínez A., A. M. Medina A., P. A. Pinilla O., A. Ríos B., P. A. Rodríguez R., B. P. Salazar O., E. A. Y Zapata P. Y V. L. (2009). Proyecto de Investigación: Cartografía e historia geológica de la Alta Guajira, Implicaciones en la búsqueda de recursos minerales. Memoria de las planchas 2, 3, 5, y 6 (Con parte de las Planchas 4, 10 y 10bis). Acuerdo Específico 030/2006. Universidad Nacional de Colombia (Sede Bogotá) – INGEOMINAS.

ANEXOS

Anexo 1. Plantilla para toma de datos estructurales.

PLANTILLA PARA LA TOMA DE DATOS ESTRUCTURALES										
INFORMACIÓN GENERAL							HOJA		FECHA	
COORDENADAS			Este (Latitud)				Norte (Longitud)			
ESTACIÓN		PLANO					SITIO			
ID	Tipo de dato*	Strike	Dip	Dip Direction	Pitch	Plunge	Esesor (cm)	Forma*	Descripción	
1										
2										
3										
4										
5										
6										
7										
8										
9										
10										
11										
12										
13										
14										
15										
16										
17										
18										
19										
20										
21										
22										
23										
24										
25										
26										
27										
28										
29										
30										

TIPO	FORMA
0 Vertila	1 RUGOSA ESCALONADA
1 Falla	2 LISA
2 Diaclasa	3 SUPERFI. FRICCIÓN
3 Clivaje	4 RUGOSA ONDULADA
4 Esquistocidad	5 LISA
5 Shear	6 SUPERFI. FRICCIÓN
6 Fisura	7 RUGOSA PLANA
7 Grieta de tensión	8 LISA
8 Fallamiento	9 SUPERFI. FRICCIÓN
9 Estratificación	

Anexo 2. Datos estructurales recolectados en el cabo de La Vela

Estación	Tipo de dato	Este (m)	Norte (m)	Zona	Azimut (0-360°)	Buzamiento (0-90°)	Dirección de buzamiento (0-360°)	Característica
FLN-01	Vetilla	884070,9	1845427,2 7	Norte	316	85	46	Crisotilo
FLN-02	Dique	884094,26	1845371,8 5	Norte	232	50	322	Anfibolita
FLN-02	Vetilla	884094,26	1845371,8 5	Norte	211	70	301	Crisotilo
FLN-02	Vetilla	884094,26	1845371,8 5	Norte	213	69	323	Crisotilo
FLN-02	Vetilla	884094,26	1845371,8 5	Norte	204	70	294	Crisotilo
FLN-03	Falla	884094,11	1845334,9 7	Norte	115	51	205	Sinestral Inversa
FLN-04	Vetilla	880727,87	1841778,3 1	Sur	6	75	96	Carbonato
FLN-04	Vetilla	880727,87	1841778,3 1	Sur	134	59	224	Carbonato
FLN-04	Vetilla	880727,87	1841778,3 1	Sur	15	70	105	Carbonato
FLN-04	Vetilla	880727,87	1841778,3 1	Sur	123	49	213	Carbonato
FLN-04	Vetilla	880727,87	1841778,3 1	Sur	94	57	184	Carbonato
FLN-04	Vetilla	880727,87	1841778,3 1	Sur	123	64	213	Carbonato
FLN-04	Vetilla	880727,87	1841778,3 1	Sur	205	87	295	Carbonato
FLN-04	Vetilla	880727,87	1841778,3 1	Sur	20	68	110	Carbonato
FLN-04	Vetilla	880727,87	1841778,3 1	Sur	25	59	115	Carbonato
FLN-05	Vetilla	880686,14	1841776,6 3	Sur	93	49	183	Carbonato
FLN-05	Vetilla	880686,14	1841776,6 3	Sur	130	64	220	Carbonato
FLN-05	Vetilla	880686,14	1841776,6 3	Sur	155	66	245	Carbonato
FLN-05	Vetilla	880686,14	1841776,6 3	Sur	345	21	75	Carbonato
FLN-05	Vetilla	880686,14	1841776,6 3	Sur	129	58	219	Carbonato
FLN-05	Vetilla	880686,14	1841776,6 3	Sur	123	55	213	Crisotilo/ Carbonato
FLN-05	Vetilla	880686,14	1841776,6 3	Sur	21	79	111	Carbonato
FLN-06	Dique	880678,86	1841771,1 3	Sur	55	85	145	Anfibolita
FLN-06	Vetilla	880678,86	1841771,1 3	Sur	51	50	141	Carbonato
FLN-07	Foliación / Vetilla	880017,65	1841991,4 1	Sur	5	77	95	Serpentinita/Car bonato
FLN-07	Vetilla	880017,65	1841991,4 1	Sur	215	32	305	Carbonato
FLN-08	Dique	880005,29	1842074,4 5	Sur	217	38	307	Anfibolita
FLN-09	Foliación / Vetilla	880035,04	1842253,2	Sur	5	77	95	Serpentinita/Car bonato
FLN-10	Vetilla	884070,9	1845427,2 7	Centro-sur	101	49	191	Carbonato
FLN-10	Vetilla	884070,9	1845427,2 7	Centro-sur	302	63	32	Carbonato
FLN-10	Vetilla	884070,9	1845427,2 7	Centro-sur	246	53	336	Carbonato
FLN-10	Vetilla	884070,9	1845427,2 7	Centro-sur	65	90	25	Carbonato
FLN-10	Vetilla	884070,9	1845427,2 7	Centro-sur	150	46	240	Carbonato
FLN-10	Vetilla	884070,9	1845427,2 7	Centro-sur	35	90	55	Carbonato
FLN-10	Vetilla	884070,9	1845427,2 7	Centro-sur	15	56	105	Crisotilo

