



**REPÚBLICA DE CUBA
MINISTERIO DE EDUCACIÓN SUPERIOR
UNIVERSIDAD DE MOA
“Dr. ANTONIO NÚÑEZ JIMÉNEZ”
FACULTAD DE GEOLOGÍA Y MINERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**

Tesis en opción al Grado Científico de
Doctor en Ciencias Geológicas.

**Caracterización petrológica y geoquímica de las rocas del basamento
en el sector Camarioca Sur, Moa.**

Autor: MSc. Yurisley Valdés Mariño

Moa, 17 de septiembre de 2020

REPÚBLICA DE CUBA
MINISTERIO DE EDUCACIÓN SUPERIOR
UNIVERSIDAD DE MOA
“Dr. ANTONIO NÚÑEZ JIMÉNEZ”
FACULTAD DE GEOLOGÍA Y MINERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

Tesis en opción al Grado Científico de Doctor en Ciencias Geológicas.

**Caracterización petrológica y geoquímica de las rocas del basamento en el sector
Camarioca Sur, Moa.**

Autor: MSc. Yurisley Valdés Mariño

Tutores: Dr. C. José Nicolás Muñoz Gómez

Dr. C. Gerardo Antonio Orozco Melgar

Dr. C. Idael Francisco Blanco Quintero

PENSAMIENTO

"Ciencia y libertad son llaves maestras que han abierto las puertas por donde entran los hombres a torrentes, enamorados del mundo venidero."

José Martí

DEDICATORIA

A mis familiares y amigos.

AGRADECIMIENTOS

Agradecer a mi familia en especial a mi madre Maricela Mariño Perez y abuelos Dario Francisco Mariño Batista y Elia Perez Cruz, por brindarme apoyo, amor y cariño durante mi vida.

Agradecer a mis tutores.

Agradecer a todas mis amistades por brindarme su apoyo.

Al colectivo de profesores y trabajadores del Departamento de Geología, Universidad de Moa.

En fin, agradecer de forma general a todas las personas que de una forma u otra han contribuido en mi formación como persona y como profesional. A todos muchísimas gracias.

SÍNTESIS

Camarioca Sur es un sector de la asociación ofiolítica Moa-Baracoa compuesto por ultramafitas piroxénicas, espinelas cromíferas, bloques exóticos de rocas metamórficas y diques leucocráticos, en la investigación se realizó una caracterización petrológica y geoquímica de las rocas aflorantes del basamento para definir el ambiente de formación y el tipo de perfil ofiolítico. Los resultados de los análisis petrográficos, de difracción de rayos X (DRX), fluorescencia de rayos (FRX) y espectrometría de masas por plasma acoplado inductivamente (ICP-MS) y microscopía electrónica de barrido (SEM) han permitido obtener una nueva caracterización geoquímica y petrológica de las asociaciones litológicas.

Se identificaron y caracterizaron petrológicamente cuatro asociaciones de rocas: complejo ultramáfico mantélico; ultramáfica metamorfizada, transicional y metamórfica. En la asociación ultramáfica predominan las dunitas y harzburgitas con determinado grado de serpentización. Estas rocas están transformadas, parcialmente a minerales del grupo de la serpentina (antigorita, lizardita y crisotilo).

En las peridotitas metamorfizadas se identificaron: talco-tremolita-clorita-magnesita. Las rocas leucocráticas, de la asociación transicional, yacen en forma de diques e intruyen a los cúmulos ultramáficos, están constituidas principalmente por plagioclasa - cuarzo y como accesorios aparecen moscovita, apatito y rutilo, los diques muestran un débil metamorfismo, en ellos se observa foliación y la presencia de albita - clinozoisita - caolinita. En la asociación metamórfica hay metabasita y anfibolitas, en las que se determinó la existencia de: hornblenda - pargasita - tremolita - clinocloro - nimita - tschermakita - magnesio hornblenda y en los esquistos cloríticos: sheridanita - cromita - antigorita - magnetita.

Las rocas ultramáficas mantélicas exhiben patrones de las tierras raras que se asemejan a los de las peridotitas de antearco y se caracterizan por un empobrecimiento de los elementos de elevado potencial iónico, típico de ambientes de zona de suprasubducción. Las anfibolitas y metabasitas reflejan particularidades geoquímicas tanto de toleítas de arcos de islas como tipo MORB, lo que sugiere un componente de subducción en la formación de su protolito. El perfil de la asociación ofiolítica en el sector Camarioca Sur corresponde al modelo de zona de suprasubducción y evidencia la existencia de un antiguo canal de subducción exhumado. La presencia de antigoritas y anfibolitas sugieren la existencia de un mega-fragmento de la suela tectónica del plano de subducción donde el proceso metamórfico alcanzó una temperatura de hasta 600 °C.

ÍNDICE

| | |
|---|----|
| INTRODUCCIÓN | 1 |
| CAPÍTULO I. MARCO TEÓRICO Y CONCEPTUAL | 9 |
| 1. 1. Asociación ofiolítica | 11 |
| 1. 2. Clasificación estructural de los complejos ofiolíticos | 12 |
| 1. 3. Clasificación petrológica de las ofiolitas | 14 |
| 1. 4. Proceso de serpentinización | 15 |
| 1. 5. Mineralogía de las rocas ultramáficas y serpentinitas | 16 |
| 1. 6. Temperatura y estabilidad de los minerales del grupo de la serpentina | 18 |
| 1. 7. Geoquímica de los elementos traza y tierras raras (REE)..... | 20 |
| 1. 8. Evolución tectónica de la placa del Caribe | 21 |
| 1. 9. Metamorfitas vinculadas con ofiolitas | 24 |
| 1. 9. 1. Metamorfitas de alta presión | 24 |
| 1. 9. 2. Metamorfitas de baja presión | 26 |
| CAPÍTULO II. CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS Y GEOLÓGICAS REGIONALES..... | 27 |
| 2. 1. Características geográficas del área de estudio..... | 27 |
| 2. 1. 1. Relieve | 27 |
| 2. 1. 2. Hidrografía | 28 |
| 2. 1. 3. Clima | 29 |
| 2. 1. 4. Vegetación..... | 29 |
| 2. 1. 5. Economía | 29 |
| 2. 2. Características geológicas regionales. | 30 |
| 2. 1. 1. Ofiolitas septentrionales | 30 |
| 2. 1. 2. Arco de islas volcánicas del Cretácico (paleoarco) | 32 |
| 2. 1. 3. Cuencas de "piggy back" del Campaniense Tardío-Daniense | 34 |
| 2. 1. 4. Arco volcánico (arco volcánico Terciario) | 35 |
| 2. 1. 5. Cuencas postvolcánicas | 36 |
| 2. 1. 6. Neoautóctono | 37 |

| | |
|---|-----|
| 2. 3. Tectónica regional..... | 38 |
| 2. 4. Geología del sector Camarioca Sur | 40 |
| CAPÍTULO III. METODOLOGÍA Y VOLUMEN DE LOS TRABAJOS REALIZADOS..... | 43 |
| 3. 1. Estado del conocimiento | 43 |
| 3. 2. Trabajos de campo | 44 |
| 3. 3. Trabajos de laboratorio | 47 |
| 3. 4. Procesamiento de la información..... | 51 |
| CAPÍTULO IV: CARACTERIZACIÓN PETROLÓGICA Y GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS DEL BASAMENTO EN EL SECTOR CAMARIOCA SUR, MOA. | 52 |
| 4. 1. Introducción | 52 |
| 4. 2. Complejo ultramáfico mantélico | 52 |
| 4. 2. 1. Petrografía | 52 |
| 4. 2. 2. Mineralogía | 56 |
| 4. 2. 3. Geoquímica | 57 |
| 4. 3. Rocas ultramáficas metamorfozadas (peridotitas metamorfozadas). | 61 |
| 4. 3. 1. Petrografía | 61 |
| 4. 3. 2. Mineralogía | 66 |
| 4. 3. 3. Geoquímica | 68 |
| 4. 4. Asociación transicional..... | 72 |
| 4. 4. 1. Petrografía | 72 |
| 4. 4. 2. Mineralogía | 75 |
| 4. 4. 3. Geoquímica | 77 |
| 4. 5. Asociación metamórfica | 83 |
| 4. 5. 1. Petrografía | 83 |
| 4. 5. 2. Mineralogía | 88 |
| 4. 5. 3. Geoquímica | 92 |
| 4. 6. Discusión de los resultados..... | 98 |
| CONCLUSIONES | 103 |
| RECOMENDACIONES..... | 104 |

| | |
|--|-----|
| REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... | 105 |
| ANEXOS..... | 125 |
| Anexo 1. Representación gráfica del mapa geológico sector Camarioca Sur, escala original 1:3500, (Figueras-Serrano et al. 2012)..... | 126 |
| Anexo 2. Representación gráfica del mapa tectónico sector Camarioca Sur. Escala original 1: 10 000..... | 127 |
| Anexo 3. Representación gráfica del mapa de asociaciones litológicas del sector Camarioca Sur..... | 128 |
| Anexo 4. Base de datos de puntos de documentación. | 129 |
| Anexo 5. Resultados de análisis químicos..... | 132 |
| Anexo 6. Descripciones petrográficas de secciones delgadas. | 134 |
| Anexo 7. Difractogramas | 148 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1. Diagrama de estabilidad de minerales del grupo de la serpentina según (Hilairret y Reynard 2009)..... | 19 |
| Figura 2. Representación gráfica del mapa de ubicación geográfica del sector Camarioca Sur, Moa, Holguín, Cuba. Escala 1: 10 000. | 27 |
| Figura 3. Representación gráfica del mapa geomorfológico del sector Camarioca Sur, Moa, Holguín, Cuba. Escala 1: 10 000..... | 28 |
| Figura 4. Representación gráfica del mapa hidrográfico del sector Camarioca Sur, Moa, Holguín, Cuba. Escala original 1: 10 000. | 29 |
| Figura 5. Fotografía del mapa esquemático que muestra la extensión superficial del cinturón ofiolítico cubano (García-Casco et al. 2006)..... | 30 |
| Figura 6. Mapa geológico de la región Mayarí-Sagua-Moa modificado por Albear et al. 1988. 31 | |
| Figura 7. Representación gráfica del mapa geológico Moa, escala 1: 100 000. Fuente: IGP. 2011..... | 33 |
| Figura 8. Esquema tectónico del bloque oriental cubano. Nombre de los Sistemas de Fallas: SFS, Sistema de Falla Sabana; SFB, Sistema de falla Barttlet; SFCN, Sistema de Fallas Cauto-Nipe. Fuente: (Blanco-Quintero 2003)..... | 39 |
| Figura 9. Esquema geológico de las principales unidades geológicas de Cuba oriental y su relación con las ofiolitas (Iturralde - Vinent 1994). | 40 |
| Figura 10. Representación gráfica del mapa geológico del basamento de Camarioca Sur (Aleojin et al. 1977) con escala original 1:25 000, con los dominios geológicos (D) (Muñoz-Gomez et al. 2007). | 41 |
| Figura 11. Flujograma de la investigación. | 43 |
| Figura 12. Representación gráfica del mapa de datos reales, sector Camarioca Sur. | 46 |
| Figura 13. Fotografía de afloramientos de antigorititas (a) y diques leucocráticos (b)..... | 47 |
| Figura 14. Afloramientos de dunitas (a) y harzburgitas serpentinizadas (b)..... | 53 |
| Figura 15. Fotos macroscópicas de dunitas parcialmente serpentinizadas, muestra a) CS-YV-5059-A1 b) CS-OV-121-1 y c) CS-IB-10079-1..... | 53 |
| Figura 16. Microfotografías de dunitas parcialmente serpentinizadas, con nicoles paralelos y cruzados objetivo 2.5x. A y B) olivino (Ol) transformado en lizardita (Lz), muestra CS-YV-5059-A1. (C y D) olivino (Ol), lizardita (Lz) y espinela cromífera (Cr), muestra CS-OV-121-1. E y F) olivino (Ol), lizardita (Lz) y antigorita (Atg), muestra CS-IB-10079-1..... | 54 |
| Figura 17. Fotos macroscópicas de harzburgitas parcialmente serpentinizadas, muestra a) CS-MG-5120-1 y b) CS-MG-5048-1. | 55 |

| | |
|--|----|
| Figura 18. Microfotografía de las muestras harzburgitas serpentinizadas con nicoles paralelos y cruzados, objetivo 2.5x. (A y B), olivino (Ol) transformado en lizardita (Lz), muestra CS-MG-5120-1. (C y D) de olivino (Ol), lizardita (Lz), muestra CS-MG-5166-1. E y F olivino (Ol), lizardita (Lz), antigorita (Atg), espinela-cromífera (Cr), muestra CS-MG-5048-1..... | 56 |
| Figura 19. Difractograma con reflejos de antigorita, talco, forsterita, clorita y enstatita en muestras de dunitas, a) muestra CS-OV-121 y harzburgitas serpentinizadas, b) muestra CS-MG-5048-1. | 57 |
| Figura 20. Diagrama de comportamiento MgO vs Fe ₂ O ₃ en muestras de dunitas: 2*CS-MG-7484, 3*CS-YV-5059-1, 4*CS-OV-121-1, 5*CS-IB-10079-1, 6*CS-IB-10077, 8*CS-MG-5013-1 y harzburgitas serpentinizadas: 1*CS-MG-196-1, 7*CS-OV-150-1, 9*CS-MG-5048-1, 10*CS-YV-6070 y 11*CS-YV-6071. | 58 |
| Figura 21. A) Diagrama de Coleman (1977), que permite diferenciar los cúmulos máficos y ultramáficos en las peridotitas tectónicas o tectonitas. B) Diagrama triangular para la clasificación y nomenclatura de rocas ultramáficas basado en las proporciones de olivino (Ol), ortopiroxeno (Opx) y clinopiroxeno (Cpx) de Streckeisen (1973). Muestras de dunitas: 2*CS-MG-7484, 3*CS-YV-5059-1, 4*CS-OV-121-1, 5*CS-IB-10079-1, 6*CS-IB-10077, 8*CS-MG-5013-1 y harzburgitas serpentinizadas: 1*CS-MG-196-1, 7*CS-OV-150-1, 9*CS-MG-5048-1, 10* CS-YV-6070 y 11*CS-YV-6071. | 59 |
| Figura 22. Diagrama multielemental del contenido de elementos traza normalizado a los valores del manto primitivo de Sun & McDonough (1989), muestras harzburgitas serpentinizadas: 10*CS-YV-6070 y 11*CS-YV-6071. | 60 |
| Figura 23. Fotos macroscópicas de serpentinitas antigoríticas, muestra (CS-YV-6063)..... | 61 |
| Figura 24. Microfotografías de peridotitas metamorfizadas con nicoles paralelos y cruzados, objetivo 10x. (A y B) antigorita (Atg), actinolita (Act) y clorita (Chl), muestra CS-MG-5222-1. | 61 |
| Figura 25. Microfotografías de peridotitas metamorfizadas con nicoles paralelos y cruzados, objetivo 10x. (A y B) olivino (Ol), antigorita (Atg), cromita (Cr) y talco (Tlc), muestra CS-IB-10090-1. | 62 |
| Figura 26. Microfotografías de serpentinita, con nicoles paralelos y cruzados, objetivo 10x, (A y B) antigorita (Atg), piroxeno (Prx) y olivino (Ol), muestra CS-YV-6063..... | 62 |
| Figura 27. Microfotografías de serpentinitas, con nicoles paralelos y cruzados, objetivo 10x. (A y B) antigorita (Atg), olivino (Ol), lizardita (Lz) y piroxeno (Px), muestra CS-YV-6090. | 62 |
| Figura 28. Microfotografías de serpentinitas, con nicoles paralelos y cruzados, objetivo 10x. (A y B) olivino (Ol) y lizardita (Lz) y talco (Tlc), muestra CS-YV-6060. | 63 |
| Figura 29. Microfotografías de serpentinitas antigoríticas, con nicoles paralelos y cruzados, objetivo 10x. (A y B) piroxeno (Px), antigorita (Atg), clorita (Cl) y talco (Tlc) muestra CS-MG-5050-1a..... | 63 |

| | |
|--|----|
| Figura 30. Microfotografías de serpentinitas antigoríticas, con nicoles paralelos y cruzados, objetivo 10x. A y B) presencia de antigorita (Atg), cromita (Cr) y olivino (Ol), muestra CS-YV-6065..... | 64 |
| Figura 31. (A y B) Microfotografías de serpentinitas antigorítica cloritizada, con nicoles paralelos y cruzados, objetivo 10x. ortopiroxeno (Opx), clorita (Cl), antigorita (Atg), talco (Tlc), clorita (Cl) y magnetita (Mg), muestra CS-OV-254. | 64 |
| Figura 32. (A y B) Microfotografías de serpentinitas antigorítica cloritizada, con nicoles paralelos y cruzados, objetivo 10x. antigorita (Atg), talco (Tlc) y clorita (Cl) muestra CS-OV-229-1. | 65 |
| Figura 33. Microfotografías de antigoritas, con nicoles paralelos y cruzados, objetivo 10x. (A y B) presencia de antigorita (Atg) y olivino (Ol), muestra CS-YV-6068 (C y D) presencia de antigorita (Atg), olivino (Ol) y clorita (Cl), muestra CS-YV-6062. | 65 |
| Figura 34. Difractogramas con reflejos de antigorita y vermiculita en rocas del complejo ultramáfico metamorfizado muestras a) CS-MG-5079 y b) CS-IB-10666-1..... | 66 |
| Figura 35. Imágenes de electrones retrodispersados de las serpentinitas, serpentinita (Serp), cromita (Crm) y ferri-cromita (Fe-Crm), muestra CS-IB-10090-1..... | 67 |
| Figura 36. Variación composicional de la espinela Mg# vs Cr#, los campos de peridotitas abisales, antearco y boninitas de Uysal et al. (2007)..... | 68 |
| Figura 37. Diagrama spider para las peridotitas serpentinizadas. Muestra de antigoritas: CS-YV-6068, CS-YV-6062 y serpentinitas; 12*CS-YV-6065, 14*CS-IB-10666-1, 15*CS-IB-15019-1, 17*CS-YV-6063. | 70 |
| Figura 38. Diagramas multielemental del contenido de elementos traza normalizado a los valores del manto primitivo de Sun & McDonough (1989). Muestra de antigoritas: 13*CS-YV-6068, 16*CS-YV-6062 y serpentinitas: 12*CS-YV-6065, 14*CS-IB-10666-1, 15*CS-IB-15019-1, 17*CS-YV-6063. | 70 |
| Figura 39. (a y b) fotografía de afloramientos de diques leucocráticos. c) muestra tonalita CS-YV-7014a y d) muestra trondhjemita CS-YV-6061. | 72 |
| Figura 40. Microfotografías de peridotita plagioclásica serpentinizada, con nicoles paralelos y cruzados, objetivo 10x. A y B) piroxeno (Px), olivino (Ol), lizardita (Lz), crisotilo (Ctl), plagioclasa (Plg) y magnetita (Mg), muestra CS-YV-6072. C y D) piroxeno (Px), antigorita (Atg), plagioclasa (Plg), magnetita (Mg), clorita (Cl) y cromita (Cr), muestra CS-IB-10109-1. 73 | |
| Figura 41. Microfotografías de las rocas leucocráticas, con nicoles paralelos y cruzados, objetivo 10x. A y B) se observa plagioclasa (Plg), actinolita (Act), moscovita (Ms) y cuarzo (Qz), muestra CS-YV-7014a C y D) anfíboles (Anf) en forma de agujas prismáticas, plagioclasas (Plg) y cuarzo (Qz), muestra CS-YV-6067. | 74 |
| Figura 42. Microfotografías con nicoles paralelos y cruzados, objetivo 10x. (A y B) se observa actinolita (Act), cuarzo (Qz) y plagioclasa (Plg), muestra CS-YV-6061..... | 74 |

| | |
|--|----|
| Figura 43. Difractograma con reflejos de oligoclasa en muestras de diques leucocráticos, muestras a) CS-YV-6061 y b) CS-YV-6067..... | 75 |
| Figura 44. Imágenes de electrones retrodispersados de los diques leucocráticos, plagioclasa (Pl), actinolita (Act), moscovita (Ms), rutilo (Rt), clinozoisita (Czo), caolinita (Kln) y albita (Ab). Muestra CS-YV-7014a..... | 76 |
| Figura 45. A) composición química de plagioclasas. B) clasificación de los anfíboles (Leake et al. 1997)..... | 76 |
| Figura 46. Diagrama de clasificación de rocas intrusivas adaptado de Peccerillo y Taylor (1976), incluye el diagrama de Gill (2012). Trondhjemita: 13*CS-YV-6061, 14*CS-YV-7007, 20*CS-YV-7004. Tonalita:15*CS-YV-7014b, 16*CS-YV-7014a, 17*CS-YV-6067, 18*CS-YV-7002, 19*CS-YV-7003. | 78 |
| Figura 47. Diagrama de clasificación normativa Ab-An-Q para rocas ígneas de O'Connor (1965) modificado por Barker (1979). Trondhjemita: 13*CS-YV-6061, 14*CS-YV-7007, 20*CS-YV-7004. Tonalita: 15*CS-YV-7014b, 16*CS-YV-7014a, 17*CS-YV-6067, 18*CS-YV-7002, 19*CS-YV-7003. | 79 |
| Figura 48. Diagrama spider de peridotita plagioclásica serpentinizada: CS-YV-6072. Trondhjemita: CS-YV-6061, CS-YV-7007. Tonalita: CS-YV-7014b, CS-YV-7014a, CS-YV-6067..... | 79 |
| Figura 49. Patrones de REEs de diques leucocráticos y peridotita plagioclásica serpentinizada. Los datos graficados han sido normalizados a los valores de condritos de (McDonough y Sun 1995). Peridotita plagioclásica serpentinizada: 12*CS-YV-6072. Trondhjemita: 13*CS-YV-6061, 14*CS-YV-7007. Tonalita: 15*CS-YV-7014b, 16*CS-YV-7014a, 17*CS-YV-6067..... | 80 |
| Figura 50. Diagramas de discriminación tectónica para granitoides de dorsal centro-oceánica (Pearce, Lippard y Roberts 1984). Los diques leucocráticos se distribuyen en el campo de los granitos de arco volcánico (VAG). IAG: granito de arco de isla, CAG: granito de arco continental, CCG: granito de colisión continental. Trondhjemita: 13*CS-YV-6061, 14* CS-YV-7007. Tonalita: 15*CS-YV-7014b, 16*CS-YV-7014a, 17*CS-YV-6067..... | 81 |
| Figura 51. Fotografía de afloramiento de anfibolitas, se aprecia el bandeamiento de las rocas. 83 | |
| Figura 52. Fotografías de muestras macroscópicas de las rocas metamórficas. (A y B) anfibolitas, C) metabasita. D) estructura gnéssica en anfibolita gnéssica. E) estructura masiva en granofels anfibolítico. | 83 |
| Figura 53. Microfotografía de una metabasita con nicols paralelos y cruzados, objetivo 10x. A y B) plagioclasa (Plg), olivino (Ol) y anfíboles (Anf), muestra CS-YV-6064..... | 84 |
| Figura 54. Microfotografías de anfibolitas gnéssicas, con nicols paralelos y cruzados, objetivo 10x. A y B) anfíboles (Anf), plagioclasas (Plg) y feldespatos potásicos (Fk), muestra CS-YV-20232-1. C y D) anfíboles (Anf), plagioclasas (Plg) y cuarzo (Qz), muestra CS-YV-6066..... | 85 |
| Figura 55. Microfotografías de granofels anfibolíticos, con nicols paralelos y cruzados, objetivo 10x. están constituidas por anfíboles (Anf), plagioclasas (Plg) y feldespatos potásicos (Fk). A y B) Cristales prismáticos de anfíboles hornblenda (Hbl), muestra CS-OV-163-2. C y D) | |