Estación	Tipo de dato	Este (m)	Norte (m)	Zona	Azimut (0-360°)	Buzamiento (0-90°)	Dirección de buzamiento (0-360°)	Característica
FLN-10	Vetilla	884070,9	1845427,2 7	Centro-sur	314	84	44	Carbonato
FLN-10	Vetilla	884070,9	1845427,2 7	Centro-sur	177	71	267	Carbonato
FLN-10	Falla	884070,9	1845427,2 7	Centro-sur	232	70	322	Inversa
FLN-10	Vetilla	884070,9	1845427,2 7	Centro-sur	15	70	105	Carbonato
FLN-10	Vetilla	884070,9	1845427,2 7	Centro-sur	140	32	230	Carbonato
FLN-10	Falla/Vetilla	884070,9	1845427,2 7	Centro-sur	225	42	315	Dextral/ Carbonato
FLN-11	Falla	880241,75	1842678,3 4	Centro-sur	170	50	260	Inversa
FLN-11	Vetilla	880241,75	1842678,3 4	Centro-sur	155	71	245	Carbonato
FLN-12	Vetilla	880300,87	1842943,6 5	Centro-sur	107	41	197	Crisotilo/ Magnetita
FLN-12	Vetilla	880300,87	1842943,6 5	Centro-sur	275	51	5	Crisotilo/ Magnetita
FLN-12	Dique	880300,87	1842943,6 5	Centro-sur	106	59	196	Anfibolita
FLN-12	Vetilla	880300,87	1842943,6 5	Centro-sur	99	40	189	Carbonato
FLN-12	Vetilla	880300,87	1842943,6 5	Centro-sur	75	51	165	Magnetita
FLN-12	Vetilla	880300,87	1842943,6 5	Centro-sur	304	65	34	Magnetita
FLN-13	Vetilla	880297,4	1842982,3 9	Centro-sur	109	73	199	Carbonato
FLN-13	Vetilla	880297,4	1842982,3 9	Centro-sur	91	73	181	Carbonato
FLN-13	Vetilla	880297,4	1842982,3 9	Centro-sur	117	78	207	Carbonato
FLN-13	Vetilla	880297,4	1842982,3 9	Centro-sur	314	64	44	Carbonato
FLN-14	Vetilla	880263,03	1843006,5	Centro-sur	220	79	310	Carbonato
FLN-14	Falla	880263,03	1843006,5	Centro-sur	205	55	295	Inversa
FLN-14	Vetilla	880263,03	1843006,5	Centro-sur	119	70	209	Crisotilo / Carbonato
FLN-15	Vetilla	883956,49	1844916,6 6	Norte	340	70	70	Carbonato
FLN-15	Vetilla	883956,49	1844916,6 6	Norte	350	34	80	Carbonato
FLN-15	Vetilla	883956,49	1844916,6 6	Norte	80	59	170	Carbonato
FLN-15	Vetilla	883956,49	1844916,6 6	Norte	145	72	235	Carbonato
FLN-15	Vetilla	883956,49	1844916,6 6	Norte	154	27	244	Carbonato
FLN-15	Vetilla	883956,49	1844916,6 6	Norte	74	70	164	Carbonato
FLN-15	Vetilla	883956,49	1844916,6 6	Norte	56	17	146	Carbonato
FLN-15	Vetilla	883956,49	1844916,6 6	Norte	277	59	7	Carbonato
FLN-15	Falla	883956,49	1844916,6 6	Norte	44	60	134	Filosilicato / Inversa
FLN-15	Falla	883956,49	1844916,6 6	Norte	45	60	135	Inversa
FLN-15	Falla	883956,49	1844916,6 6	Norte	139	33	229	Normal
FLN-15	Falla	883956,49	1844916,6 6	Norte	160	19	250	inversa
FLN-15	Falla	883956,49	1844916,6 6	Norte	348	90	78	Inversa
FLN-15	Falla	883956,49	1844916,6 6	Norte	261	59	351	Inversa
FLN-15	Vetilla	883956,49	1844916,6 6	Norte	49	75	139	Crisotilo /Magnetita
FLN-15	Falla	883956,49	1844916,6 6	Norte	170	31	260	Inversa