| | |
|--|----|
| Porfidoblastos de clinocloro (Cln) en matriz constituida por anfíboles (Anf), muestra CS-OV-161-1. E y F cristales de hornblenda (Hbl), clorita (Chl) y tremolita (Trm), muestra CS-MG-5020-1. | 86 |
| Figura 56. Microfotografías de granofels anfíbolíticos, con nicoles paralelos y cruzados, objetivo 10x. A y B anfíboles hornblenda (Hbl) y clorita (Chl), muestra CS-YV-5774. C y D) Cristales prismáticos de actinolita (Act), hornblenda (Hbl), granate (Gr) y clorita (Chl) CS-MG-195-1. E y F anfíboles (Anf) y clorita (Chl) muestra CS-MG-187-1..... | 87 |
| Figura 57. Microfotografías de esquisto cloríticos, con nicoles paralelos y cruzados, objetivo 10x. A y B) roca constituida por cristales de clorita (Clr), muestra CS-YV-6069. C y D) clorita (Clh), cromita (Cr) y vetillas de óxido de hierro (Oh), muestra CS-IB-10124-1. E y F antigorita (Ant), clorita (Clr) y magnetita (Mgn), muestra CS-OV-5-1. | 88 |
| Figura 58. Difractograma con reflejos de antigorita, pargasita, clinocloro y augita en muestras de la asociación metamórfica, muestras a) CS-OV-163-2, b) CS-MG-5020-1 y c) CS-OV-5-1.89 | |
| Figura 59. Imágenes de electrones retrodispersados de anfíbolitas gnéissicas, anfíboles (Anf), plagioclasas (Pl) y albita (Ab)..... | 90 |
| Figura 60. A) composición química de plagioclasas. B) clasificación de los anfíboles (Leake et al. 1997)..... | 90 |
| Figura 61. Imágenes de electrones retrodispersados anfíboles (Anf) y clorita (Chl). | 91 |
| Figura 62. A) clasificación de los anfíboles (Leake et al. 1997); B) clasificación de las cloritas (Hey, 1954). | 91 |
| Figura 63. Diagrama de clasificación TAS (Le Bas, 1986). Anfíbolitas gnéissicas: 14*CS-YV-20232. 9*CS-YV-6066. Esquisto clorítico: 10*CS-YV-6069. Granofels anfíbolítico: 11*CS-OV-13635, 12*CS-OV-146-2, 13*CS-OV-187-, 15*CS-OV-163-2, 16*CS-OV-5774-2, 17*CS-MG-161-1, 18*CS-MG-5020-1, 19*CS-MG-195-1. Metabasita: 8*CS-YV-6064. | 94 |
| Figura 64. a) Diagrama SiO ₂ vs. (Na ₂ O + K ₂ O) de (Irvine y Baragar 1971). b) diagrama SiO ₂ -FeOt/MgO de Miyashiro (1974). Toleítico (TH) y calcoalcalino (CA). Anfíbolitas gnéissicas: 14*CS-YV-20232. 9*CS-YV-6066. Esquisto clorítico: 10*CS-YV-6069. Granofels anfíbolítico: 11*CS-OV-13635, 12*CS-OV-146-2, 13*CS-OV-187-, 15*CS-OV-163-2, 16*CS-OV-5774-2, 17*CS-MG-161-1, 18*CS-MG-5020-1, 19*CS-MG-195-1. Metabasita: 8*CS-YV-6064. | 95 |
| Figura 65. Diagramas de discriminación tectónica Ti – V de Shervais (1982). Referencias: basaltos de arco (ARC) y basaltos de fondo oceánico (OFB). Anfíbolitas gnéissicas: 14*CS-YV-20232. 9*CS-YV-6066. Esquisto clorítico: 10*CS-YV-6069. Granofels anfíbolítico: 11*CS-OV-13635, 12*CS-OV-146-2, 13*CS-OV-187-1. Metabasita: 8*CS-YV-6064..... | 95 |
| Figura 66. Diagramas de discriminación tectónica Zr - Ti de Pearce y Cann (1973). Anfíbolitas gnéissicas: 14*CS-YV-20232. 9*CS-YV-6066. Esquisto clorítico: 10*CS-YV-6069. Granofels anfíbolítico: 11*CS-OV-13635, 12*CS-OV-146-2, 13*CS-OV-187-, 15*CS-OV-163-2, 16*CS-OV-5774-2, 17*CS-MG-161-1, 18*CS-MG-5020-1, 19*CS-MG-195-1. Metabasita: 8*CS-YV-6064..... | 96 |

Figura 67. Patrones de REEs de anfibolitas. Los datos graficados han sido normalizados a los valores de condritos de Mc Donough y Sun (95). Anfibolitas gnéissicas: 14*CS-YV-20232, 9*CS-YV-6066. Esquisto clorítico: 10*CS-YV-6069. Granofels anfibolítico: 11*CS-OV-13635, 12*CS-OV-146-2, 13*CS-OV-187-, 15*CS-OV-163-2, 16*CS-OV-5774-2, 17*CS-MG-161-1, 18*CS-MG-5020-1, 19*CS-MG-195-1. Metabasita: 8*CS-YV-6064 96

Figura 68. Columna litológica del sector Camarioca Sur, Moa (Proenza-Fernández et al. 2018), modificado por el autor. 102

ÍNDICE DE TABLAS

| | |
|---|----|
| Tabla 1. Relación de muestras analizadas. | 48 |
| Tabla 2. Valores de los contenidos de los elementos químicos de dunitas y harzburgitas. | 58 |
| Tabla 3. Valores de los contenidos de elementos menores y traza en harzburgitas (ppm). Análisis por ICP-MS. | 60 |
| Tabla 4. Valores de los contenidos de los óxidos y elementos químicos en muestras de serpentinita y cromitas, en por ciento en peso..... | 67 |
| Tabla 5. Valores de los contenidos de óxidos de elementos químicos mayores en peridotitas metamórficas, en por ciento en peso (% wt). | 68 |
| Tabla 6. Valores de los contenidos de los elementos químicos en peridotitas metamorfizadas, en (ppm). | 71 |
| Tabla 7. Análisis representativos de los minerales presentes en los diques leucocráticos. | 76 |
| Tabla 8. Valores de los contenidos de los óxidos de los elementos mayores, en rocas diques leucocráticos, en por ciento en peso (wt) %..... | 77 |
| Tabla 9. Resultados del cálculo CIPW en las rocas de los diques leucocráticos. | 78 |
| Tabla 10. Contenido de los elementos traza en las rocas de los diques leucocráticos (ppm)..... | 82 |
| Tabla 11. Composición química de los granos minerales de anfíbol y plagioclasa. | 90 |
| Tabla 12. Análisis representativos de los minerales presentes en las anfibolitas..... | 92 |
| Tabla 13. Valores de los contenidos de elementos químicos, en óxidos, en las rocas metamórficas, en por ciento en peso (wt %). | 92 |
| Tabla 14. Valores de los contenidos de los elementos químicos minoritarios en rocas metamórficas (ppm – g/t). | 97 |

INTRODUCCIÓN

Los complejos ofiolíticos representan fragmentos de la litósfera oceánica que han sido incorporados en los márgenes continentales durante periodos de colisión continente–continente y arco–continente; interacción dorsal–fosa y eventos de subducción–acreción (Dilek 2003), que comúnmente son interpretadas como zonas de sutura y de colisión (Dewey y Bird 1971; Coleman 1977; Cloos 1993; Lagabrielle et al. 2000; Ishiwatari y Tsujimori 2003; Lister y Forster 2009).

En la constitución geológica de Cuba un rasgo esencial es la presencia de rocas máficas y ultramáficas de la asociación ofiolítica que se localizan al norte del país en forma de cinturón o faja, conocido como “ofiolitas septentrionales” (Iturralde-Vinent 1996; 2012); (García-Casco et al. 2006). Según Khudoley y Meyerhoff (1971), la isla de Cuba contiene los mayores afloramientos de rocas de la asociación ofiolítica de la región del Caribe (más de 6 500 km²). Las rocas afloran en una franja discontinua de más de 1 000 km de longitud y un ancho que puede llegar a los 30 km, de occidente a oriente están presentes en las zonas de Cajalbana, Mariel-Habana-Matanzas, Villa Clara, Camagüey, Holguín, Mayarí-Cristal y Moa-Baracoa, donde afloran como cuerpos alargados y deformados, usualmente desmembrados e imbricados con mantos y escamas tectónicas de las rocas del margen continental y del arco volcánico del Cretácico.

En Cuba, los primeros estudios relacionados con las ofiolitas comenzaron en el pasado siglo, Whitney (1932) expuso las características geológicas de la Isla y posteriormente Lewis y Straczek (1955) abordaron la geología de Oriente con mención de los trabajos realizados por Thayer (1942) y Guild (1947) que plantean que los yacimientos cromíticos se formaron a gran profundidad durante la intrusión de rocas máficas; los que fueron exhumados en forma de xenolitos y yacen concordantes con las rocas encajantes y rodeados por capas de dunitas.

Las rocas de la asociación ofiolítica en Cuba, están compuestas, principalmente, por harzburgitas, dunitas y piroxenitas, en mayor o menor grado serpentinizadas, así como rocas de la corteza oceánica representadas por: gabros normales, gabros bandeados, gabros olivínicos, troctolitas, gabronoritas, diabasas, basaltos y sedimentos pelágicos (Khudoley 1967; Khudoley y Meyerhoff 1971; Pardo-Rodríguez 1975; Fonseca,

Zelepugin y Heredia 1985; Iturralde-Vinent 1989; Millán 1996; Proenza-Fernández, Gervilla, et al. 1999; Iturralde-Vinent y MacPhee 1996).

La interpretación geológica de los cuerpos de serpentinitas varía con el tiempo y las investigaciones; Hess (1950) propuso para su origen un magma ultramáfico primario hidratado, mientras que Bowen y Tuttle (1950), interpretaron los cuerpos como intrusiones sólidas de peridotitas serpentinizadas.

En la década de los años sesenta del pasado siglo, las serpentinitas fueron consideradas como intrusiones, que habían alcanzado su posición actual en estado frío (Khudoley 1967; Knipper y Puig 1967; Kozary 1968; Kumpere y Skvor 1969). En 1970 las ofiolitas fueron reconocidas como fragmentos de corteza oceánica acrecionadas al margen de Yucatán y Norte América durante la colisión Cretácico Superior - Paleógeno de este margen con el arco volcánico Cretácico en Cuba. En años posteriores Somin y Millán (1981); et al. Proenza, Melgarejo y Gervilla (2003); García-Casco et al. (2006), consideraron que los cuerpos serpentínicos fueron intensamente fracturados y brechados, y en ellos se pueden encontrar mélanges de matriz serpentínica tectonizadas que contienen además rocas ígneas, sedimentarias y bloques exóticos de rocas de los arcos volcánicos y de la zona de subducción.

Boiteau, Michard y Saliot (1972) estudiaron las rocas de la Sierra del Purial, así como el metamorfismo de alta presión y las correlaciones, con el fin de explicar la geología de Cuba.

Knipper y Cabrera (1974) investigaron las relaciones tectónicas de las rocas ultramáficas con el arco volcánico en la zona central y oriental de Cuba.

Un trabajo trascendental sin dudas fue el “Mapa geológico de Cuba a escala 1:250 000” (Nagy et al. 1976) donde, se sistematizan las principales características tectónicas, geológicas y geofísicas realizadas por investigadores cubanos, alemanes, rusos y húngaros en el periodo de 1972 a 1976.

En la década de los años ochenta del siglo pasado, ocurrió un verdadero auge en las investigaciones geológicas orientadas a profundizar en las características geoquímicas y petrológicas de las ofiolitas cubanas; resaltan los trabajos de Rios-Martínez y Cobiella-Reguera (1984), en la región de Moa-Baracoa.

Iturralde-Vinent, Thieke y Wolf (1986) abordaron la naturaleza y posición tectónica de las ofiolitas de Camagüey, posteriormente Brezsnýánszky y Boros (1992) caracterizaron las rocas presentes en la región de Holguín. La mayor contribución para este periodo fue realizada por Pentelényi y Garcés (1988), en el trabajo “Levantamiento geológico complejo y áreas acompañantes a escala 1: 50 000 en el polígono CAME IV”, donde se detallaron las características geológicas, geoquímicas y tectónicas de las ofiolitas en los sectores con mayores potencialidades para la prospección de yacimientos minerales.

En 1990 se concluye el levantamiento geológico a escala 1:50 000 en el polígono CAME Guantánamo por especialistas cubanos y húngaros, el que constituye uno de los trabajos más integrales que sobre la geología de la región se hayan realizado, al abordar todas las vertientes del trabajo geológico con un gran volumen de información textual y gráfica. En este trabajo se logró dividir el complejo ofiolítico de la región en tectonitas, cumulativo bajo, cumulativo transicional y gabro cumulativo con la presencia de los basaltos y sedimentos pelágicos. La edad del emplazamiento tectónico de estos macizos se considera entre el Cretácico Superior (Campaniano) y el Paleoceno Inferior, según las evidencias estratigráficas de los cabalgamientos asociados a las ofiolitas (Gyarmati y O’Conor 1990).

En la década de los años noventa del siglo XX, en la Conferencia Geológica del Caribe celebrada en Pinar del Río, Álvarez et al. (1991) reportaron la presencia de mélanges de serpentinitas con inclusiones de eclogitas en Cuba Central, vinculadas a una zona de subducción. Posteriormente, las investigaciones de las inclusiones de rocas metamórficas en las serpentinitas, que se llevaron a cabo por García-Casco et al. (2006), reafirman el concepto de mélange de subducción y reportan su ocurrencia en diversas localidades del territorio nacional (García-Casco et al. 2003).

Dos formas de presentarse las ofiolitas en Cuba son definidas por Fonseca et al. (1992); la primera, en forma de un cinturón discontinuo en la parte noreste de la Isla y la segunda, en forma de lentes o bloques. En este se puntualiza que las rocas gabróicas presentan una marcada diferencia, lo que sugiere que se formaron en cámaras magmáticas diferentes y las rocas basálticas tienen un carácter toleítico.

Fonseca et al. (1992) estudiaron los depósitos de cromitas en las secuencias ofiolíticas de Mayarí-Moa-Baracoa y profundizaron en aspectos genéticos de las rocas ultramáficas.

El conocimiento sobre la constitución de las ofiolitas en la región Habana-Matanzas ha sido actualizado por Llanes-Castro et al. (2001); Llanes-Castro (2015); Castro-Llanes et al. (2019), estas ofiolitas se definen como ofiolitas de zona de suprasubducción (ZSS) y de afinidad MORB. Deschamps et al. (2013) y Butjosa-Molines (2018) separan peridotitas abisales y de ZSS en Villa Clara (Cuba central).

Los depósitos de espinelas cromíferas en la región oriental fueron estudiados y agrupados en distritos mineros de acuerdo con la composición química de las cromitas: el distrito de Mayarí y el distrito de Sagua de Tánamo, ambos en el macizo de Mayarí-Cristal y el distrito de Moa-Baracoa en el macizo de Moa-Baracoa (Muñoz-Gómez 1997; Proenza-Fernández et al. 1999).

El metamorfismo de las rocas de la asociación ofiolítica fue tratado en los trabajos de Auzende et al. (2002); Schneider et al. (2004); Garcia-Casco et al. (2003; 2008); Lázaro-Concepción et al. (2009; 2015) y Blanco-Quintero et al. (2010; 2011), los que definieron las condiciones de presión y temperatura de las facies metamórficas, así como las edades de los eventos que provocaron el metamorfismo.

Los diferentes estilos tectónicos del cinturón ofiolítico septentrional del basamento del arco volcánico Cretácico y de las secciones tectónicas del metamorfismo de alta presión fueron investigados por Cobiella-Reguera (2005; 2009) y Lewis et al. (2006). Posteriormente Marchesi et al. (2006) detallan la estructura de los macizos Mayarí-Cristal y Moa-Baracoa al establecer que el manto peridotítico de ambos macizos es refractario, lo que implica que son residuos de una fusión parcial entre un 20 % y un 30 % y esclarecieron el contacto tectónico entre las tectonitas y las rocas del arco volcánico del Cretácico en el macizo Mayarí-Cristal.

Estos macizos se han caracterizado como complejos ofiolíticos formados en un ambiente de retroarco, que sufrieron infiltración de fundidos de composición IAT y boninítica los cuales interaccionaron con las rocas ultramáficas mantélicas (Proenza et al. 1999; Marchesi et al. 2006). Las mélanges de subducción de La Corea y Sierra del

Convento, con bloques metamorfizados en condiciones de alta presión en una matriz serpentínica (García-Casco et al. 2008; Blanco-Quintero et al. 2010) aparecen asociadas a estos complejos ofiolíticos, al igual que el Complejo Anfibolítico de Güira de Jauco, recientemente caracterizado como la suela metamórfica de la ofiolita de Moa-Baracoa (Lázaro-Concepción et al. 2013).

Las rocas de la asociación ofiolítica en Moa-Baracoa se caracterizan por la presencia de peridotitas con predominio de harzburgitas y en menor medida, dunitas; además se han identificado dunitas plagioclásicas, wherlitas, lherzolitas, piroxenitas metamorfizadas (Adamovich y Chejovich 1962; Sitnikov 1976; Aleojin et al. 1977; Fonseca et al. 1985; Iturralde-Vinent 1996; Proenza-Fernández et al. 1999; Lavaut-Copa 2005; Cobiella-Reguera 2005b; Marchesi 2006; Figueras-Serrano et al. 2012; Muñoz-Gómez et al. 2007) y las rocas vulcanógenas ultramáficas metamorfizadas (Valdés-Mariño et al. 2019).

Varios autores, en diferentes publicaciones, reconocen la necesidad de profundizar en la génesis y evolución de las ofiolitas cubanas, debido a la presencia de rocas exóticas dentro de las ofiolitas y al muestreo no homogéneo de sus diferentes partes estructurales, además de la posible existencia de múltiples zonas de subducción (Kubovics, Andó y Szakmány 1989; Iturralde-Vinent y MacPhee 1996); por la confusión de basaltos de la secuencia ofiolítica con los del arco de islas del Cretácico (Torres y Fonseca 1990) y a las características distintivas en cuanto al ambiente geodinámico de formación, variando las opiniones desde el tipo Basalto de Dorsal Centro-Oceánica (MORB) (Fonseca, Zelepugin y Heredia 1985), cuenca de retroarco-mar marginal (Iturralde-Vinent 1996); (Llanes-Castro et al. 2001) hasta toleíticas intraplacas (Kerr et al. 1999).

Llanes-Castro (2009) considera que, los criterios geólogo-estructurales y petrológicos actuales sobre la constitución de las ofiolitas cubanas, no aportan las evidencias necesarias para relacionarlas con un subtipo de ofiolitas en particular.

Las investigaciones sobre ofiolitas en la región de Moa se han dirigido fundamentalmente al estudio de la corteza de intemperismo que sobre ellas se han desarrollado (Adamovich y Chejovich 1962; Formell-Cortina 1979; Rodríguez-Infante

1983; Lavaut-Copa 1998; Vera-Sardiñas 2001; Ariosa-Iznaga et al. 2003; Rojas-Purón , Romulo-Simões y Orozco-Melgar 2012; Peña-Abreu y Vera-Sardiñas 2013; Muñoz-Gómez et al. 2007; Muñoz-Gómez, Rodríguez-Infante y Barea-Pérez 2015; Peña-Abreu et al. 2017) y al esclarecimiento e identificación de las principales fases minerales portadoras de los componentes útiles: hierro, níquel y cobalto en los yacimientos lateríticos de Moa (Rojas-Purón y Orozco-Melgar 1994; Almaguer-Furnaguera 1996; Brand 1998; Muñoz-Gómez 2004; Galí-Medina et al. 2006; Muñoz-Gómez et al. 2007; Pérez-Alonso 2019).

Recientemente, algunos trabajos se han centrado en el estudio de minerales exóticos en cromititas ofiolíticas: moissanita en cromita (Pujol-Solà et al. 2019a); asociaciones minerales de ultra-alta presión, como diamante, coesita y stishovita; asociaciones minerales altamente reducidos, como moissanita, elementos nativos, aleaciones y algunos nitruros; asociaciones minerales corticales, como zircón, cuarzo, feldespatos, titanita (Proenza-Fernández et al. 2017; Proenza-Fernández et al. 2018; Pujol-Sol et al. 2020a; Pujol-Solà et al. 2020b; Torró et al. 2020); crisoprasa en las cortezas de intemperismo de los masivos ultramáficos cubanos (Valls 2019) y a la existencia de escandio y otros metales de las tierras raras en los yacimientos lateríticos (Carballo-Peña et al. 2018; Díaz-Cazañas 2019; Ruiz-Quintana et al. 2020), así como a los riesgos geológicos y evaluación de la peligrosidad, vulnerabilidad y riesgos por deslizamientos (Reyes-Cedeño 2010; Rodríguez-Infante 2001; Viltres-Milán y Guardado-Lacaba 2014); además de estudios geofísicos regionales (Batista-Rodríguez, Charchabal-Reyes y Terrero-Matos 2005; Flores-Sanz 2019).

Durante los trabajos de exploración detallada realizados en el sector Camarioca Sur por investigadores del Departamento de Geología de la Universidad de Moa en el periodo 2010-2015 se documentaron diques de rocas muy compactas y duras, que contienen plagioclasas ácidas, cuarzo, en poca cantidad, y abundantes minerales metamórficos; también se identificaron bloques de rocas de granulometría fina, compactas y duras (Figueras-Serrano et al. 2012).

En estas rocas se determinaron rasgos estructurales, texturales y mineralógicos que le confieren un carácter exótico con respecto a las asociaciones litológicas presentes en el complejo ofiolítico Moa-Baracoa (Valdés-Mariño 2015; Valdés-Mariño et al. 2019).

En correspondencia a lo anteriormente expuesto, surge la necesidad de profundizar en la génesis de las rocas del basamento en el sector Camarioca sur.

Las investigaciones anteriores no aportaron las evidencias necesarias para definir el ambiente geodinámico de formación y subtipo de ofiolita en particular, por lo que se plantea como **problema** el insuficiente conocimiento científico de las características petrológicas y geoquímicas de las rocas del basamento en el sector Camarioca Sur, Moa.

En correspondencia con el problema formulado se plantea como **objetivo general** de la investigación: caracterizar la petrología y geoquímica de las rocas del basamento en el sector Camarioca Sur, Moa, para definir el ambiente de formación y el tipo de perfil ofiolítico.

Como **objeto de estudio**: las rocas del basamento en el sector Camarioca Sur, Moa.

Como **campo de acción** se establecen las características petrológicas y geoquímicas de las rocas del basamento en el sector Camarioca Sur, Moa.

En correspondencia con lo anteriormente expuesto, se plantea la **hipótesis** siguiente:

Si se caracteriza la petrología y la geoquímica de las rocas del basamento en el sector Camarioca sur, con el empleo de técnicas analíticas avanzadas, se podrán establecer las paragénesis minerales, ambiente de formación y el tipo de perfil ofiolítico.

Para lograr el objetivo general se proponen como **objetivos específicos**:

1. Determinar la composición petrográfica de las rocas en sección delgada.
2. Corroborar la composición mineralógica de las rocas a partir de técnicas analíticas convencionales.
3. Establecer las paragénesis minerales de las asociaciones litológicas.
4. Caracterizar geoquímicamente las rocas del basamento con técnicas analíticas avanzadas.
5. Definir el ambiente de formación y el tipo de perfil ofiolítico en el sector Camarioca Sur.

Las **novedades científicas** de la investigación son:

1. Identificación y clasificación de los tipos de rocas del basamento en el sector Camarioca Sur, Moa, la presencia de anfibolitas, metabasitas y antigorititas.

2. Paragénesis minerales: existencia de tschermaquita en anfibolitas y sheridanita en los esquistos cloríticos que se reportan por primera vez en el complejo ofiolítico Moa-Baracoa.
3. Las rocas ultramáficas mantélicas exhiben patrones de las tierras raras que se asemejan a los de las peridotitas de antearco, y se caracterizan por un empobrecimiento de los elementos de elevado potencial iónico, típico de ambientes de zona de suprasubducción.
4. Se estableció el perfil de la asociación ofiolítica en el sector Camarioca Sur.

Los **aportes prácticos** son:

1. Nuevos datos petrológicos, mineralógicos y geoquímicos de las rocas presentes en el sector Camarioca Sur, que incrementan la información sobre la composición mineralógica y química de las asociaciones litológicas en el sector de estudio y constituyen una contribución a la cartografía geológica de la hoja Moa 5277-IV a escala 1: 50 000.
2. Nuevos criterios geológicos para la prospección y exploración de otros recursos minerales, en especial tierras raras.
3. Enriquecimiento del patrón de búsqueda de las regolitas ferro-níquel-cobaltíferas en Moa-Baracoa mediante los nuevos datos e interpretaciones sobre el substrato de "Camarioca Sur".

CAPÍTULO I. MARCO TEÓRICO Y CONCEPTUAL

En el capítulo se describen los principales elementos de la asociación ofiolítica, la clasificación estructural de los complejos ofiolíticos, la composición petrológica, mineralógica y geoquímica, los procesos de serpentización, existencia de los elementos traza y tierras raras, la evolución tectónica de la placa del Caribe y la presencia de metamorfitas vinculadas con el cinturón ofiolítico en Cuba.

Introducción

Desde el siglo XIX la definición y el emplazamiento de las ofiolitas han estado sujetos a una evolución conceptual dinámica y continua. El término “ofiolita” fue usado por primera vez en 1813 por el mineralogista francés Alexandre Brongniart, para referirse a las serpentinitas en zonas de mélanges. Brongniart (1821) redefinió este término para incluir una secuencia de rocas magmáticas (ultramáficas, gabros, diabasas y rocas volcánicas) ubicada en los Apennines.

Steiman (1927) elevó el término “ofiolita” a un nuevo concepto, el de “ofiolitas” y las caracteriza como rocas espacialmente asociadas, que originalmente se formaron como intrusiones in situ, en las partes axiales de los geosinclinales; el autor destacó la yacencia común de peridotitas (serpentinitas), gabros y diabasas-espilitas, en asociación con rocas sedimentarias de mar profundo, en las cadenas montañosas del Mediterráneo e interpretó su origen como unidades magmáticas diferenciadas que evolucionaron sobre un suelo oceánico, a partir de un proceso ígneo comagmático durante la evolución de los eugeosinclinales.

Thayer (1942) discutió el significado de la relación entre las rocas ultramáficas y máficas en las peridotitas del tipo-alpino, definidas antes por Benson (1926) y sugirió que los gabros, diabasas y otras rocas leucocráticas presentes en las peridotitas del tipo-alpino, pudieron haberse originado a partir de un magma peridotítico primario singular.

Moore (1969) en su trabajo sobre las ofiolitas de Vourinos, en el norte de Grecia, y Moore y Vine (1971) en Troodos (Chipre) confirmaron que la estructura de las ofiolitas es similar a la de la litosfera oceánica formada en las actuales dorsales centro-oceánicas. Posteriormente, se identificaron secuencias ofiolíticas en varios cinturones

orogénicos, como en los Apalaches (Appalachians) y Terranova (Newfoundland), (Dewey y Bird 1971; Varfalvy et al. 1997).

Los participantes en la Conferencia de Penrose en 1972 definieron que el término “ofiolita” se refieren a una asociación distintiva de rocas máficas a ultramáficas compuesta por:

- a) Complejo ultramáfico, que consiste en proporciones variables de harzburgitas, lherzolitas y dunitas, usualmente con fábrica tectónica metamórfica (con un grado variable de serpentización).
- b) Complejo gabroico, el cual también puede incluir peridotitas cumulativas y piroxenitas; usualmente menos deformadas que las presentes en el complejo ultramáfico.
- c) Complejo máfico de diques paralelos.
- d) Complejo volcánico máfico, comúnmente basaltos con estructura en almohadillas.

A la secuencia del complejo volcánico máfico se asocian varios tipos de rocas sedimentarias, típicamente chert, intercalaciones de lutitas y en menor medida, calizas. Novick et al. (1972) distinguieron peridotitas alpinas del tipo-harzburgítico y del tipo-lherzólítico; las peridotitas del tipo-harzburgítico representan el manto suboceánico superior, mientras que las del tipo-lherzólítico, menos empobrecidas, corresponden a un manto subcontinental o a un manto oceánico más profundo, donde la fusión parcial es menor. Estudios más recientes han mostrado que ambos tipos de peridotitas pueden ocurrir en ofiolitas, que pueden ser usadas para clasificar los tipos de ofiolitas e inferir las velocidades de expansión, en un ambiente oceánico (Boudier y Nicolas 1985; Nicolas, Mainprice y Boudier 2003).

Pearce y Cann (1973) en el estudio acerca de las particularidades geoquímicas de los basaltos oceánicos formados en diferentes ambientes tectónicos (dorsal oceánica, montañas marinas, arco volcánico) observaron que la composición de la corteza oceánica de algunas ofiolitas se diferenciaba de la composición de la corteza formada en los centros de expansión. En este sentido, algunas de las rocas efusivas de las ofiolitas,

se consideraron entonces más afines a la corteza oceánica formada en ambientes relacionados con la subducción.

Pearce, Lippard y Roberts (1984) consideraron que las ofiolitas se han formado por expansión sobre zonas de subducción, denominándolas ofiolitas de zonas de suprasubducción; la subducción es intraoceánica, probablemente a lo largo de una falla transformante (Stern y Bloomer 1992), seguida por retracción de la lámina que subduce (roll-back), lo que puede crear un espacio en el cual el manto astenosférico asciende para formar la futura ofiolita (Hamilton 1994).

Estudios recientes de Dilek (2007); Dilek y Furnes (2009) y Stern et al. (2012) actualizaron el conocimiento sobre la estructura de las ofiolitas y su ambiente tectónico de formación. A partir de los estudios de dragados oceánicos, estudios geofísicos y modelos conceptuales de dorsales centro oceánicas, (Dilek y Furnes 2011) sugirieron que la estructura de las ofiolitas puede ser variable.

La composición y las características geoquímicas de algunas ofiolitas del Mediterráneo occidental son similares a una litosfera formada en una dorsal oceánica, en cambio, las del Mediterráneo oriental, que incluyen las de Troodos y Omán, son más características de corteza oceánica y manto, formadas en ambientes de márgenes convergentes (Dilek y Furnes 2011).

Stern et al. (2012) realizaron un análisis acerca del ambiente tectónico en el que pudo formarse la paleo-litosfera oceánica de las ofiolitas; estos autores concluyeron que la mayoría de las ofiolitas en el mundo representan secciones oceánicas de antiguas cuencas de antearco, pues son las condiciones más propicias para emplazarse sobre los márgenes continentales.

1. 1. Asociación ofiolítica

Las diferentes asociaciones litológicas que se manifiestan en los complejos ofiolíticos alrededor del mundo evidencian los variados procesos magmáticos y tectónicos que tuvieron lugar durante su génesis; a dicha asociación de rocas muchas veces se le refiere como la “arquitectura” de las ofiolitas, que están constituidas por asociaciones de rocas ultramáficas, máficas y máfico volcánicas constituyente de la corteza oceánica.

Las rocas del manto superior y de la litósfera oceánica constituyen un sistema altamente reactivo química y termalmente, cuya interacción con el agua marina tiene altas consecuencias a nivel geofísico, geoquímico y biológico para el sistema marino global y para las zonas con procesos de subducción (Bach y Früh-Green, 2010).

Bach y Früh-Green (2010) argumentaron que el modelo típico de una ofiolita, conocido como “Penrose-type crust”, definido en 1972 y basado en estructuras de basaltos, diabasas (complejos de diques) y gabros, estaría relacionado a un ambiente de dorsal con una alta tasa de extensión como la Dorsal del Pacífico Este, pero no es consistente para dorsales con tasas menores de 40 mm/año; ya que con tasas de expansión alta el abastecimiento de material fundido puede mantenerse en el tiempo.

Las dorsales de expansión lenta, con tasas menores de 20 mm/año, tienen una morfología que consiste de segmentos volcánicos acrecionales enlazados, con variaciones en el espesor de la corteza a lo largo de la dorsal oceánica debido a diferencias en el volumen del fundido, donde la principal unidad de acreción parece ser el emplazamiento de bloques del manto sobre el piso oceánico (Dick, Lin y Schouten 2003), donde las peridotitas serpentinizadas del manto y las rocas plutónicas de la corteza inferior representan del 20 al 25 % del piso oceánico (Cannat et al. 1995).

1. 2. Clasificación estructural de los complejos ofiolíticos

La distribución de las ofiolitas en diferentes cinturones orogénicos refleja una relación espacio-temporal donde los diferentes grupos, con rangos de edad similar, en diferentes cinturones orogénicos, reflejan picos de producción y posterior obducción de litósfera oceánica; éstos se superponen en tiempo con eventos orogénicos de primer orden, que se relacionan a la formación de supercontinentes (Dilek y Furnes, 2011).

Wakabayashi y Dilek (2003) consideraron que las ofiolitas en sistemas colisionales representan dominios oceánicos desaparecidos, lo que permite reconstruir las características geodinámicas originales.

Sobre la base de los rasgos tectónicos pueden existir dos tipos de ofiolitas:

- Las que ocurren como gruesas secciones cabalgadas, que se emplazan en el sustrato de márgenes pasivos y son asociadas comúnmente con aureolas metamórficas de alta temperatura en su base, y

- Las que están asociadas a bloques de “mélanges” tectónicos de esquistos azules como parte de un prisma de acreción.

Fundamentado en las características estructurales, petrográficas y geoquímicas, Dilek y Furnes (2011) sugirieron la existencia de seis tipos estructurales de ofiolitas:

1. Margen Continental (MC): fragmentos de transiciones océano-continente, pobres en magma; manto subcontinental litosférico de lherzolita exhumado que yace directamente bajo lavas intruidas por pequeños plutones gabroicos y muy pocos diques máficos. Señal geoquímica de elementos traza normales (N-MORB).

Ambiente: fases tempranas de la evolución de una cuenca oceánica, seguido de ruptura continental. Son los productos de bajos grados de fusión o menos empobrecidas, manto litosférico subcontinental y ascenso astenosférico. Ejemplo clásico: tipo Ligurides.

2. Dorsal Mediooceánica (MOR): tienen una arquitectura estructural típica del tipo Penrose (particularmente en los centros de segmentos de dorsal). Señal geoquímica de elementos traza normales (N-MORB) y traza enriquecidos (E-MORB).

Ambiente: se pueden formar en plumas distales o proximales a "dorsales mesooceánicas", o trincheras-centros de expansión de cuenca tras arco distal. Ejemplo: Taitao, Macquarie.

3. Tipo Pluma (P): secuencias plutónicas y volcánicas gruesas. Patrón de elementos traza empobrecido (D-MORB) a enriquecido (E-MORB).

Ambiente: se pueden formar cerca de plumas-dorsal de expansión proximal y como una parte de plateau oceánico. Ejemplo: Plateau del Caribe.

4. Zona de Suprasubducción (SSZ): comúnmente tienen una arquitectura estructural tipo Penrose y pueden mostrar una secuencia de actividad ígnea MORB-IAT boninítica. El rango de edad entre varias de sus subunidades es comúnmente menor a 10 Ma.

Ambiente: se forman en las placas extensionales superiores de zonas de subducción; ellas pueden evolucionar en cuencas trasarco extensionales, embriónicas, cuencas de antearco, arreglos de antearco y cuencas trasarco continentales y oceánicas. Resultan de corteza oceánica generada durante el cierre de una cuenca y marcan eventos mayores de subducción; se forman como el resultado de la extensión del suelo oceánico en condiciones ensimáticas y ensiálicas.

5. Tipo Arco Volcánico (VA): tienen una arquitectura de corteza poligenética con un basamento oceánico deformado, más viejo, corteza inferior máfica compuesta de plutones gabroicos e intrusiones hipabisales, rocas extrusivas dioríticas a tonalíticas moderadas a bien desarrolladas, se forman rocas extrusivas que van desde andesitas a riolitas (laminadas localmente) en la corteza superior y cubierta volcánica (localmente subaérea). Las unidades corticales muestran signatures geoquímicas toleíticas a calcoalcalinas. Las ofiolitas de arco volcánico difieren de las ofiolitas de zona de suprasubducción en función de su corteza de arco más gruesa y más desarrollada con composiciones calcoalcalinas. Ejemplos de este tipo de ofiolitas se encuentran en Filipinas, Sudeste Asiático, Sierra Nevada y California. El rango entre diferentes subunidades de las ofiolitas en arcos volcánicos, es que son ofiolitas que pueden ser más antiguas que 20 a 30 Ma.

6. Tipo Acrecionario: contiene fragmentos de cualquiera de las ofiolitas antes mencionadas, asociadas con sedimentos pelágicos a hemipelágicos y sedimentos de llenado de fosas que pueden haber sido depositados antes o después de su incorporación al prisma de acreción. Pueden tener diversas litologías, grados metamórficos y afinidades químicas no relacionadas entre ellos, porque son fragmentos tectónicos de rocas oceánicas arrancados de las placas subductantes.

Ambiente: complejos de acreción. Se vuelven progresivamente más jóvenes en el descenso estructural con la subducción—complejos acrecionarios. Ejemplo: Tipo Franciscana.

1. 3. Clasificación petrológica de las ofiolitas

Boudier y Nicolas (1985), de acuerdo al espesor de la corteza oceánica, ambientes de formación, composición y grado de serpentización, definieron dos tipos de ofiolitas desde el punto de vista petrológico: las ofiolitas tipo Iherzolita, que se asocian con centros de lenta expansión del suelo oceánico o zonas circundantes a fallas transformantes y las ofiolitas tipo Harzburgita, que corresponderían a centros de expansión con tasas mayores a 1cm/año.

Estudios posteriores llevaron a Ishiwatari, Sokolov y Vysotskiy (2003) a replantear esta clasificación dividiéndola en tres tipos:

- a) Tipo lherzolita, que representa la composición “primigenia” del manto superior.
- b) Tipo harzburgita, que representa porciones de un manto superior lherzolítico que han experimentado porcentajes relativamente bajos de fusión parcial, menor del 25 %.
- c) Tipo harzburgita empobrecida, que corresponde con porciones del manto lherzolítico que han experimentado porcentajes de fusión parcial que superan el 25 %. Éstas están generalmente asociadas a fusión parcial hidratada inducida en porciones del manto por encima de placas que subducen, también conocidas como zonas de suprasubducción.

1. 4. Proceso de serpentización

La serpentización es un proceso de alteración metamórfica de bajo grado que han afectado a las rocas ultramáficas (Jamtveit y Austrheim 2010). Se caracteriza por una trayectoria de metamorfismo retrógrado (hidratación progresiva de una peridotita fría) que normalmente ocurre en el fondo oceánico (Bucher y Grapes 2011b).

El proceso de serpentización generalmente se produce por la infiltración del agua en la estructura de los minerales que constituyen las peridotitas, lo cual puede ocurrir en las condiciones siguientes (Dick, Lin y Schouten 2003; Bucher y Grapes 2011a).

- a) En dorsales oceánicas, donde el agua se infiltra a través de fracturas de extensión relacionadas con el proceso de apertura del eje de la propia dorsal.
- b) En zonas de fallas de bajo ángulo, en las cuales las peridotitas son exhumadas, donde se favorece la interacción con el agua marina y por lo tanto la “meteorización marina”.
- c) En la corteza, durante la formación de zonas de subducción o cinturones de colisión, donde el agua se puede infiltrar por fallas extensionales formadas en la curvatura de la placa que subducta o bien por la deshidratación de esta misma, la cual afecta las rocas de la corteza inferior.
- d) En el manto propiamente tal, si algún fluido rico en H₂O alcanza o está presente a una profundidad de 35 km o bajo la isoterma de 670 °C; en esta situación la harzburgita reacciona en fuerte desequilibrio con el agua y se forma serpentinita.

Este proceso de alteración secundaria de las peridotitas afecta en gran medida las propiedades físicas de la litósfera oceánica, tales como su densidad, magnetismo y comportamiento reológico y ocurre bajo condiciones estáticas, en la mayoría de los casos (Mével 2003). Uno de sus principales cambios está dado por la ganancia de volumen (cerca del 50 %) y la pérdida de densidad de la roca que pasa de 3,3 g/cm³ a 2,7 g/cm³, mientras que el hierro ferroso se oxida a férrico para formar magnetita (Fe₃O₄) (Bonte et al. 1982; Bach et al. 2006; Jamtveit y Austrheim 2010; Bucher y Grapes 2011b).

Estas nuevas características que adquieren las rocas afectan los modelos actuales de la estructura de la litósfera en las zonas de dorsal y al suelo oceánico en general, ya que si se tienen en cuenta parámetros como profundidad y extensión de las serpentinitas, entonces la discontinuidad de MOHO podría no corresponder sistemáticamente a un límite entre corteza–manto, sino más bien a un frente de serpentización o hidratación que coincide con la isoterma de 500 °C en el eje de las dorsales (Mével 2003; Bach y Früh-Green 2010).

1. 5. Mineralogía de las rocas ultramáficas y serpentinitas

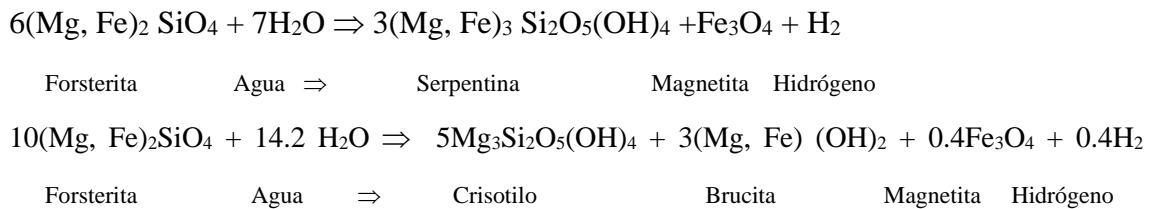
Las rocas ultramáficas están constituidas por silicatos anhidros de hierro y magnesio: olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno; por eso el sistema de componentes está basado en SiO₂ + FeO + MgO + CaO > 95 % (Bucher y Grapes 2011a). Si los silicatos anhidros llegan a reaccionar con el agua, a través de reacciones isoquímicas, se produce la formación de diferentes tipos de minerales del grupo de la serpentina. Bonte et al. (1982); Bach et al. (2006); Marchesi et al. (2013); Ríos-Hernández et al. (2015) establecieron que en un rango de temperaturas de 350 a 400 °C el olivino puede reaccionar con agua para producir serpentina y como subproducto brucita.

Según Coleman-Sidney (1977) los minerales del grupo de la serpentina, que se llegan a formar durante la hidratación del olivino son: lizardita, crisotilo y antigorita.

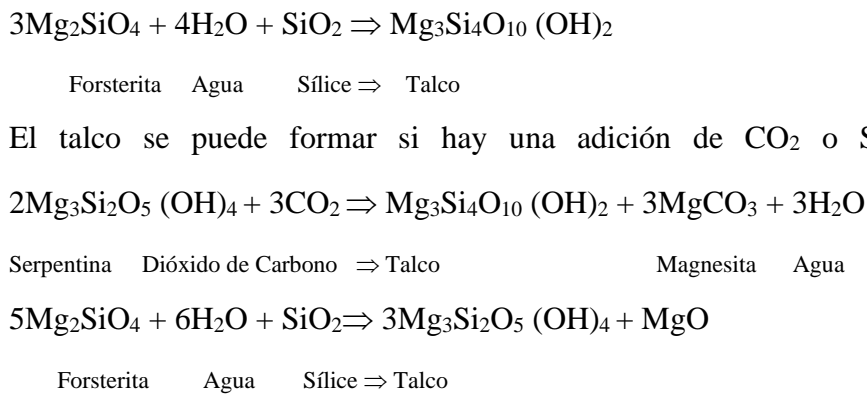
La lizardita (Lz) y el crisotilo (Ctl) se pueden formar a temperaturas menores de 350 °C (Barnes y O’Neil 1969; Bonte et al. 1982), las que representan serpentinas de baja temperatura.

La antigorita es el polimorfo estable a temperaturas más elevadas (> 500 °C) y es mucho más frecuente en aquellas rocas que han entrado en el rango de temperaturas y presiones del metamorfismo en facies anfibolitas, esquistos azules y eclogita (Bucher y Grapes 2011a). Los trabajos modernos sugieren que estas reacciones son mucho más complejas, dado que en la reacción se involucran más reactantes que controlan estas reacciones (Mével 2003; Marchesi et al. 2013).

Magnetita: representa un mineral común, producto de la reacción de serpentinización del miembro ferroso del olivino - fayalita.