Estación	Tipo de dato	Este (m)	Norte (m)	Zona	Azimut (0-360°)	Buzamiento (0-90°)	Dirección de buzamiento (0-360°)	Característica
FLN-15	Vetilla	883956,49	1844916,6 6	Norte	55	74	145	Crisotilo /Magnetita
FLN-15	Vetilla	883956,49	1844916,6 6	Norte	53	65	143	Crisotilo /Magnetita
FLN-15	Falla	883956,49	1844916,6 6	Norte	246	61	336	Inversa
FLN-15	Vetilla	883956,49	1844916,6 6	Norte	274	65	4	carbonato
FLN-16	Falla	884081,99	1845019,6 9	Norte	26	65	116	Inversa
FLN-16	Vetilla	884081,99	1845019,6 9	Norte	154	57	244	Crisotilo
FLN-16	Vetilla	884081,99	1845019,6 9	Norte	134	50	224	Magnetita
FLN-16	Orientación Peridotita	884081,99	1845019,6 9	Norte	170	45	260	
FLN-16	Vetilla	884081,99	1845019,6 9	Norte	170	45	260	Carbonato
FLN-16	Vetilla	884081,99	1845019,6 9	Norte	355	68	85	Carbonato
FLN-17	Falla	884203,02	1845356,6 7	Norte	37	77	127	Normal