Talco: asociado con la alteración del ortopiroxeno, del olivino y de la serpentina; generalmente se presenta a lo largo de fracturas y también en rocas deformadas; en todo cuerpo ultramáfico, incorporado en cinturones de colisión, se presenta una diferencia química con la composición general de la corteza continental que lo rodea y como resultado los lentes de rocas ultramáficas son vulnerables al metasomatismo y a las reacciones de sistemas abiertos. La reacción típica para la formación del talco es un intercambio $\text{SiO}_2\text{-MgO}$, en el que la roca ultramáfica pierde MgO y la roca cortical aporta el SiO_2 . Uno de los ejemplos es la serpentinización de la forsterita que se puede expresar de la forma siguiente (Bucher y Grapes 2011a; 2011b):



Anfiboles: el más común es la tremolita, generalmente asociada a la alteración de los piroxenos, a través de la reacción siguiente:



Ortopiroxeno Clinopiroxeno Agua \Rightarrow Tremolita Serpentina

1. 6. Temperatura y estabilidad de los minerales del grupo de la serpentina

En la determinación de las condiciones de presión y temperatura de las serpentinitas se debe considerar que son rocas polifásicas que contienen información de sucesivos estados de cristalización y sus campos o rangos de estabilidad son muy amplios (Mével 2003), principalmente en cuanto a la temperatura se refiere, ésta puede variar entre los 50 y los 600 °C. Los productos, subproductos y secuencia de reacciones de alteración y formación de las serpentinitas dependen principalmente de la temperatura; además de la presión, química del protolito, presencia de estructuras y grado de penetración del agua oceánica en las rocas (Bach y Früh-Green 2010).

Los primeros datos obtenidos experimentalmente para fases de serpentinas fueron publicados por Evans (1976). Sus resultados mostraron una secuencia de estabilidad a temperatura decreciente que se aproxima a: antigorita>crisotilo>lizardita (Mével 2003).

Las condiciones de estabilidad de los minerales del grupo de la serpentina se pueden extender a temperaturas y presiones superiores a los 550 °C y 6 GPa (~200 km de profundidad), respectivamente (Hilairt y Reynard 2009; Marchesi et al. 2013; Reynard 2013); las características geoquímicas dependen de las condiciones geodinámicas en que se formen, acorde con las diferencias en la composición y temperatura de los fluidos de hidratación (Kodolányi et al. 2011).

La lizardita (Lz) y el crisotilo (Ctl) se pueden formar a temperaturas menores de 350 °C (Barnes y O'Neil 1969) y (Bonte et al. 1982), mientras que, en rocas como las de Erro-Tobbio, Italia, se ha demostrado que la antigorita alcanza picos metamórficos de 550 a 600 °C y de 2,0 a 2,5 GPa, condiciones que pueden asociarse a la facies de eclogita. Los resultados experimentales de Hilairt y Reynard (2009) sugirieron que estas condiciones se alcanzan a profundidades próximas a los 150 km (Figura 1).

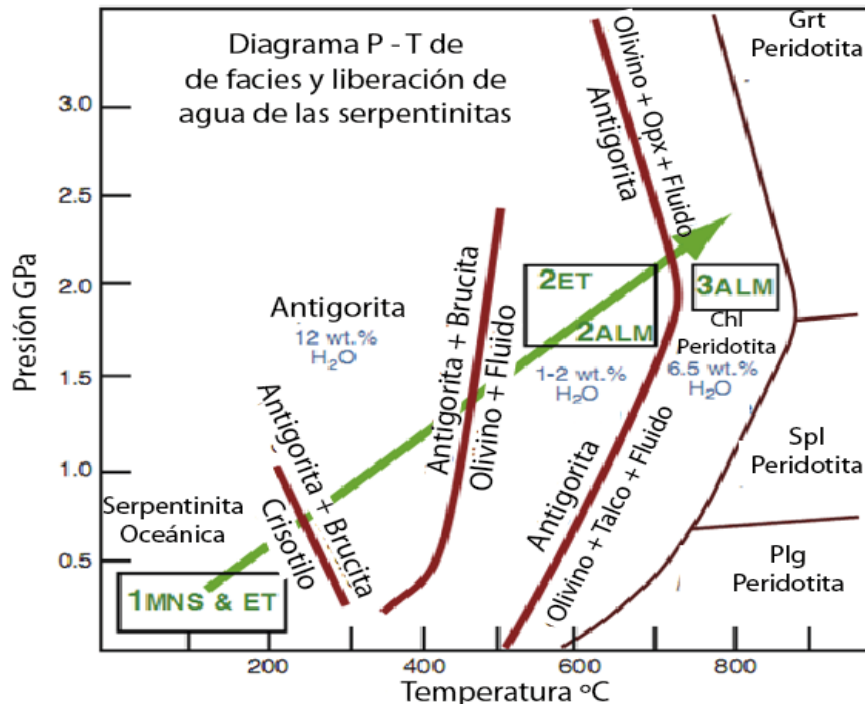


Figura 1. Diagrama de estabilidad de minerales del grupo de la serpentina según (Hilairt y Reynard 2009).

Se ha demostrado que el talco es estable hasta los 800 °C y 5 GPa, es uno de los últimos filosilicatos que se deshidrata durante el proceso de subducción (Escartín et al. 2008). La formación del talco se ve favorecida por altas actividades del SiO₂, del MgO y del H⁺; a través de experimentos se ha demostrado que a altas temperaturas la alteración de los piroxenos favorece el enriquecimiento del calcio disuelto y con ello la formación de talco y tremolita (Mével 2003).

La estabilidad de los minerales del grupo de la serpentina está controlada también por la actividad de la sílice y en función de la temperatura. La liberación de H₂ (según las ecuaciones que forman magnetita) produce ambientes extremadamente reductores (Klein y Bach 2009), que son evidenciados por las aleaciones de Ni-Fe tales como la awaruita que contienen las peridotitas parcialmente serpentinizadas (Frost y Beard 2007; Klein y Bach 2009). La reacción siempre depende de la relación fluido/roca; con lo cual la temperatura de serpentización puede ser más baja que la ocurrida bajo condiciones de saturación de agua (Frost y Beard 2007).

La actividad del SiO₂, durante la serpentización, controla la precipitación de minerales ricos en hierro, como es el caso de la magnetita; de esta forma, en condiciones con alto contenido de SiO₂, lo más probable es que precipite serpentina y brucita rica en hierro,

mientras que en el caso contrario se precipitará magnetita (Bach, W. et al. 2006; Frost y Beard 2007) cuya formación está controlada por la extracción de la sílice de la clorita ($\text{Fe}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$), que origina condiciones extremadamente reductoras (Frost y Beard, 2007).

La magnetita también puede formarse por nucleación sobre cromitas primarias y la reacción del olivino puede producir serpentina y magnetita sin dejar residuos del mineral original; el olivino siempre es más magnesiano y produce brucita (Bucher y Grapes 2011a).

1. 7. Geoquímica de los elementos traza y tierras raras (REE)

Las rocas ultramáficas generalmente tienen concentraciones muy bajas de elementos del grupo de las tierras raras y elementos traza, debido a su comportamiento geoquímico incompatible durante la fusión parcial; es notable que el empobrecimiento decrece desde las dunitas, las harzburgitas hasta las lherzolitas (Lesnov 2010). Sin embargo, el comportamiento durante la serpentinización es aún incierto ya que algunos autores plantean que estos elementos son móviles durante este proceso (Mével 2003; Tenthorey y Hermann 2004; Lesnov 2010; Kodolányi et al. 2011; Deschamps et al. 2013; Marchesi et al. 2013). Otros sugirieron que las serpentinitas tienden a enriquecerse en elementos fluidos móviles (As, Sb, B, Li, Cs, Pb, U, Ba, Sr) debido a que su estructura permite que actúen como “esponjas” que retienen de manera muy efectiva estos elementos (Deschamps et al. 2010; Tenthorey y Hermann 2004).

Diferentes estudios (Deschamps et al. 2010; 2011; Kodolányi et al. 2011) han sugerido que la deshidratación de las serpentinitas es la causa de la firma geoquímica del magmatismo de arco y también son capaces de transportar los elementos fluidos móviles a grandes profundidades en el manto.

No se observa pérdida de elementos fluidos móviles desde las peridotitas abisales a las de ambientes de subducción (Deschamps et al. 2010; 2011; Kodolányi et al. 2011), estos elementos están relativamente enriquecidos en comparación con elementos con compatibilidad similar durante la fusión parcial del manto (Burgath, Marchig y Mussallam 1997; Cawthorn et al. 2005; Li y Lee 2006; Agraniér y Lee 2007; Hattori y

Guillot 2007; Reinhardt et al. 2018), aunque ellos se presentan en concentraciones muy bajas en la magnetita y en la cromita (Deschamps et al. 2011).

En correspondencia a lo antes expuesto por Deschamps et al. (2010; 2011) y Kodolányi et al. (2011) propusieron los comportamientos para estos elementos de la foma siguiente:

1. El olivino se hidrata e incorpora preferencialmente Sb y As.
2. Al hidratarse, el ortopiroxeno tiende a incorporar Pb, Cs, Li y posiblemente Ba.
3. El Ba y el U son incorporados en ambas fases minerales: olivino y ortopiroxeno.
4. La antigorita muestra un intenso enriquecimiento en As y Sb, lo que probablemente puede indicar una fuente sedimentaria de los fluidos.
5. Las rocas ultramáficas de las dorsales oceánicas muestran un pronunciado enriquecimiento en U, además de Cl, Ba y Sr; particularmente también poseen una anomalía positiva de Eu.
6. Los márgenes pasivos tienden a acumular los elementos traza más incompatibles y presentan un particular enriquecimiento en Ba.
7. Las serpentinitas de antearco están caracterizadas por un bajo contenido de elementos traza y muestran el contenido más bajo de Cl; aunque presentan un enriquecimiento en Rb, Cs y Sr.

1. 8. Evolución tectónica de la placa del Caribe

La tectónica del Caribe tiene su origen desde el comienzo de la desintegración de Pangea centro-occidental (alrededor de 180 Ma) iniciada por la separación de la placa Norte Americana y Gondwana, lo que originó la apertura del Atlántico central y generó campos de esfuerzos tensionales y transtensionales, la formación de varios centros de expansión, la compensación por fallas transformantes y el desarrollo de áreas interamericanas (Coleman y Donato 1979). Con este primer evento se relaciona el magmatismo del margen continental (Maze 1984; Bartok 1993; Iturralde-Vinent 1994) y el magmatismo oceánico que conduce a la formación de la corteza oceánica en una cuenca oceánica protocaribeña (Pindell 1994), como una extensión del Atlántico central (Tethys), entre este último y la placa del Pacífico, seguido de repetidos eventos de subducción, que involucran ambas placas y la planicie oceánica caribeña.

Este último evento geodinámico se desencadenó en un evento de colisión vinculado a la convergencia de las placas Protocaribe y Caribe (Lewis et al. 1990; Pindell 1994; Iturralde-Vinent 1998; Meschede y Frisch 1998; Kerr et al. 1999; Pindell y Kennan 2001; Pindell et al. 2011). Durante el último estadio, se formó el Arco de Islas de las Grandes Antillas, el que ahora comprende partes de Cuba, Jamaica, La Española, Puerto Rico e Islas Vírgenes.

Diferentes modelos tectónicos alternativos han sido propuestos para la región caribeña (Meyerhoff 1973; Dengo, G. y Case 1990; Lebron y Perfit 1993; Pindell 1994; Meschede y Frisch 1998; Iturralde-Vinent 1998; Kerr et al. 1999; Giunta et al. 2003; Iturralde-Vinent y Lidiak 2006; Pindell et al. 2006; Hastie y Kerr 2010).

Según Giunta et al. (2003), los principales eventos caribeños se han caracterizado por diferentes regímenes tectónicos (pluma del manto y expansión, acreción y colisión). Estos procesos abarcan el estadio inicial de oceanización protocaribeña, los períodos de acreción por subducciones oceánicas y la fase de colisión que condujo a la presente placa caribeña.

Uno de los aspectos de mayor polémica lo constituye el número de zonas de subducción y su orientación (polaridad), lo que es objeto de amplio debate, en consecuencia, algunos investigadores proponen que han existido una serie de arcos sucesivos y hasta parcialmente simultáneos en el frente de subducción de la placa caribeña (Iturralde-Vinent 1994; Kerr et al. 1999). En tanto, otras opiniones, encabezadas por Pindell consideran que el frente de subducción de la placa caribeña ha sido un solo “Gran Arco” desde inicios del Cretácico (Pindell y Kennan 2009; Pindell et al. 2006; 2011).

Los autores Mattson y Pessagno (1979); Pindell (1994); Pindell y Kennan (2001) han propuesto una edad Aptiana para ese “Gran Arco”. Burke (1988); Duncan y Hargraves (1984) han argumentado sobre la existencia de una inversión de la subducción en el Cretácico Superior. Pindell y Dewey (1982), señalaron la formación de un arco boninítico primitivo o arco de islas primitivo relacionado con una zona de subducción que buza hacia el Sur.

Lebron y Perfit (1993) argumentaron que las calizas del Albiano cubren una inconformidad en las Grandes Antillas, que generalmente separan las lavas del arco de islas primitivo, las toleítas del arco de islas primitivo y las toleítas del arco de islas, de las calcoalcalinas que están encima, lo que permite definir la evidencia de una inversión de la polaridad del arco Aptiano-Albiano en las Antillas, pero esta consideración ha sido refutada por Kerr et al. (1999); Jolly et al. (2001); Iturralde-Vinent (2006) fundamentado en evidencias de Cuba y Puerto Rico.

Pindell et al. (2011) consideraron las toleítas del arco de islas primitivo y las toleítas del arco de islas de las Grandes Antillas generalmente predatan las calco-alcalinas, el tiempo de transición desde las toleítas del arco de islas primitivo y las toleítas del arco de islas (TH) hasta calco alcalina (CA) se ha demostrado que varía por localidad desde el Barremiano hasta el Turoniano (130–90 Ma), algunas veces hasta de manera progresiva (Lewis et al. 2006; Marchesi et al. 2007); según estos autores, este cambio progresivo es debido a otro fenómeno que provoca un cambio abrupto en la composición, más que en la polaridad de la subducción, pertenecen a la misma zona de subducción y sin cambio en el sentido de la polaridad; agregan que los magmas primitivos caribeños, más antiguos, yacen en aparente sucesión estratigráfica con los estratos más jóvenes.

Un tema muy discutido en la geología del Caribe es la naturaleza de las ofiolitas y la posición inicial; ha sido señalada la elevada complejidad de la asociación ultramáfica - máfica en las Grandes Antillas donde es evidente la diversidad en la composición y en la tectónica. Otro problema científico que resalta discernir: ¿cuáles complejos son de procedencia protocaribeña y del Pacífico? (Schellekens 1998; Jolly et al. 2001; Pindell y Kennan 2001; Rankin 2002).

Según Iturralde-Vinent y Lidiak (2004) aquellos cuerpos ultramáficos y máficos más antiguos que la edad del Caribe, tales como Pliensbaquiano (Complejo Duarte de La Española) y Bathoniano (basaltos de Siquisique en Venezuela), son las mejores propuestas de que pertenezcan a la paleolitosfera del Pacífico; en cambio, en otras secciones corticales, la edad del protolito no está bien definida.

1. 9. Metamorfitas vinculadas con ofiolitas

1. 9. 1. Metamorfitas de alta presión

En la composición de los mélanges serpentiniticos que aparecen incluidos en peridotitas tectónicas serpentinizadas del cinturón ofiolítico cubano, suelen destacarse, en diferentes lugares del territorio cubano, bloques de metamorfitas de alta presión, cuyos protolitos son principalmente elementos constituyentes de una corteza oceánica (ofiolíticos) metamorfizados en una zona de subducción, lo que se conoce en la literatura como un complejo de subducción (Somin y Millán 1981; Kubovics et al. 1996; Millán 1996).

De acuerdo con numerosas dataciones de edad absoluta de muestras de bloques tomadas en distintos sitios, este complejo pudo haberse generado en una subducción norteña buzante al sur, suturada antes del inicio del arco volcánico calcoalcalino a partir del Aptiano-Albiano (Millán 1996). Es de señalar que, de 33 dataciones K-Ar realizadas en estas metamorfitas, 20 arrojaron edades entre 100 y 128 millones de años (Iturralde-Vinent y MacPhee 1996).

La ubicación de los bloques de metamorfitas son de oeste a este: olistostromas en el Miembro Vieja de la Fm. Manacas del Eoceno inferior en Guaniguanico; mélange tectónico de Rancho Veloz y ultrabasitas tectónicas serpentinizadas en Santa Clara, en Holguín, en el Alto de la Corea en la Sierra de Cristal (Blanco-Quintero et al. 2011) y en la Sierra del Convento del extremo occidental de la Sierra del Purial (Blanco-Quintero 2003; García-Casco, Iturralde-Vinent y Pindell 2008; Lázaro-Calisalvo et al. 2009).

Las eclogitas típicas, parcialmente diafторitizadas, se componen por la asociación básica de omfacita y granate, las que pueden contener además zoisita y rutilo; debido al metamorfismo retrogresivo en facies de anfíbolita seguido de esquistos verdes, suelen contener diferentes tipos de anfíbol, mica blanca, clinozoisita o epidota, plagioclasa, clorita, esfena; éstas pueden encontrarse en distintas localidades, particularmente en las regiones de Santa Clara y de Holguín (García-Casco et al. 2002).

Investigaciones realizadas con microsonda electrónica en muestras de rocas eclogíticas, una tomada al norte de la ciudad de Santa Clara y otra en la región de Holguín, incluidas

ambas dentro de un mismo tipo de mélanges serpentinitico (García-Casco et al. 2002), demostraron que éstas se tratan de eclogitas anfibolíticas con rutilo accesorio, en las que el granate y la omfacita se asocian paragenéticamente con abundante anfíbol sódico-cálcico.

La inexistencia de efectos difusionales marcados en los halos de los cristales de granate, sugiere que la diaforesis ocurrió justo a continuación del pico del metamorfismo progresivo, donde ocurre un enfriamiento relativamente rápido de las eclogitas durante su exhumación en mélanges serpentiniticos; las investigaciones precisaron que el pico del metamorfismo progresivo de las eclogitas de ambas localidades ocurrió entre 450 – 650 °C y bajo una presión superior a los 15 kilobars, mientras que el metamorfismo retrógrado tuvo lugar a una temperatura inferior a los 500 °C y una presión por debajo de los 10 kilobars.

Son frecuentes las anfibolitas de alta presión, que se componen por anfíbol de tipo hornblenda asociada con plagioclasa ácida, granate, mica blanca, clinozoisita y rutilo, es decir, anfibolitas micáceo granatíferas; en ocasiones pueden encontrarse restos de una eclogita más antigua; los bloques de estas anfibolitas, aunque sin restos eclogíticos, son abundantes en el Alto de la Corea, y forman parte de una secuencia estratificada donde aparecen intercalaciones de cuarcitas metapedernáticas con mica blanca y granate (García-Casco et al. 2008; Blanco-Quintero et al. 2011).

Los esquistos glaucofánicos de grado medio son frecuentes en diferentes localizaciones, donde la glaucofana se asocia con mica blanca, granate, plagioclasa ácida, clinozoisita-epidota o lawsonita y rutilo; se tratan de esquistos glaucofano granato micáceos. Por otra parte, en la región de Santa Clara son frecuentes esquistos glaucofánicos de bajo grado y grano fino (metaturbiditas), donde la glaucofana se asocia con albita, clorita, lawsonita y pumpellita, con grafito como accesorio; se tratan de esquistos glaucofano lawsonito pumpellíticos; en la misma región aparece un esquisto muy particular de composición cuarzo mica blanca psilomelánico (García-Casco et al. 2002).

Cárdenas-Párraga et al. (2012), plantea que en la Sierra del Convento son usuales esquistos bandeados zoisíticos o zoisito clinopiroxénicos, a veces cuarcíferos, de grano fino a medio; puede encontrarse un fels zoisítico. También aparecen jadeititas y rocas

asociadas; es frecuente la presencia de anfibolitas con clinozoisita, plagioclasa ácida y granate, las que aparecen intruidas por granitoides trondhjémíticos esquistosos con mica blanca y zoisita.

1. 9. 2. Metamorfitas de baja presión

Vinculadas con el cinturón ofiolítico cubano se destacan metabasitas de baja presión, las que se derivan, al menos en parte, de gabros y diabasas de la propia asociación ofiolítica, forman bloques incluidos tectónicamente dentro del horizonte del complejo de las peridotitas tectónicas; principalmente se trata de anfibolitas poco plegadas y deformadas que como regla conservan muchos restos de minerales y estructuras magmáticas; que incluyen anfibolitas masivas, con esquistosidad imperfecta o esquistosas y con menor cantidad de restos magmáticos; se componen por la asociación de hornblenda y plagioclasa (oligoclasa hasta labrador). En menor grado también aparecen esquistos o rocas verdes de menor grado metamórfico, cuyos protolitos pueden ser basaltos, diabasas y gabros. Se considera que la reelaboración de estas basitas fue debido a un metamorfismo regional de muy baja presión de tipo oceánico, probablemente relacionado con la génesis de las ofiolitas, ya sea en condiciones de MORB o de suprasubducción, por lo que se suponía la edad como Jurásico Superior a Cretácico Inferior (Millán y Somin 1981).

De acuerdo con datos petrológicos presentadas por García-Casco et al. (2006) una muestra de anfibolita metadiabásica con restos magmáticos, tomada en el cinturón de Perea, en el norte de Cuba central, presentó una asociación metamórfica de magnesiohornblenda con andesina, cuyos parámetros de presión y temperatura fueron de 650 a 800 °C y menos de 3 kilobars; mientras que una muestra de metagabroide tomada en una localidad cercana de la misma faja arrojó unos parámetros de temperatura y presión de 900 a 1100 °C y 3 kilobars en una asociación metamórfica de andesina, anfíbol (pargasita-kaesuitita) y clinopiroxeno, sin restos primarios, que parece corresponder con la facies granulítica de baja presión; por sus características geoquímicas ambas muestras tienen una afinidad calcoalcalina típica de un magmatismo de arco volcánico, pero no de tipo ofiolítico.

CAPÍTULO II. CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS Y GEOLÓGICAS REGIONALES.

En el capítulo se describen las principales características geográficas del área de estudio, relieve, hidrografía, clima, vegetación, economía, las características principales de las ofiolitas septentrionales, tectónica regional y la geología del sector Camarioca Sur.

2. 1. Características geográficas del área de estudio

El área de estudio se encuentra ubicada geográficamente en el extremo nororiental del territorio cubano específicamente en el municipio Moa, provincia Holguín, según el sistema de coordenadas Lambert el sector de estudio se encuentra delimitado por las coordenadas: X: 693 900 – 700 900 y Y: 213 200 – 205 400 (Figura 2).

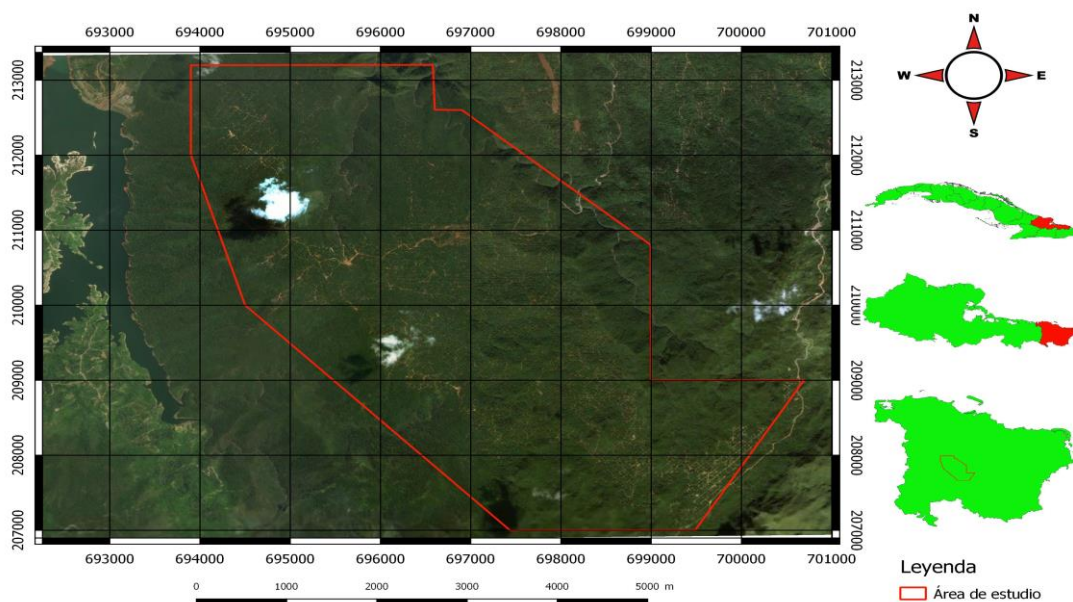


Figura 2. Representación gráfica del mapa de ubicación geográfica del sector Camarioca Sur, Moa, Holguín, Cuba. Escala 1: 10 000.

2. 1. 1. Relieve

El relieve del territorio se caracteriza por el predominio de montañas, las que se manifiestan de forma continua hacia la parte centro sur, con presencia de cimas aplanadas y vertientes abruptas hacia los cursos de aguas principales, destacándose como cota máxima la elevación El Toldo con una altura de 1174,6 metros sobre el nivel del mar; para la región se han determinado dos zonas: una de llanura y otra de montaña (Rodríguez-Infante 1998).

El sector Camarioca Sur se encuentra ubicado específicamente en el borde occidental del bloque morfotectónico de mayor levantamiento de la región, lo que le confiere una mayor inestabilidad e irregularidad en la topografía; aunque predomina el relieve de montañas bajas aplanadas, en su morfología, aparecen numerosos barrancos, escarpes y deslizamientos, así como sectores diseccionados. Los barrancos son frecuentes en la parte alta y media de los ríos que atraviesan el complejo ofiolítico, los que tienen un control estructural, ellos alcanzan su mayor expresión en la parte centro meridional y llegan a desarrollar pendientes de hasta 45° con alturas máximas de 240 m (Figura 3), lo que hace susceptible a estos sectores al deslizamiento y arrastre de los suelos (Valdés-Mariño 2015).

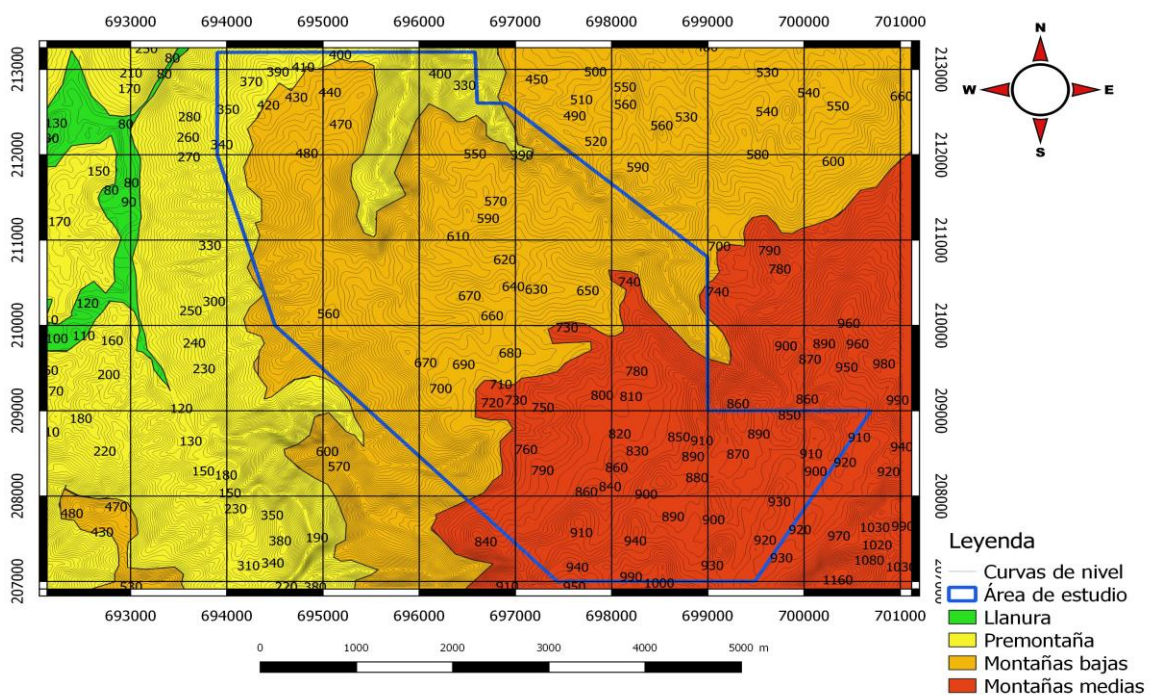


Figura 3. Representación gráfica del mapa geomorfológico del sector Camarioca Sur, Moa, Holguín, Cuba. Escala 1: 10 000.

2. 1. 2. Hidrografía

La red hidrográfica en el sector analizado, aunque mantiene sectores con red dendrítica, presenta un control tectónico; en el sector Camarioca Sur existen numerosos arroyos de montaña, cuyos caudales pueden llegar a ser considerables en épocas de lluvia, disminuyendo en épocas de seca; pueden observarse sectores fluviales con red enrejada (Figura 4).

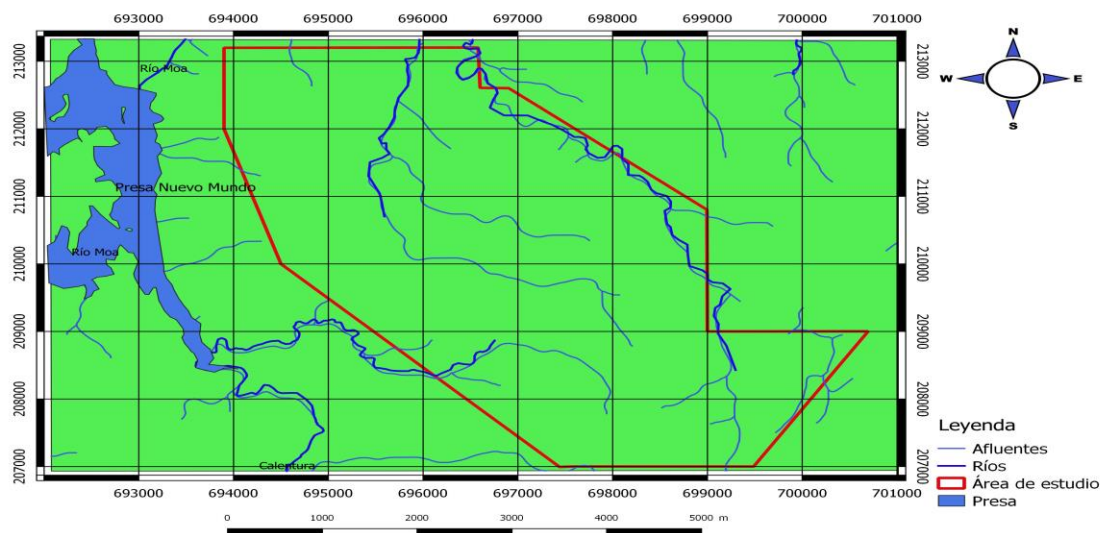


Figura 4. Representación gráfica del mapa hidrográfico del sector Camarioca Sur, Moa, Holguín, Cuba. Escala original 1: 10 000.

2. 1. 3. Clima

El clima de la zona es del tipo tropical húmedo y está influenciado por la orografía, las montañas del grupo Sagua-Baracoa sirven de barrera a los vientos alisios del NE, los que descargan toda la humedad en forma de abundantes precipitaciones en la parte norte de la región; según análisis estadístico referente al comportamiento de las precipitaciones en Moa, el total anual varía entre 767 y 3560 mm, la temperatura media anual oscila entre 22,26 y 30,5 °C, los meses más calurosos son julio, agosto y septiembre y los más fríos enero y febrero; los más lluviosos noviembre y diciembre y los más secos marzo, julio y agosto (Anuario Estadístico Moa 2019).

2. 1. 4. Vegetación

La flora del municipio Moa es muy variada en toda su magnitud, se destaca tanto por su endemismo genérico como específico; también hay especies significativas por considerarse relictos de eras pasadas; la vegetación de la zona forma parte de cinco formaciones vegetales: pinares, pluvisilvas, charrascales, bosques de galería y manglares (Anuario Estadístico Moa 2019).

2. 1. 5. Economía

Las principales actividades económicas de la región son: el desarrollo de la industria minera y el procesamiento de las menas lateríticas níquelíferas, constituyendo una zona del país con dos plantas procesadoras de níquel y cobalto, las empresas Moa Nickel S.A. – PSA y la comandante Ernesto Che Guevara (Anuario Estadístico Moa 2019).

2. 2. Características geológicas regionales.

El área de estudio se encuentra dentro en la región oriental de Cuba, la que desde el punto de vista geológico se caracteriza por la presencia de las secuencias del cinturón plegado cubano y las rocas del Neoautóctono (Pushcharovsky 1988).

En el macizo montañoso Sagua-Moa afloran principalmente unidades oceánicas correspondientes a las ofiolitas septentrionales y a los arcos de islas volcánicas del Cretácico y del Paleógeno (Cobiella-Reguera 1988; 2000; Quintas-Caballero 1989; Iturralde-Vinent 1994; 1998; Proenza-Fernández et al. 1999).

2. 2. 1. Ofiolitas septentrionales

Estas rocas afloran como una serie de cuerpos alargados en la mitad septentrional de la isla de Cuba a lo largo de una franja discontinua de más de 1000 km de largo y hasta 30 km de ancho, entre la localidad de Cajálbana al oeste y Baracoa al este, la franja ocupa un área superior a los 6500 km² (Figura 5). Estos complejos rocosos se encuentran divididos estratigráficamente en las zonas fundamentales siguientes:

- a) una zona de harzburgitas con textura de tectonitas.
- b) una zona de harzburgitas que contiene principalmente cuerpos de dunitas, peridotitas “impregnadas” (con plagioclasas y clinopiroxenos), sills y diques de gabros y pegmatoides gabroicos, así como cuerpos de cromititas; esta zona correspondería a la denominada Zona de Transición de Moho (MTZ- siglas en inglés).
- c) una zona de gabros.
- d) el complejo volcano-sedimentario.

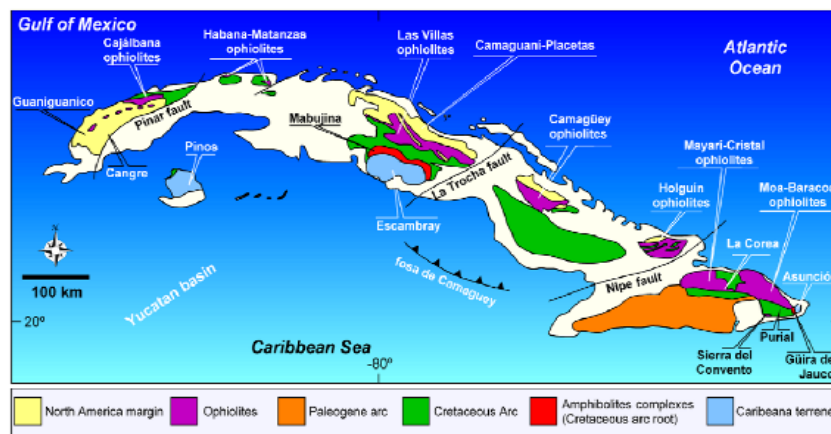


Figura 5. Fotografía del mapa esquemático que muestra la extensión superficial del cinturón ofiolítico cubano (García-Casco et al. 2006).

El complejo peridotítico (tectonitas) se caracteriza por la existencia de harzburgitas, en menor grado websteritas y lherzolitas, con bolsones aislados de dunitas, todas serpentinizadas (Iturralde-Vinent 1998). Las rocas gabroicas están en contacto tectónico con el complejo de tectonitas. Las dimensiones de los cuerpos oscilan entre 1 y 3 km de ancho, por 10 a 15 km de longitud (Fonseca, Zelepuguin y Heredia 1984, Albear et al. 1988) (Figura 6).

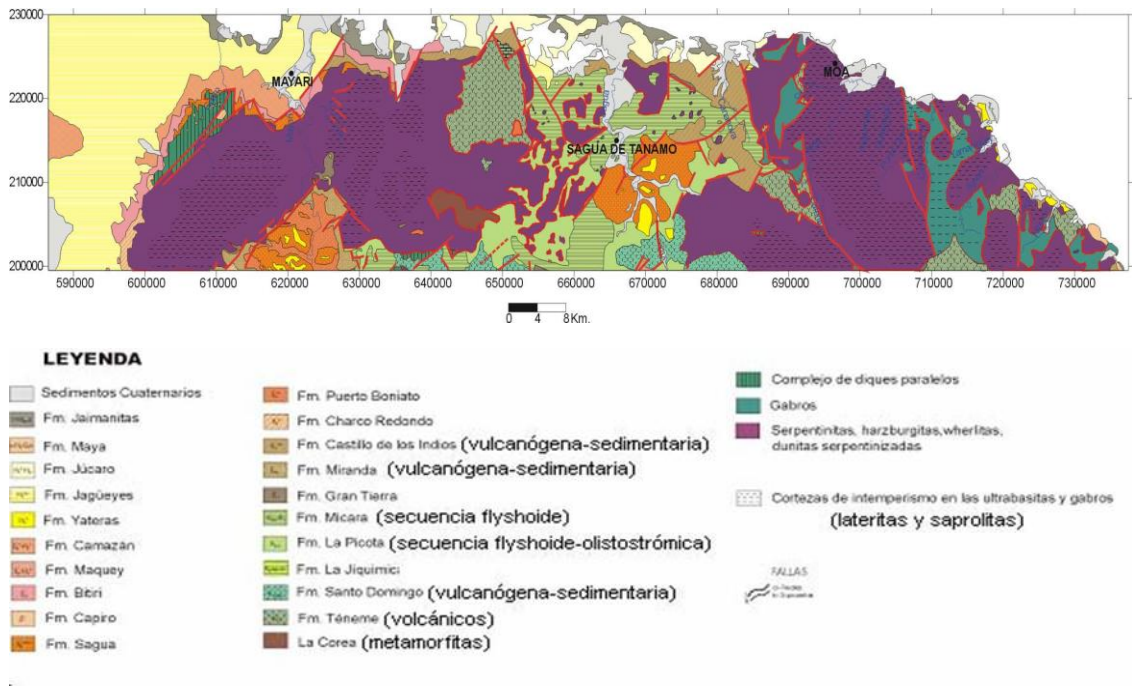


Figura 6. Mapa geológico de la región Mayarí-Sagua-Moa modificado por Albear et al. 1988.

La parte inferior del complejo de gabros se caracteriza por el bandeamiento de las rocas, mientras que la parte superior es isótropa; en este macizo también existen numerosos cuerpos de cromititas y sills de gabros, así como diques de gabros y de pegmatoides gabroicos (Fonseca, Zelepuguin y Heredia 1984; Proenza-Fernández et al. 1998). Los sills de gabros y las cromititas se localizan en la parte más alta de la secuencia mantélica, en la zona de transición entre las peridotitas con texturas de tectonitas y los gabros bandeados.

El complejo transicional (MTZ) está integrado por harzburgitas, lherzolitas y websteritas con bolsones y bandas duníticas, todas serpentinizadas, a veces con cromititas podiformes, diques de gabroides y diques aislados de plagiogranitos. En ocasiones se observan complejos de diques zonados entrecruzados compuestos por plagioclasitas, gabroides y pegmatitas, que impregna una masa de serpentinitas

brechosas, probables representantes de antiguas cámaras magmáticas colapsadas (Iturralde-Vinent 1998).

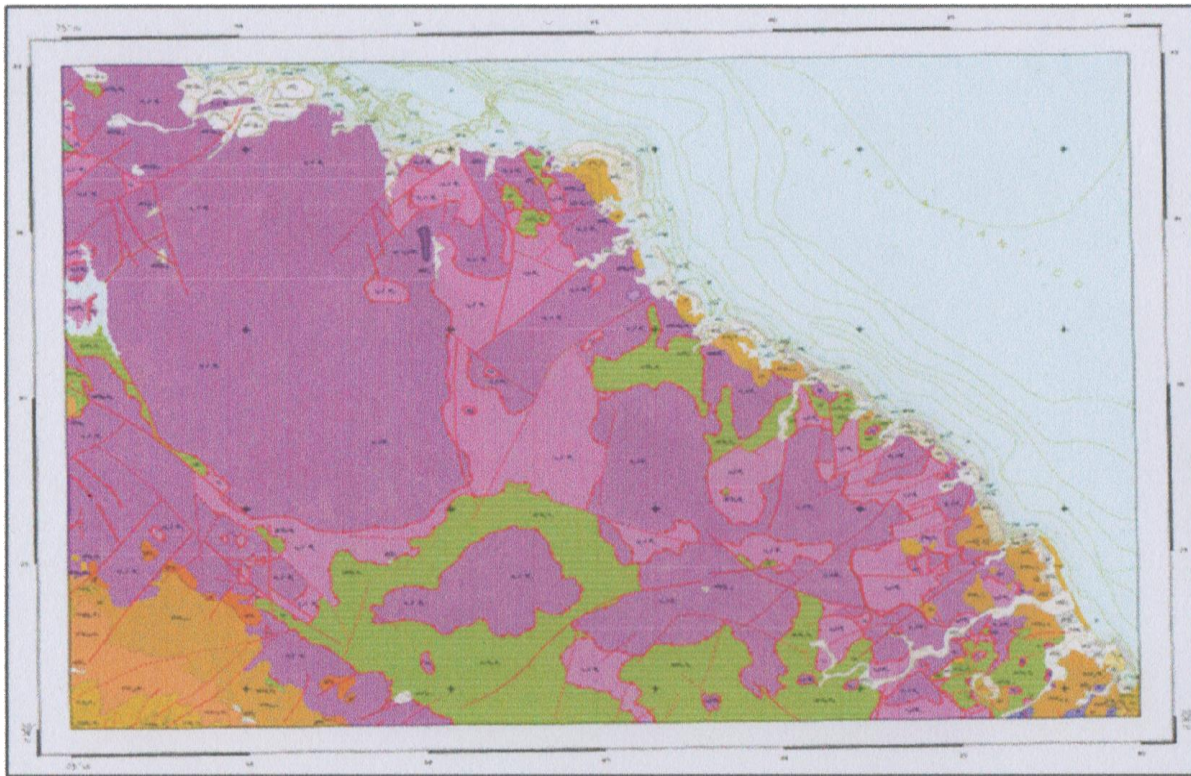
El complejo cumulativo se caracteriza por presentar cúmulos máficos de gabros olivínicos, noritas y anortositas y ultramáficos como lherzolitas, websteritas, harzburgitas y raras dunitas, todos serpentinizados; existen ocasionales cuerpos podiformes y lentes de cromititas; además de los diques gabroides, plagioclasitas y plagiogranitos, en la parte superior de la sección pueden aparecer cuerpos potentes de gabros isotrópicos (Iturralde-Vinent 1998; Corona-Rodríguez, Orozco-Melgar y Rodríguez-Vega 2014).

El complejo de diques paralelos de diabasas no ha sido reconocido en todo el complejo ofiolítico Moa-Baracoa y aunque su presencia ha sido invocada en el extremo noroeste de la Meseta Pinares de Mayarí, los últimos resultados obtenidos indican que los diques de diabasas poseen rasgos geoquímicos propios de arcos de islas (Díaz-Martínez y Proenza-Fernández 2005).

El complejo vulcanógeno-sedimentario contacta tectónicamente con los demás complejos de la secuencia ofiolítica; está compuesto por basaltos amigdaloidales y porfíricos (algunas veces con estructura de almohadillas), con intercalaciones de hialoclastitas, tobas, capas de cherts y calizas; las que afloran en Morel, La Melba, Cañete, Quesigüa y Centeno (Díaz-Martínez y Proenza-Fernández 2005).

2. 2. 2. Arco de islas volcánicas del Cretácico (paleoarco)

Las rocas volcánicas del arco del Cretácico, están datadas desde el Aptiense hasta el Campaniense medio, se relacionan con las rocas ofiolíticas del cinturón septentrional mediante contactos tectónicos. Según Iturralde-Vinent (1994; 1996), el basamento del arco volcánico es una corteza oceánica de edad pre- Aptiense. Las rocas volcánicas y vulcanógeno-sedimentarias del arco Cretácico afloran en la región de estudio y están representadas por las rocas de las formaciones: Santo Domingo y el Complejo Cerrajón (Figura 7).



- HOLOCENO
- HOLOCENO
- PLEISTOCENO - HOLOCENO
- PLEISTOCENO SUPERIOR TEMPRANO
- PLEISTOCENO SUPERIOR - PLEISTOCENO INFERIOR TEMPRANO
- MIOCENO SUPERIOR MESSINIANO - PLEISTOCENO INFERIOR
- MIOCENO MEDIO SERRAVALLIANO - MIOCENO SUPERIOR TORTONIANO
- MIOCENO INFERIOR BURDIGALIANO - MIOCENO MEDIO LANGHIANO
- OLIGOCENO SUPERIOR CHATIANO - MIOCENO INFERIOR AGUTANIANO
- EOCENO SUPERIOR PRIABONIANO
- EOCENO MEDIO LUTECIANO (parte alta) - EOCENO SUPERIOR PRIABONIANO
- EOCENO MEDIO LUTECIANO
- PALEOCENO INFERIOR DANIANO (parte alta) - EOCENO MEDIO LUTECIANO
- PALEOCENO INFERIOR DANIANO
- CRETACICO INFERIOR APTIANO - CRETACICO SUPERIOR TURONIANO

OFIOLITAS

- Acumulados máficos: gabros bandeados, olivínicos, piroxénicos, anfibólicos y troctolitas, gabros isotrópicos anfibolizados y, subordinadamente, plagiogranitos oceánicos (Dioritas, tonalitas y plagiogranitos).
- Zona de transición acumulados ultramáfico-máficos: alternancia de serpentinitas ultramáficas (lherzolitas, wehrlitas) y gabros.
- Acumulados ultramáficos: dunitas, wehrlitas, websteritas y lherzolitas serpentinizadas
- Tectonitas (ultramafitas mantélicas metamórfizadas): serpentinitas harzburgíticas, duniticas y piroxeníticas

ROCAS

- β_1 Diabasas

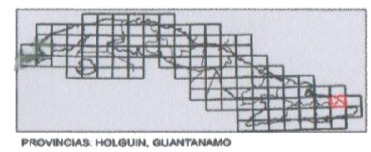
OTROS SIMBOLOS

- Contacto concordante seguro
- Contacto discordante seguro
- Contacto gradacional seguro
- Contacto tectónico seguro
- Contacto tectónico supuesto
- Falla segura
- Falla supuesta
- Falla inferida
- Falla de sobrecorrimiento segura

ESCALA 1:100 000
1cm=1000metros

Curvas de nivel cada 20 metros.
Sistema de alturas Siboney.
Profundidades en metros

| | | |
|------|------|------|
| 5176 | 5276 | |
| 5177 | 5277 | 6377 |
| 5176 | 5276 | 5376 |



© INSTITUTO DE GEOLOGIA Y PALEONTOLOGIA. 2011
Este mapa ha sido confeccionado a partir de la generalización y actualización de los levantamientos geológicos regionales y otros materiales de archivo, con el apoyo de datos geofísicos, la interpretación de imágenes satelitales, determinaciones paleontológicas y petrográficas y comprobaciones de campo. Edición final en el Sistema de Información Geográfica CARIS.