Sistema coordenadas MAGNA-Colombia-Este

Anexo 3. Resultados de análisis ICP-OES

Elemento	Unidad	Limite Detección	Limite Superior	FLN -04	FLN -06	FLN -06_1	FLN -07	FLN -11	FLN -12	FLN -13	FLN -16	FLN-16_1	*DUP FLN-13
Al	%	0,01	15	0,45	5,09	0,54	2,45	2,36	0,21	0,41	0,58	0,7	0,44
Ca	%	0,01	15	1,45	5,79	7,67	7,04	7,63	2,19	6,2	0,05	0,05	6,42
Fe	%	0,01	15	3,97	3,18	4,87	1,9	2,34	2,99	3,65	5,44	5,65	3,8
K	%	0,01	15	0,02	0,03	0,04	0,02	0,02	0,03	0,05	0,03	0,01	0,05
Mg	%	0,01	15	12,54	3,66	8,69	8,97	9,51	10,01	10,36	12,8	12,87	10,77
Na	%	0,01	15	0,64	1,84	0,71	1,12	1,18	0,59	0,7	0,9	0,62	0,71
S	%	0,01	5	0,03	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	<0,01
Ti	%	0,01	15	<0,01	0,21	0,01	0,16	0,2	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01
Ba	PPM	5	10000	22	22	23	17	31	29	23	18	12	20
Cr	PPM	1	10000	476	145	569	5005	2061	192	438	2024	1506	462
Cu	PPM	0,5	10000	5,5	38,4	3,7	2,1	3,9	6	3,8	16,8	9,5	3,2
Li	PPM	1	50000	3	4	2	3	1	2	3	1	2	3
Mn	PPM	5	10000	786	772	843	420	602	1013	707	739	845	699
P	PPM	50	10000	<50	<50	60	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50
Sr	PPM	0,5	10000	27,6	113,5	138,3	7,2	7	34	76,1	6,8	2,8	75,8
V	PPM	1	10000	21	156	30	168	220	22	25	60	28	26
Zn	PPM	1	10000	25	20	28	22	29	22	23	48	48	23
Zr	PPM	0,5	10000	44	50,8	44,6	85,1	76,6	30,5	35,8	43,4	48,2	36,7
Ag	PPM	0,02	50	0,26	0,14	0,06	0,07	0,1	0,04	0,02	0,02	<0,02	<0,02
As	PPM	1	10000	<1	<1	3	<1	1	1	1	2	1	1
Be	PPM	0,1	100	<0,1	0,1	<0,1	0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	PPM	0,04	10000	0,06	<0,04	<0,04	<0,04	0,07	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04
Cd	PPM	0,02	10000	<0,02	0,06	0,04	0,04	0,04	0,02	0,03	0,02	<0,02	0,02
Ce	PPM	0,05	1000	0,56	1,52	0,67	1,25	1,99	0,45	0,63	0,5	0,59	0,55
Co	PPM	0,1	10000	78,7	24,8	82,4	31,4	30,9	67,1	74	100,7	96,3	75,8
Cs	PPM	0,05	1000	0,27	0,5	0,18	<0,05	0,16	0,12	0,16	0,18	0,19	0,13
Ga	PPM	0,1	500	0,7	10,5	0,8	4,3	5,1	0,4	0,6	1,3	1,7	0,6
Ge	PPM	0,1	10000	0,4	0,2	0,5	0,8	0,3	<0,1	0,1	0,5	0,3	0,1
Hf	PPM	0,02	500	1,56	1,6	1,21	2,45	2,35	0,83	0,98	1,23	1,34	1,08
In	PPM	0,02	500	<0,02	0,03	<0,02	0,03	0,03	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
La	PPM	0,1	10000	0,3	0,6	0,4	0,3	0,7	0,2	0,4	0,3	0,3	0,3
Lu	PPM	0,01	1000	0,01	0,14	0,02	0,13	0,2	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01
Mo	PPM	0,05	10000	2,36	6,77	2,11	3,2	5,32	1,91	1,07	0,64	0,48	1,01
Nb	PPM	0,1	1000	3,4	1,3	1,3	1	1	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3
Ni	PPM	0,5	10000	1980	138,2	1893	617,8	539,7	1803	1917	2450	1971	1915

Elemento	Unidad	Limite Detección	Limite Superior	FLN -04	FLN -06	FLN -06_1	FLN -07	FLN -11	FLN -12	FLN -13	FLN -16	FLN-16_1	*DUP FLN-13
Pb	PPM	0,5	10000	2,1	3,1	0,8	0,6	1,4	<0,5	0,9	0,8	<0,5	0,6
Rb	PPM	0,2	10000	0,6	0,6	0,9	0,2	0,4	0,4	0,4	0,3	0,2	0,3
Sb	PPM	0,05	10000	0,64	0,3	0,32	0,21	0,09	<0,05	<0,05	4,6	1,7	<0,05
Sc	PPM	0,1	10000	6,6	29,9	7,3	29,9	47,9	2,2	6,2	9,4	5,1	6,6
Se	PPM	2	1000	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Sn	PPM	0,3	1000	44,9	136,8	90,6	15,5	0,4	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3
Ta	PPM	0,05	10000	0,65	0,25	0,85	0,69	0,36	0,25	0,85	0,69	0,25	0,79
Tb	PPM	0,05	10000	<0,05	0,19	<0,05	0,14	0,21	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Te	PPM	0,05	500	0,18	0,1	0,07	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Th	PPM	0,2	10000	0,8	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
Tl	PPM	0,02	10000	0,04	0,02	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
U	PPM	0,1	10000	0,1	<0,1	2,1	<0,1	<0,1	2,2	0,5	1,3	0,3	0,5
W	PPM	0,1	10000	0,6	0,3	0,2	0,3	0,1	<0,1	<0,1	2,7	2,4	<0,1
Y	PPM	0,1	10000	0,5	9	0,8	6,2	11	0,4	0,4	1,1	0,9	0,4
Yb	PPM	0,1	1000	0,1	0,8	0,1	0,7	1	<0,1	0,1	0,1	0,1	0,1