PROYECCION CÓNICA CONFORME DE LAMBERT
GEOCUBA 1ra edición 2003.
La información geológica contenida en el mapa corresponde al grado de conocimiento según fecha dic. 2006

Figura 7. Representación gráfica del mapa geológico Moa, escala 1: 100 000. Fuente: IGP. 2011.

La Fm. Santo Domingo (Albiense -Turonense) está compuesta por tobas y lavabrechas andesíticas, dacitas, tufitas, argilitas, lutitas volcanomícticas, lavas basálticas, liparitodacíticas, conglomerados y calizas; aparecen pequeños cuerpos de pórfidos dioríticos, andesitas y diabasas (Proenza-Fernández y Carralero-Castro 1994; Iturralde-Vinent y MacPhee 1996; Gyarmati, Méndez y Lay 1997; Iturralde-Vinent 1998); se incluyen en esta formación las calizas pizarrosas, finamente estratificadas y muy plegadas de color grisáceo, que afloran en la localidad de Centeno.

Las rocas de la Fm. Santo Domingo se encuentran imbricadas tectónicamente con las ofiolitas de la Faja Mayarí-Baracoa; los contactos coinciden con zonas que presentan una mezcla de bloques de vulcanitas pertenecientes al arco y de ofiolitas (Iturralde-Vinent y MacPhee 1996).

El complejo Cerrajón (Aptiense-Turonense) está compuesto por diques subparalelos de diabasas y gabrodiabasas (Gyarmati y O'Conor 1990; Gyarmati, Méndez y Lay 1997). En la zona de contacto de estas rocas volcánicas con las ofiolitas, las mismas se encuentran deformadas, generalmente trituradas hasta formar brechas; en ocasiones los contactos coinciden con zonas fisuradas y foliadas, o con masas caóticas que contienen mezcla de bloques de ofiolitas y vulcanitas cretácicas (Iturralde-Vinent y MacPhee 1996; Iturralde-Vinent 1998; Cobiella-Reguera 2000).

2. 2. 3. Cuencas de "piggy back" del Campaniense Tardío-Daniense

Estas cuencas se desarrollaron sobre las rocas pertenecientes al arco de islas volcánicas y están representadas en la región por las formaciones Mícara, La Picota y Gran Tierra; todas con un gran componente terrígeno, con clastos de la asociación ofiolítica y rocas pertenecientes al arco (Figura 7).

La Fm. Mícara, de edad Maestrichtiano-Paleoceno, está compuesta por fragmentos y bloques procedentes de la secuencia ofiolítica y de las rocas volcánicas cretácicas; la secuencia inferior es de tipo molásica y la superior de tipo flysch. El límite inferior no se ha observado, pero se supone discordante sobre la formación Santo Domingo (Cobiella-Reguera et al. 1977; Quintas-Caballero 1989; 1996; Gyarmati y O'Conor 1990).

La Fm. Picota, de edad Maestrichtiense, es una secuencia típicamente olistostrómica; posee una composición muy variable en cortas distancias, a veces con apariencia brechosa y en ocasiones conglomeráticas; de acuerdo a las características de esta formación se estima que la misma se acumuló a finales del Cretácico e incluso en el Paleoceno inicial, asociada al emplazamiento de las ofiolitas, que constituyeron su principal fuente de suministro; aflora en los flancos meridionales de la Sierra Cristal, cuenca de Sagua de Tánamo, la base de la Sierra del Maquey y en la meseta de Caimanes.

La Fm. Gran Tierra, se compone de calizas brechosas, conglomerados volcanomícticos, brechas, margas, tobas, calizas organo-detríticas, areniscas volcanomícticas con cemento calcáreo, lutitas y tufitas (Quintas, Cobiella y Campos 1985). En algunas localidades los depósitos Maestrichtiense-Daniense de tipo olistostrómico-flyschoides (formaciones Mícará y La Picota), transicionan a la secuencia del Daniense-Eoceno Superior (formaciones Gran Tierra, Sabaneta, Charco Redondo y San Luis) (Iturralde-Vinent y MacPhee 1996; Iturralde-Vinent 1998; Cobiella-Reguera 2000).

En consecuencia, estas formaciones constituyen un registro temporal del proceso de emplazamiento tectónico (obducción) de las ofiolitas, el que estuvo enmarcado en el tiempo de desarrollo de estas cuencas.

2. 2. 4. Arco volcánico (arco volcánico Terciario)

Entre el Paleoceno y el Eoceno, se desarrolló otro régimen geodinámico de arco de islas volcánicas en Cuba; esta actividad volcánica estuvo restringida fundamentalmente a la parte oriental de la isla y sus productos se consideran como materiales distales del vulcanismo paleogénico. Las secuencias están compuestas por tobas vitroclásticas, litovitroclásticas, cristalovitroclásticas con intercalaciones de tufitas calcáreas, areniscas tobáceas, calizas, conglomerados tobáceos, lutitas, margas, gravelitas, conglomerados volcanomícticos y algunos cuerpos de basaltos, andesitas y andesitas-basálticas, los que alcanzan hasta 60 m de espesor, que constituyen la Formación Sabaneta (Proenza-Fernández y Carralero-Castro 1994; Iturralde-Vinent y MacPhee 1996; Proenza-Fernández 1997; Iturralde-Vinent 1998) la que yace sobre una secuencia de transición que contiene finas intercalaciones de tufitas (Fm. Gran Tierra) (Iturralde-Vinent 1996) o descansa discordantemente sobre las formaciones Mícará y La Picota y sobre las

ofiolitas y vulcanitas cretácicas (Nagy et al. 1976). La formación Sabaneta flora en los flancos septentrional y meridional de la Sierra Cristal, en la cuenca de Sagua de Tánamo, en un área extensa de la región de Cananova hasta Farallones y en un pequeño bloque en Yamanigüey.

2. 2. 5. Cuencas postvolcánicas

Las cuencas desarrolladas hasta el Eoceno Superior están formadas, en sus inicios por rocas carbonatadas de mares profundos, las que transicionan a rocas terrígenas; las secuencias estratigráficas del Eoceno Medio-Oligoceno están representadas por las formaciones Puerto Boniato, Charco Redondo, Sierra de Capiro, Cilindro, Mucaral y Maquey.

La Fm. Puerto Boniato (Eoceno Medio) está representada por una alternancia de calizas organodetríticas aporcelanadas, algáceas y margas, con finas intercalaciones de sílice, limolitas y lutitas. En su corte predominan las calizas, de forma subordinada está la presencia de tufitas y areniscas tobáceas calcáreas; cercano al contacto con la Formación Caney se observan horizontes de rocas piroclásticas (Nagy et al. 1976).

Las calizas se presentan masivas y estratificadas, lenticulares y organógenas, de colores cremas, verdosos, rojizos y gris, constituidas fundamentalmente por organismos planctónicos. La calcita se presenta con textura cripto a microcristalina, en ocasiones teñidas por óxidos e hidróxidos de hierro y también con mezclas de minerales arcillosos. Se observa aporte variable de material tobáceo, de granulometría psamítica, representada por granos de plagioclasas, clinopiroxenos, anfíboles y rocas efusivas.

La Fm. Charco Redondo (Eoceno Medio) está compuesta por calizas compactas organodetríticas, fosilíferas, de color variable; en la parte inferior del corte son frecuentes las brechas; en la parte media predomina la estratificación gruesa, mientras que en la superior la fina (Cobiella-Reguera et al. 1977; Cobiella-Reguera 1978; Quintas-Caballero 1989; Gyarmati y O’Conor 1990).

La Fm. Sierra de Capiro pertenece al Eoceno Superior, se compone de lutitas y margas con intercalaciones de lutitas y conglomerados con fragmentos de calizas arrecifales, serpentinitas y rocas volcánicas (Cobiella-Reguera et al. 1977; Cobiella-Reguera 1978; Quintas-Caballero 1989; Gyarmati y O’Conor 1990) aflora a lo largo de toda la costa en la región de Yamanigüey en forma de franja.

La Fm. Cilindro, perteneciente al Eoceno Medio-Superior, se compone de conglomerados polimícticos con estratificación lenticular y a veces cruzada, débilmente cementada con lentes de areniscas que contienen lignito; la matriz es arenítica polimíctica, con contenido de carbonato (Quintas-Caballero 1989; Gyarmati y O'Conor 1990; Crespo-Cabrera 1996).

La Fm. Mucaral, de edad Eoceno Medio-Oligoceno Inferior, está compuesta por margas con intercalaciones de calizas arcillosas, areniscas polimícticas, conglomerados polimícticos, lutitas y tobas (Quintas-Caballero 1989; Gyarmati y O'Conor 1990).

La Fm. Maquey, de edad Oligoceno-Mioceno Inferior, está compuesta fundamentalmente por alternancia de lutitas, areniscas, arcillas calcáreas y por un espesor variable de calizas biodetríticas (Cobiella-Reguera 1988; Quintas-Caballero 1989; Crespo-Cabrera 1996).

2. 2. 6. Neoautóctono

El "Neoautóctono" está constituido por formaciones sedimentarias depositadas en régimen de plataforma continental que yacen discordantemente sobre las unidades del cinturón plegado. Las rocas del Neoautóctono constituyen una secuencia terrígeno-carbonatada poco deformada que aflora en las cercanías de la costa; forman una franja que cubre discordantemente a los complejos más antiguos, estructuralmente se caracterizan por su yacencia monoclinal de bajo ángulo u horizontal (Quintas-Caballero 1989; Iturralde-Vinent 1994; Iturralde-Vinent 1996; Rodríguez-Infante 1998). Son representativas de esta secuencia las formaciones Cabacú, Yateras, Jagüeyes, Majimiana, Júcaro, Río Maya y Jaimanitas.

La Fm. Cabacú (Oligoceno Medio-Mioceno Inferior) está compuesta por gravelitas, areniscas y lutitas polimícticas (provenientes principalmente de ultramafitas y vulcanitas) con cemento débilmente arcilloso-calcáreo y a veces algunos lentes de margas arcillosas en la parte inferior (Nagy 1976; Quintas-Caballero 1989; Gyarmati y O'Conor 1990).

La Fm. Yateras (Mioceno Inferior) se compone de alternancia de calizas biodetríticas y detríticas y calizas biogénicas de granos finos a gruesos, duras, de porosidad variable y

a veces aporcelanadas (Iturralde-Vinent 1976; Nagy 1976; Cobiella-Reguera 1978; Gyarmati y O'Conor 1990; Crespo-Cabrera 1996).

La Fm. Jagüeyes (Mioceno Medio) se compone de lutitas, areniscas, gravelitas polimícticas de matriz arenácea y arcillosa, con escaso cemento carbonático y margas arcillosas y arenáceas; esta formación se caracteriza por ser fosilífera, en la cual alternan calizas biodetríticas, biohémicas, calcarenitas y arcillas; las arcillas y lutitas, pueden ser yesíferas (Nagy 1976; Albear et al. 1988; Mason 1990).

La Fm. Júcaro (Mioceno Superior-Plioceno) está compuesta por calizas generalmente arcillosas, calcarenitas, margas, lutitas, a veces con gravas polimícticas y arcillas yesíferas (Nagy 1976; Gyarmati y O'Conor 1990); esta formación aflora por toda la costa entre la región de Cananova y Yamanigüey.

La Fm. Majimiana está constituida por calizas organodetríticas típicas de complejos arrecifales y bancos carbonatados con intercalaciones de margas, las secuencias de esta formación, presentan bruscos cambios faciales en cortas distancias, que contiene una abundante fauna de foraminíferos bentónicos y planctónicos, que ha permitido asignarle una edad Oligoceno Superior hasta el Mioceno. La Fm. aflora en la región de Yamanigüey, forma una franja por toda la costa; se presenta en forma paralela al litoral, con un relieve poco accidentado representado por pequeñas colinas onduladas de poca pendiente (Nagy 1976; Gyarmati y O'Conor 1990).

La Fm. Río Maya (Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior) está compuesta por calizas biohémicas algáceas y coralinas muy duras, de matriz micrítica, frecuentemente aporcelanadas, contiene además corales en posición de crecimiento, así como subordinadamente moldes y valvas de moluscos, todas muy recristalizadas, las calizas frecuentemente están dolomitizadas (Nagy 1976; Gyarmati y O'Conor 1990).

La Fm. Jaimanitas (Pleistoceno Medio-Superior) se compone de calizas biodetríticas masivas, generalmente carsificadas, muy fosilíferas, contiene conchas bien preservadas y corales de especies actuales y ocasionalmente biohermas (Gyarmati y O'Conor 1990).

2. 3. Tectónica regional

Desde el punto de vista tectónico, el área analizada, se ubica dentro del denominado Bloque Oriental Cubano, el mismo constituye el más oriental de los tres grandes

bloques tectónicos en que ha sido subdividida la estructura geológica del territorio cubano (Figura 8). Sus límites se encuentran definidos por los sistemas de fallas regionales siguientes:

- Sistema de fallas Cauto-Nipe.
- Sistema de fallas rumbo-deslizantes Bartlett-Caimán.
- Falla de sobrecorrimiento Sabana.

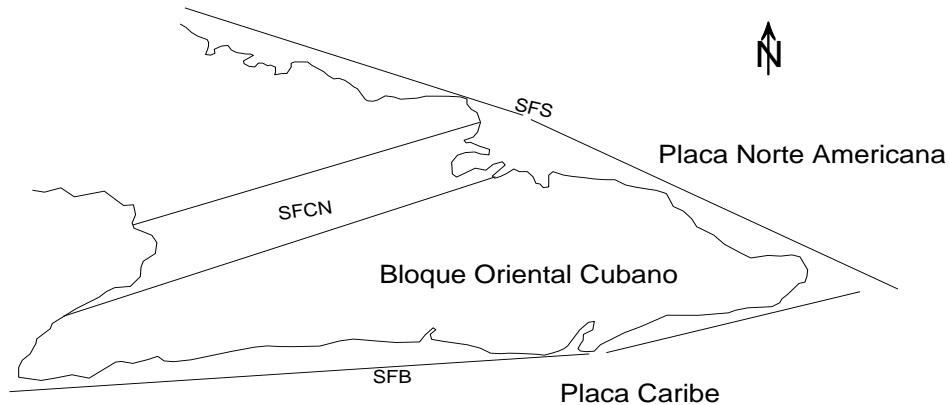


Figura 8. Esquema tectónico del bloque oriental cubano. Nombre de los Sistemas de Fallas: SFS, Sistema de Falla Sabana; SFB, Sistema de falla Bartlett; SFCN, Sistema de Fallas Cauto-Nipe. Fuente: (Blanco-Quintero 2003).

En las secuencias más antiguas (rocas metamórficas y volcánicas), de edad Mesozoica, existen tres direcciones fundamentales de plegamientos: noreste-suroeste; noroeste-sureste y norte-sur, esta última, característica para las vulcanitas de la parte central del área.

Las deformaciones más complejas se observan en las rocas metamórficas; en algunas zonas aparecen fases superpuestas de plegamientos (Campos-Dueñas 1983; 1991). A fines del Campaniano Superior - Maestrichtiano ocurrió la extinción del arco volcánico Cretácico cubano, iniciándose la compresión de sur a norte que originó, a través de un proceso de acreción, el emplazamiento del complejo ofiolítico, según un sistema de escamas de sobrecorrimientos con mantos tectónicos altamente dislocados, de espesor variable y composición heterogénea.

Los movimientos de compresión hacia el norte culminaron con la probable colisión y obducción de las paleounidades tectónicas del Bloque Oriental Cubano sobre el borde pasivo de la Plataforma de Bahamas. En las rocas paleogénicas y eocénicas la dirección

de plegamiento es este-oeste, mientras que las secuencias del Neógeno poseen yacencia monoclinual u horizontal (Campos-Dueñas 1983; 1991).

Los movimientos verticales originaron la formación del sistema de horts y grabens que caracterizan los movimientos tectónicos recientes, pero hay que tener en cuenta la influencia que tienen sobre Cuba Oriental los desplazamientos horizontales que ocurren a través de la falla Oriente (Bartlett-Caimán) desde el Eoceno Medio - Eoceno Superior, que limita la Placa Norteamericana con la Placa del Caribe, generándose un campo de esfuerzos de empuje con componentes fundamentales en las direcciones norte y noreste, que a su vez provocan desplazamientos horizontales de reajuste en todo el Bloque Oriental Cubano (Figura 9).

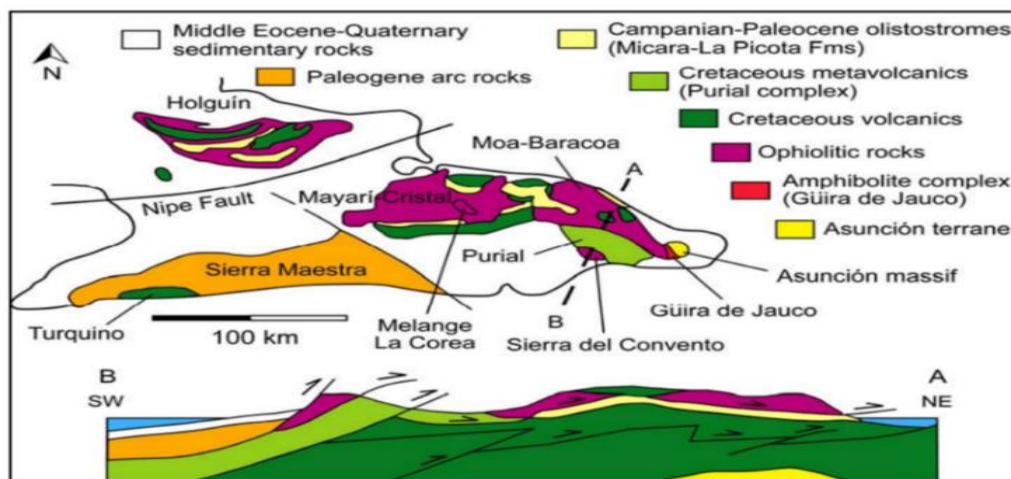


Figura 9. Esquema geológico de las principales unidades geológicas de Cuba oriental y su relación con las ofiolitas (Iturralde - Vinent 1994).

2. 4. Geología del sector Camarioca Sur

En el sector Camarioca Sur se efectuaron tareas de exploración geológica basada en una red de 100,0 x 100,0 metros, identificándose las rocas ultramáficas del basamento sobre el que se desarrolló la corteza de intemperismo con menas de Fe - Ni - Co (Sitnikov 1976).

Entre las rocas aflorantes del basamento se destacan las peridotitas y serpentinitas; en menor grado de abundancia aparecen diferentes variedades de gabros y disseminaciones de espinelas cromíferas (Figura 10), (Aleojin et al. 1977; Muñoz-Gómez et al. 2007).

En correspondencia con los trabajos efectuados por Sitnikov (1976), las peridotitas están representadas por dunitas y harzburgitas serpentinizadas y en casos aislados por

lherzolitas y wherlitas. Asimismo, se identifican áreas con la presencia de serpentinitas, compuestas por antigorita, asociadas a las zonas de fallas (Figueras-Serrano et al. 2012).

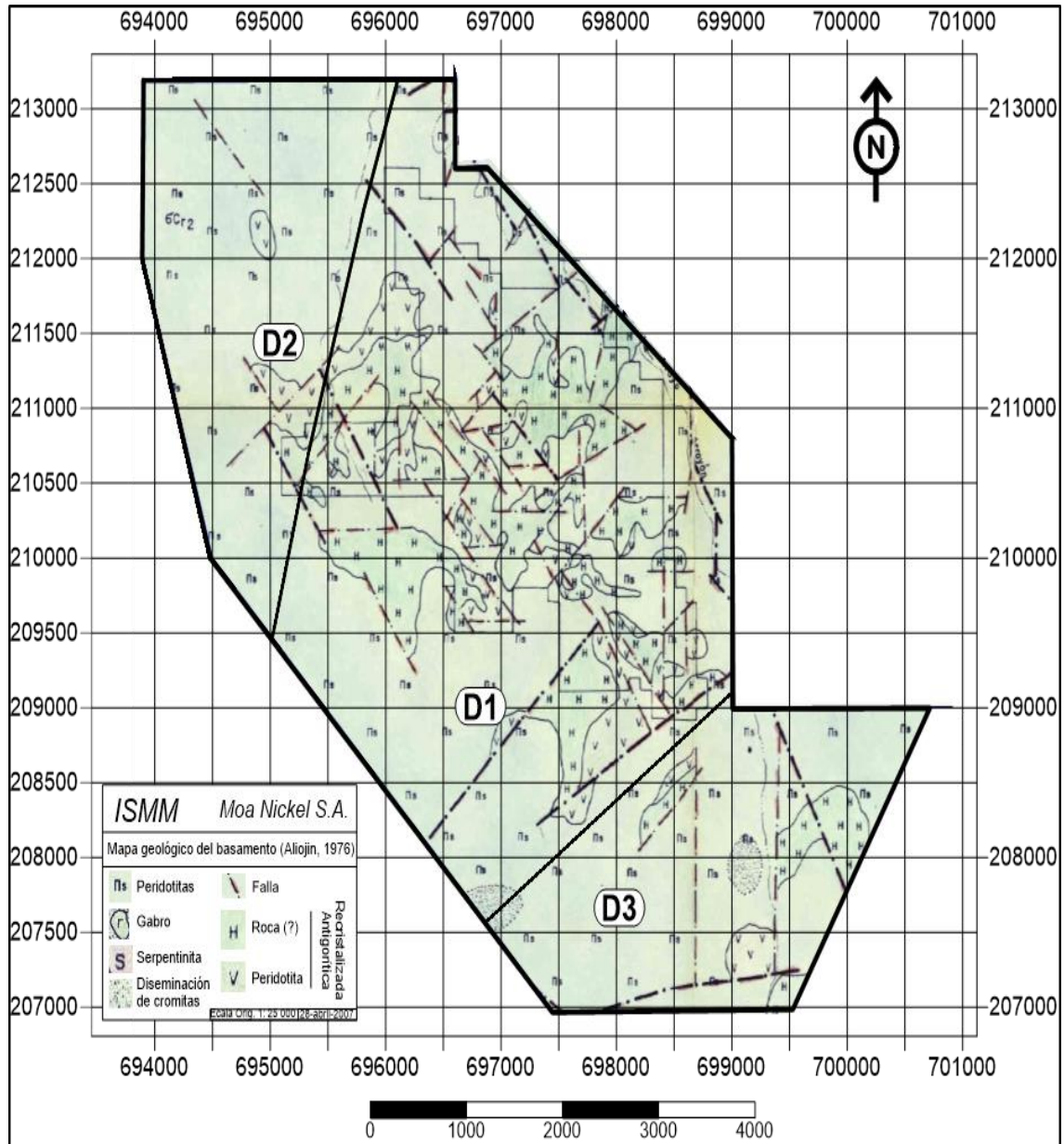


Figura 10. Representación gráfica del mapa geológico del basamento de Camarioca Sur (Aleojin et al. 1977) con escala original 1:25 000, con los dominios geológicos (D) (Muñoz-Gomez et al. 2007).

Las características geológicas del área de estudio son complejas, debido a que existe una distribución heterogénea de los diferentes tipos de rocas las que presentan génesis diferentes (Figueras-Serrano et al. 2012).

Las rocas predominantes en el sector son ultramáficas del complejo mantélico las que están afectadas en mayor o menor grado por procesos metamórficos como:

serpentinización, cloritización, talcitización, antigoritización, anfibolitización y carbonatización (Valdés-Mariño et al. 2019).

Las rocas mantélicas forman parte de un conjunto de mantos de cabalgamiento que constituyen fragmentos del manto superior y de la corteza oceánica, que han sido emplazados tectónicamente por encima de las secuencias de rocas pertenecientes al antiguo arco de islas volcánicas del Cretácico en el Maastrichtiano-Campaniano (Iturralde-Vinent y Lidiak 2006).

Petrológicamente el sector se caracteriza por la presencia de dunitas, harzburgitas, peridotitas, serpentinitas, esquistos antigoríticos, esquistos cloríticos, rocas anfibolitizadas y diques de leucocráticos; encima de estas rocas se desarrollan diferentes espesores de cortezas de intemperismo las que ocupan una gran extensión superficial (Figueras-Serrano et al. 2012; Valdés-Mariño 2015) (Anexo 1).

El sector Camarioca Sur se encuentra en el límite occidental de un bloque de máximo ascenso tectónico, el que es afectado por estructuras disyuntivas de diferentes períodos de la evolución geotectónica, lo que determina el alto grado de complejidad del mismo. Las fallas más antiguas se corresponden al período de compresión hacia el norte que culminó con la probable colisión y obducción de las paleounidades tectónicas del Bloque Oriental Cubano sobre el borde pasivo de la Plataforma de Bahamas que ocurrió en el Eoceno Medio (Morris et al. 1990; Pindell y Barret 1990; Lewis et al. 2006). Otros investigadores consideran que este proceso sólo se alcanzó hasta el Paleoceno Inferior (Iturralde-Vinent 1996; Proenza-Fernández y Melgarejo 1998).

Las mediciones realizadas en los sistemas de grietas indican un predominio de la dirección NW–SE, las zonas de fallas se identifican, por la presencia de sílice en los sistemas de grietas (Figueras-Serrano et al. 2012), (Anexo 2).

CAPÍTULO III. METODOLOGÍA Y VOLUMEN DE LOS TRABAJOS REALIZADOS.

Introducción

En el capítulo se describe la metodología y los volúmenes de los trabajos realizados, la investigación se desarrolló en cuatro etapas: estado del conocimiento, trabajo de campo, trabajo de laboratorio y procesamiento de la información; la utilización de diversos materiales y aplicación de varios métodos empíricos y teóricos como: la observación, medición, análisis-síntesis, abstracción-integración, inductivo-deductivo, hipotético-deductivo, histórico y dialéctico, que permitieron caracterizar petrológica y geoquímicamente las rocas del basamento que afloran en el sector Camarioca Sur, Moa (Figura 11).

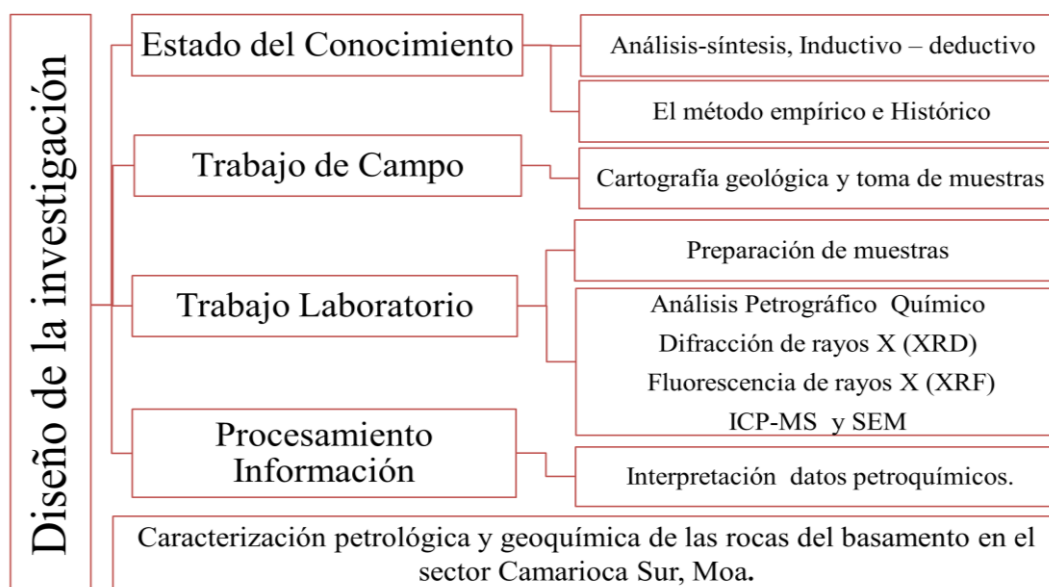


Figura 11. Flujograma de la investigación.

3. 1. Estado del conocimiento

Durante esta etapa se analizó el marco-teórico conceptual sobre el tema de la investigación y se consultaron más de 250 trabajos previos; se hizo énfasis en el estado actual del conocimiento sobre las ofiolitas a nivel global y en Cuba, se evaluó el nivel de comprensión acerca de la constitución de las ofiolitas, en particular de la región Moa-Baracoa, de acuerdo con la información de libros, artículos y trabajos científicos, algunos inéditos, de esta forma se describen insuficiencias y avances en el conocimiento de las ofiolitas de Cuba y de la asociación Ofiolítica Moa-Baracoa, sector Camarioca

Sur. Para la catalogación se utilizaron las normas ISO 690 - 1 y 2, y para la descripción bibliográfica, el gestor Mendeley 1.19.

Durante el desarrollo de esta etapa se utilizaron los métodos teóricos:

1. Análisis-síntesis: durante el análisis del marco referencial para alcanzar la comprensión sobre los datos e información que hasta el momento se tienen, acerca de los componentes oceánicos que constituyen las ofiolitas y criterios sobre su génesis, composición y factores que definen diferentes tipos de menas y su origen.
2. Inductivo-deductivo: en el análisis del marco histórico e interpretación de los datos, para comparar los hechos singulares y resultados de su medición con criterios y rasgos generales del comportamiento de objetos similares en Cuba.
3. Histórico: en la recopilación de los antecedentes del tema estudiado, para el desarrollo del marco referencial, relacionado con la geología regional y local del complejo ofiolítico Moa-Baracoa y conocer acerca de la evolución en el tiempo, sobre el conocimiento del sector Camarioca Sur.
4. El método empírico utilizado fue la observación, durante la obtención de la información primaria del objeto de estudio y durante los trabajos de campo, para el reconocimiento de las asociaciones litológicas y la estructura de las ofiolitas.

3. 2. Trabajos de campo

El trabajo de campo se desarrolló en varias campañas de corta duración; el objetivo general de la cartografía geológica en esta área fue realizar un mapa geológico donde se representaron las características geológicas a escala 1: 3 500, la base topográfica se realizó a partir del modelo digital del terreno (MDT) de la Empresa Geocuba Oriente Norte (Figura 12).

El trabajo de campo partió de la utilización de materiales primarios compilados durante trabajos anteriores como los siguientes: informe sobre la exploración orientativa del yacimiento Camarioca con el cálculo de reservas (Sitnikov 1976); sobre los resultados de los trabajos de exploración geológica detallada y orientativa realizada en el yacimiento “Punta Gorda” (Aleojin et al. 1977); informe final sobre los trabajos de levantamiento geológico en escala 1:50 000 y búsqueda acompañante en el polígono CAME V, Guantánamo (Gyarmati y O’Conor 1990); informe de la exploración

orientativa del yacimiento, las Camariocas sectores Camarioca Este (IV), Camarioca Norte (V) y Camarioca Sur (VI) para la evaluación de las menas lateríticas ferroniquelíferas cobaltíferas (Pérez y Ortiz 1994); reporte final de la exploración geológica del yacimiento Camarioca Sur Fase II (Lavaut-Copa 2005); caracterización de los dominios geológicos en las concesiones mineras Camarioca Norte y Camarioca Sur (Muñoz-Gómez et al. 2007); informe de los trabajos de exploración detallada para la elevación de categoría de los recursos del yacimiento Camarioca Sur (Figueras-Serrano et al. 2012) y la variabilidad de los perfiles lateríticos en los yacimientos ferroniquelíferos de Moa (Muñoz-Gómez, Rodríguez-Infante y Barea-Pérez 2015); así como la determinación de las diferentes asociaciones litológicas que afloran en el sector Camarioca Sur, además de identificar el desarrollo de la corteza de intemperismo para la selección de áreas perspectivas para la explotación de yacimiento laterítico Camarioca Sur (Fernández-Diéguez 2011; Novela-Leovigildo 2013; Leyva-Labañino 2015; Flores-Sanz 2019).

Lo que nos lleva a profundizar en el conocimiento petrológico, geoquímico y mineralógico de las rocas del basamento aflorantes en el sector Camarioca sur, a partir de aplicación de técnicas analíticas modernas que permitan discernir la génesis y ambiente de formación, para contribuir al conocimiento del complejo ofiolítico Moa-Baracoa y a la Geología de Cuba Oriental.

Se reconocen las alteraciones que han sufrido estas rocas: talcitización, carbonatización, antigorización, anfibolitización como un proceso regional, donde se evidencia que de norte a sur del sector Camarioca Sur disminuye la talcitización y se incrementa la carbonatización cuestión esta que debe ser estudiada mas profundamente en el futuro.

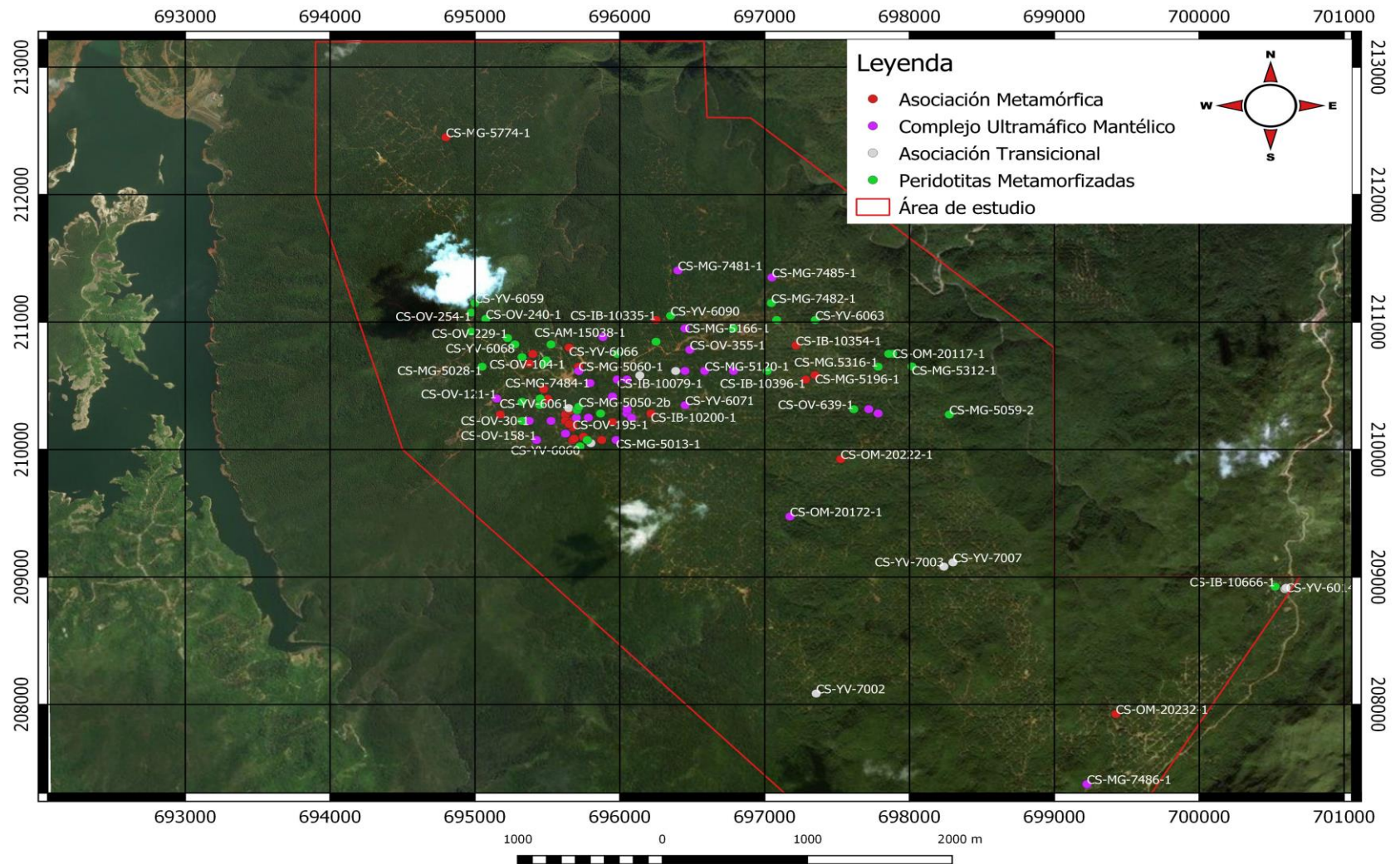


Figura 12. Representación gráfica del mapa de datos reales, sector Camarioca Sur.

Las muestras de rocas fueron tomadas durante los itinerarios geológicos de levantamiento a escala 1:3500, según perfiles coincidentes con las líneas de perforación E-W correspondientes a la red de exploración 33.33 x 33.33 m, con el objetivo de documentar y tomar muestras de los afloramientos en el área de estudio, figura 13 (a y b). El método de toma de muestras utilizado fue el de fragmentos de rocas, el tamaño de las muestras tomadas fue aproximadamente de 10x8x8 cm; se escogieron las rocas menos alteradas por los procesos de meteorización.

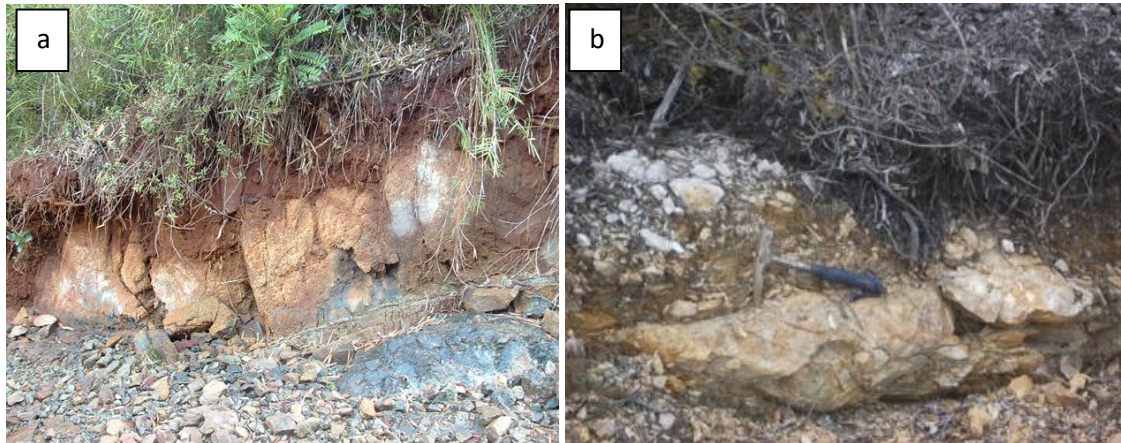


Figura 13. Fotografía de afloramientos de antigorititas (a) y diques leucocráticos (b).

3. 3. Trabajos de laboratorio

Se aplicaron un conjunto de técnicas convencionales para identificar los tipos de roca; se ejecutaron técnicas analíticas de avanzada para determinar la concentración de elementos traza y fases minerales.

Preparación de muestras

La preparación de láminas delgadas y pulidas se realizaron en los laboratorios de preparación de muestras de la Universidad de Moa, en el Instituto de Geología de la Academia de Ciencias de China y en la Universidad de Alicante, España. Donde se seleccionaron 91 muestras para los análisis petrográficos, mineralógicos y geoquímicos (Tabla 1).

Tabla 1. Relación de muestras analizadas.

| Tipos de rocas | No. de muestra |
|----------------------------------|---|
| Dunitas (7) | CS-IB-10077-1, CS-IB-10079-1, CS-MG-5013-1, CS-MG-5059-A1, CS-MG-7484-1, CS-MG-7485-1, CS-OV-121-1. |
| Harzburgitas (22) | CS-IB-10060-1, CS-OV-635-1, CS-MG-5116-1, CS-MG-5126-1, CS-OV-355-1, CS-AM-15005-1, CS-AM-15038-1, CS-IB-10011-1, CS-IB-10026-1, CS-MG-5120-1, CS-MG-5166-1, CS-MG-7481-1, CS-MG-7486-1, CS-OV-150-1, CS-OV-158-1, CS-OV-30-1, CS-OV-636-1, CS-YV-6070, CS-YV-6071, CS-OV-177-1, CS-OV-196-1, CS-MG-5048-1. |
| Serpentinitas (17) | CS-IB-10090-1, CS-MG-5222-1, CS-YV-6090, CS-MG-5048-2, CS-MG-5312-1, CS-OV-104-1, CS-OV-200-1, CS-OV-240-1, CS-OV-51-1, CS-OV-639-1, CS-YV-6060, CS-MG-7482-1, CS-OV-95-1, CS-OV-132-1, CS-OM-20117-1, CS-OV-163-1, CS-YV-6063. |
| Serpentinitas antigoríticas (12) | CS-MG-5316-1, CS-MG-5059-2, CS-MG-5070-1, CS-AM-15019-1, CS-IB-10666-1, CS-MG-5145-1, CS-OM-20116-1, CS-OV-254-1, CS-OV-229-1, CS-MG-5050-1a, CS-MG-5050-2b, CS-YV-6065, |
| Antigorititas (4) | CS-YV-6062, CS-YV-6068, CS-MG-5074-1, CS-YV-5079. |
| Peridotita plagioclásica (2) | CS-IB-10109-1, CS-YV-6072. |
| Diques leucocráticos (8) | CS-YV-7014a, CS-YV-7014b, CS-YV-6067, CS-YV-7002, CS-YV-7003, CS-YV-6061, CS-YV-7004, CS-YV-7007. |
| Anfibolita gnéissicas (2) | CS-OM-20232-1, CS-YV-6066 . |
| Esquistos cloríticos (6) | CS-OV-5-1, CS-IB-10335-1, CS-IB-10124-1, CS-OV-183-1, CS-YV-6069, CS-MG-5008. |
| Metabasita (2) | CS-MG-5060-1, CS-YV-6064 |
| Granofels Anfibolíticos (9) | CS-MG-5020-1, CS-MG-5774-1, CS-OV-13635, CS-OV-145-1, CS-OV-146-2, CS-OV-161-1, CS-OV-163-2, CS-OV-187-1, CS-OV-195-1 |

Análisis petrográfico

Para la realización de los análisis petrográficos se confeccionaron secciones delgadas de 91 muestras en el laboratorio de preparación de muestras de la Universidad de Moa, para ser analizadas bajo el microscopio petrográfico de luz polarizada, modelo NP-400B, marca NOVEL de procedencia China.

La cuantificación porcentual de los minerales se realizó por el método de estimación visual (Paul- Kerr 1984) y se determinaron los tipos de texturas de las rocas; Atlas de Asociaciones Minerales (Melgarejo 2003).

Las microfotografías fueron tomadas por medio de la inserción al microscopio por la cámara fotográfica digital, modelo Power Shot A360, de 8.0 megapíxel con zoom

óptico de aproximación 4x, con ocular especial diseñado para cámaras Canon de 52 mm y de la video-cámara digital, modelo MDCE-5A con cable USB 2.

Método de fluorescencia de rayos X

La composición química de las muestras se realizó en el laboratorio de la Universidad de Clausthal en Alemania, se utilizó un equipo de fluorescencia de rayos-X marca Axios. En el centro de instrumentación científica de la Universidad de Granada, se utilizó el equipo de fluorescencia de Rayos X (FRX), modelo Magix PHILIPS Pro (PW-2440), obteniéndose la composición química con la utilización de 0,6 g de la muestra, previamente pulverizada en un molino de carburo de tungsteno. Las composiciones de elementos mayores y de Zr se determinaron sobre perlas de vidrio hechas de 0,6 g de las muestras diluida en 6 g de $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$. La precisión fue superior a $\pm 1,5 \%$ para la concentración de 10 wt %.

Método de difracción de rayos-X

Los ensayos de difracción de rayos X se realizaron a 27 muestras de ellos 20 el Centro de Investigaciones del Níquel Capitán Alberto Fernández Montes de Oca (CEDINIQ) y 7 la universidad técnica de Clausthal, Alemania, con un difractómetro de la firma PANalytical. Se utiliza el método del polvo en un difractómetro X'PERT³ de PANalytical con las condiciones siguientes: Barrido de tipo Gonio en ($^{\circ}2\theta$), registro angular desde 4.0042 hasta 79.9962 con distancia de paso en $^{\circ}2\theta$ de 0.0080 con radiación de Cu y filtro de Ni. La diferencia de potencial fue de 40 kV y corriente de 30 mA. La calibración del equipo se chequea con patrón externo de silicio.

Los registros de DRX se analizaron con el software HighScore de la PANalytical; posteriormente se realizó una segunda interpretación por medio del software Xpoder versión demo 2010.01.06, este software permitió la cuantificación de las fases minerales. Se realizaron análisis químicos por fluorescencia de rayos en 38 muestras, obteniéndose la composición de los elementos mayores en óxidos, en por ciento en peso y elementos traza en ppm.

Espectrometría de masas por plasma acoplado inductivamente (ICP-MS)

En la universidad de Granada se determinaron los elementos de nueve muestras mediante el empleo de la espectrometría de masa con plasma acoplado por inducción (ICP-MS). Las mediciones se realizan con fuente de ionización por antorcha de plasma y filtro de iones por cuadrupolo PERKIN ELMER SciexElan 5000; las determinaciones se realizaron tras una digestión de 0,1000 g del polvo de la muestra en un contenedor de teflón a 180 °C y 200 psi durante 30 minutos, secado por evaporación y disolución en 100 ml de HNO₃ diluido al 4 %. La precisión fue mayor del 2 % para una concentración de analito de 50 ppm y mayor del 5 % para una concentración de analito de 5 ppm.

Por ICP-MS se analizaron 12 muestras en los laboratorios de la Academia de Ciencias Geológicas de China con un equipo NexLON 350D.

Microscopía electrónica de Barrido.

En los laboratorios de los Servicios Científico-Técnicos de la Universidad de Alicante, España, se analizaron cinco muestras con un microscopio electrónico de barrido SEM compuesto por: (1) varios detectores de electrones secundarios (SE) y retrodispersados (BSE), tanto en cámara como en columna; (2) detector de electrones transmitidos (STEM); (3) detector de catodoluminiscencia (CL); (4) sistema combinado de microanálisis y textura mediante dispersión de energía de Rayos X (EDS) y difracción de electrones retrodispersados (EBSD) con diodos de electrones foreshattered (FSE) Oxford Aztec-Channel5, incluyendo un sistema de mapeado de muestras de gran tamaño; y (5) sistema Kleindiek de micromanipuladores y nanosondas con detector EBIC (Electron beam induced current) para caracterización eléctrica en la nanoescala. El rango de voltajes de aceleración es de 1-30 KV. Por debajo de 20 kV incluye un sistema beam booster que reduce la carga de la muestra y mejora la señal en los detectores en columna. Las resoluciones de trabajo son de 2nm (a 15 kV) y de 5 nm (a 1kV).

Los contenidos de Zr en 12 muestras fueron determinados con un equipo PHILIPS Magix Pro (PW-2440) con generador de Rayos X de 4 kW de potencia, en el Instituto de Geología de la Academia de Ciencias de China.

Los resultados obtenidos a partir de las diferentes técnicas analíticas se ilustran en el capítulo 4 y anexos, se procesaron un total de 91 muestras de rocas.

3. 4. Procesamiento de la información

El procesamiento de los datos químicos y de la composición mineralógica se realizó fundamentalmente mediante los softwares Sigma Plot 12, Petrograph 2 y ORIGEN 8.5 que consisten en software de procesamiento de datos químicos y mineralógicos, sobre plataforma Windows 8, Petrelli et al. (2017) y surfer 12, para la elaboración de los mapas geológicos (Anexos 1, 2, y 3) a partir de los puntos de documentación (Anexo 4), resultados geoquímicos (Anexo 5), petrográficos (Anexo 6) y mineralógicos (Anexo 7).

La interpretación de los datos se basó en la aplicación de diagramas geoquímicos especializados para rocas ígneas y metamórficas, en la determinación de la composición química y ambiente tectónico de formación, a partir del software GeoChemical Data toolkit (GCDkit) (Janoušek, Farrow y Erban 2006).

Para el procesamiento de la información se emplearon los diagramas siguientes: de clasificación normativa Ab-An-Q para rocas ígneas de O'Connor (1965) modificado por Barker (1979); el de Coleman (1977) para discriminar los cúmulos máficos y ultramáficos de las peridotitas tectónicas o tectonitas; el diagrama triangular para la clasificación y nomenclatura de rocas ultramáficas basado en las proporciones de olivino (Ol), ortopiroxeno (Opx) y clinopiroxeno (Cpx) de Streckeisen (1973); el diagrama TAS para rocas volcánicas e intrusivas, de Le Bas (1986); los diagramas SiO₂ vs. (Na₂O + K₂O) de Irvine y Baragar (1971); el diagrama MgO-FeOt-(Na₂O+K₂O) de Irvine y Baragar (1971) el diagrama FeOt -(FeOt/MgO) de Miyashiro (1974); diagramas de discriminación tectónica Ti - V de Shervais (1982); el diagramas de discriminación tectónica Zr-Ti de Pearce y Cann (1973) para determinar el posible ambiente tectónico de los protolitos de las rocas metamórficas. Como discriminante de ambiente tectónico de formación se emplea la relación Zr/ Nb, en la que los valores mayores a 30 ppm serían de N-MORB (Srivastava, Chandra y Shastry 2004) y valores entre 4 - 15 ppm de tipo E-MORB o IOB.

CAPÍTULO IV: CARACTERIZACIÓN PETROLÓGICA Y GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS DEL BASAMENTO EN EL SECTOR CAMARIOCA SUR, MOA.

4. 1. Introducción

El área investigada está constituida fundamentalmente por la corteza de intemperismo ferro-niquelífera y las rocas del basamento que se presentan en forma de afloramientos aislados, no continuos; los resultados obtenidos a partir de la caracterización petrológica y geoquímica, permiten identificar cuatro asociaciones de rocas que afloran en el sector Camarioca Sur: rocas del complejo ultramáfico mantélico, rocas ultramáficas metamorfizadas, rocas existentes en la zona de transición manto-corteza oceánicas y rocas metamórficas.

4. 2. Complejo ultramáfico mantélico

En la parte central de sector Camarioca Sur, con alturas topográficas desde los 520 hasta los 850 metros, afloran las rocas de este complejo; hacia el noroeste y este, está limitado por barrancos de tributarios del arroyo Arroyón, controlados tectónicamente por fallas; hacia el sur el límite, también de carácter tectónico, marca un escalón a través del cual se asciende a la zona más alta del sector Camarioca Sur y del relieve regional.

4. 2. 1. Petrografía

Las rocas del complejo ultramáfico constituyen las de mayor grado de aflorabilidad en el sector Camarioca Sur; las muestras macroscópicamente presentan colores variables desde verde, verde negruzco hasta grises; de acuerdo con las características observadas en los afloramientos, los resultados del análisis petrográfico, las fases minerales identificadas y los rasgos texturales descritos, las rocas se clasifican en: dunitas y harzburgitas serpentinizadas (Figura 14).

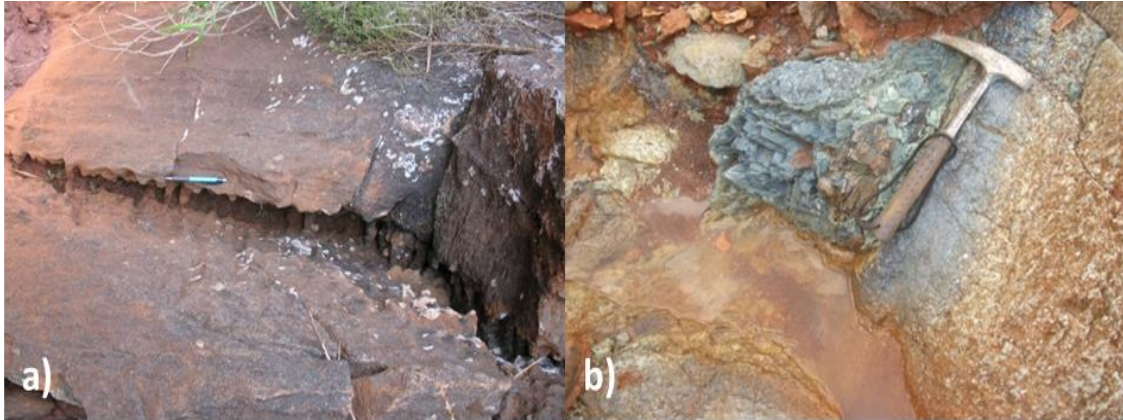


Figura 14. Afloramientos de dunitas (a) y harzburgitas serpentinizadas (b).

Dunitas

Están compuestas por olivino y escasos cristales de ortopiroxenos, los que aparecen de forma irregular, fracturados y bastitizados; en mayor o menor grado están serpentinizadas; lo que se corrobora por la presencia de antigorita y lizardita que bordean los granos de olivino; los minerales secundarios más comunes son hematita, magnetita, magnesita, espinelas cromíferas, clorita y talco; las rocas exhiben estructura masiva y textura pseudomórfica y en forma de mallas (Figura 15).



Figura 15. Fotos macroscópicas de dunitas parcialmente serpentinizadas, muestra a) CS-YV-5059-A1 b) CS-OV-121-1 y c) CS-IB-10079-1.

Los granos de olivino están transformados a lizardita, figura 16 (A y B); los minerales secundarios más comunes: hematita y magnetita y de manera subordinada magnesita. Los pocos cristales de piroxenos que aparecen están mayormente bastitizados o transformados a minerales del grupo de la serpentina, figura 16 (C y D); los relictos de olivino que pueden alcanzar más de 2,5 mm de longitud, están rodeados de lizardita, aparecen minerales fibrosos muy finos de baja birrefringencia, que corresponde a antigorita, así como vetillas rellenas de magnesita, figura 16 (E y F).

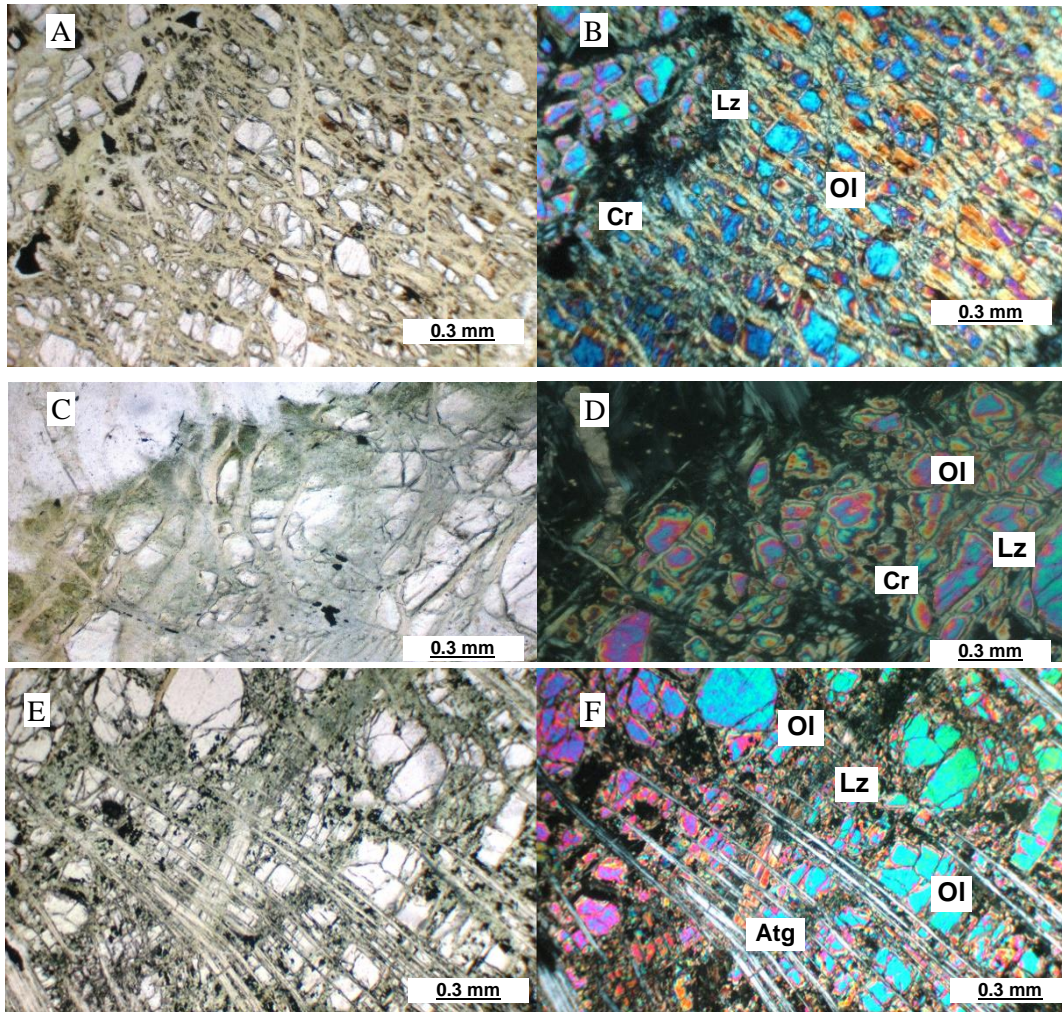


Figura 16. Microfotografías de dunitas parcialmente serpentinizadas, con nicols paralelos y cruzados objetivo 2.5x. A y B) olivino (Ol) transformado en lizardita (Lz), muestra CS-YV-5059-A1. (C y D) olivino (Ol), lizardita (Lz) y espinela cromífera (Cr), muestra CS-OV-121-1. E y F) olivino (Ol), lizardita (Lz) y antigorita (Atg), muestra CS-IB-10079-1.

Harzburgitas

Están constituidas por olivino y piroxenos ortorrómbicos, estos últimos generalmente bastitizados; los granos aparecen rodeados de minerales del grupo de la serpentina (antigorita, lizardita) con textura de malla; los minerales metálicos son: cromita, hematita, magnetita, además vetas de talco y de magnesita. Las muestras de harzburgitas serpentinizadas presentan texturas pseudomórficas, los granos de olivino exhiben formas redondeadas y tamaño inferior a 4 mm, y están serpentinizados, los minerales del grupo de la serpentina se encuentran alrededor del 35 a 40 % del volumen de las rocas, megascópicamente son rocas de granos gruesos y oscuros, figura 17 (A y B).

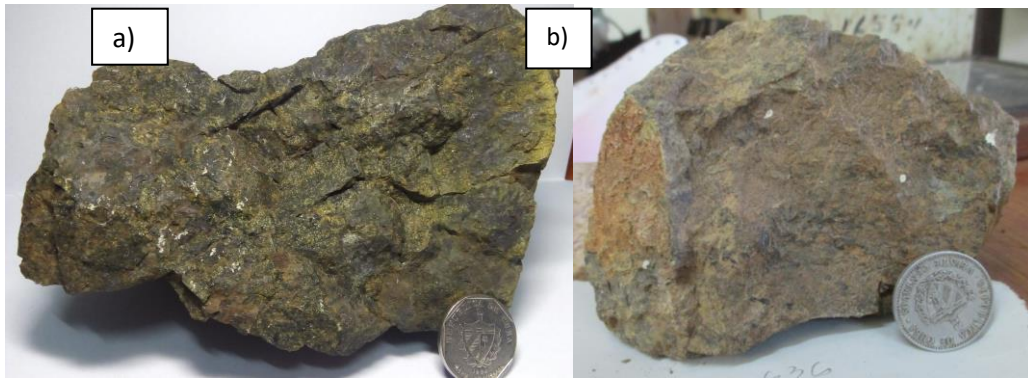


Figura 17. Fotos macroscópicas de harzburgitas parcialmente serpentinizadas, muestra a) CS-MG-5120-1 y b) CS-MG-5048-1.

En una de las muestras el olivino se encuentra desde el 86 – 89 % y piroxeno rómbico, la enstatita cuyos contenidos varían entre un 10 -15 %, aparece el piroxeno monoclinico augita el cual alcanza el 1 % del volumen total de la roca. Los minerales de alteración son los del grupo de la serpentina, las texturas son pseudoporfídica, pseudomórfica y allotriomórfica. En ocasiones presentan rasgos tectónicos, figura 18 (A y B).

Los piroxenos rómbicos tienen formas hipidiomórficas y están sustituidos pseudomórficamente por talco y cloritas; existen espinelas cromíferas asociadas a los ortopiroxenos, las que tienen formas dactiloscópicas y son corroídas; se observa talco.

Los relictos de olivino y piroxenos ortorrómbicos han sido sustituidos parcialmente por lizardita; además, se observan algunas vetillas de magnesita, granos pardo-rojizos y esqueléticos de cromita, proceso de hematitización y presencia de abundantes granos de magnetitas; se observa talcificación, entre las fracturas se aprecia la antigorita y agregados de cromita, figura 18 (C y D).

Los cristales prismáticos de piroxenos ortorrómbicos, están fracturados y entre las fracturas se encuentra lizardita, se observan grietas rellenas de magnesita y minerales fibrosos, de baja birrefringencia, de antigorita y crisotilo, figura 18 (E y F).

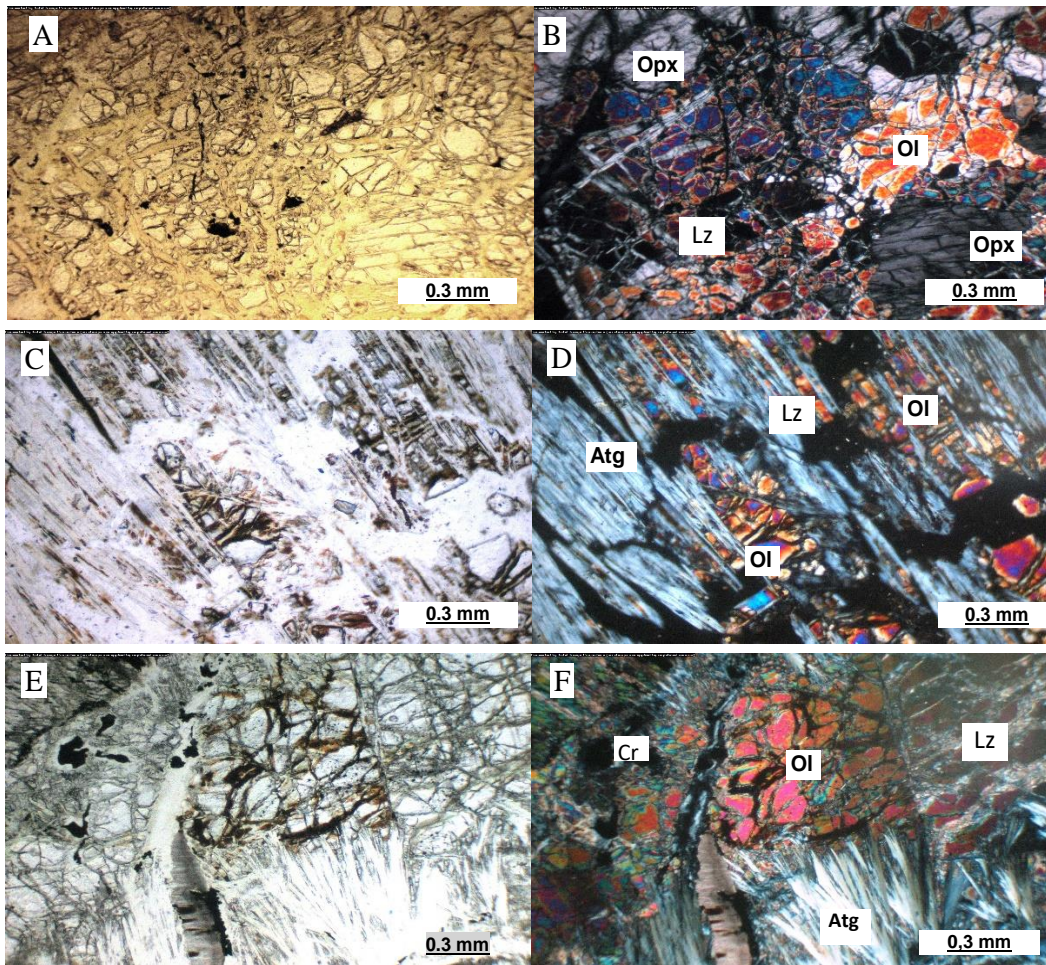


Figura 18. Microfotografía de las muestras harzburgitas serpentinizadas con nicoles paralelos y cruzados, objetivo 2.5x. (A y B), olivino (Ol) transformado en lizardita (Lz), muestra CS-MG-5120-1. (C y D) de olivino (Ol), lizardita (Lz), muestra CS-MG-5166-1. E y F olivino (Ol), lizardita (Lz), antigorita (Atg), espinela-cromífera (Cr), muestra CS-MG-5048-1.

4. 2. 2. Mineralogía

En los difractogramas de las rocas del complejo ultramáfico mantélico, la antigorita aparece como fase predominante y de forma subordinada enstatita $Mg_2Si_2O_6$; como minerales accesorios la clorita con picos distintivos a 14,53, 7,19 y 4,79 Å y el talco que se describe en la petrografía, con los reflejos a 9,35, 4,59 y 1,53 Å. La forsterita solo apreciable por picos de menor intensidad se asume por la presencia de los picos 3,73, 1,52 y 1,59 Å. La paragénesis general está integrada por: antigorita ((Mg, Fe) $_3Si_2O_5(OH)_4$), forsterita Mg_2SiO_4 y como minerales accesorios, cloritas ((Mg, Fe, Al, Li, Mn, Ni) $_{4-6}(Si, Al, B, Fe)_4O_{10}(OH, O)_8$) y talco $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$ (Figura 19) y Anexo 7.

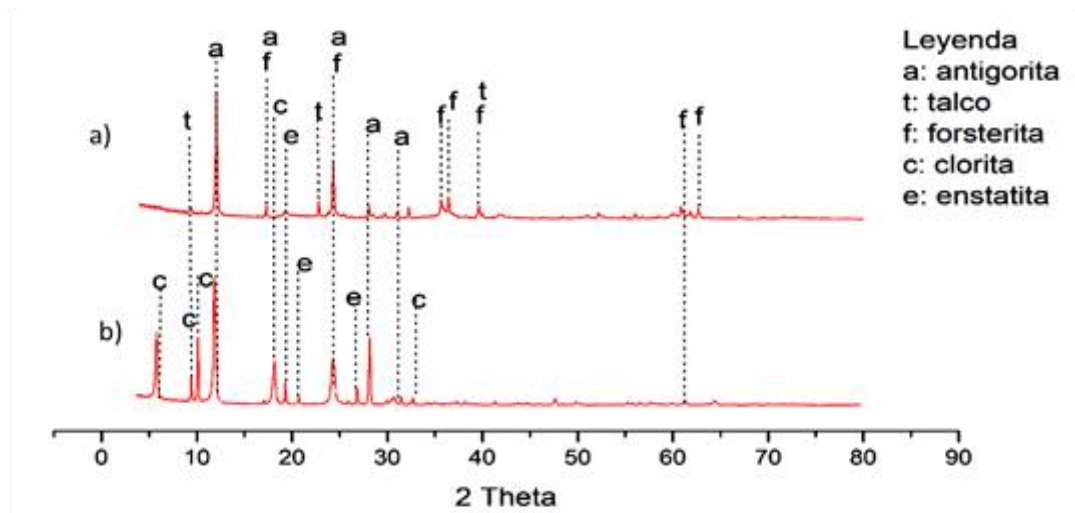


Figura 19. Diffractograma con reflejos de antigorita, talco, forsterita, clorita y enstatita en muestras de dunitas, a) muestra CS-OV-121 y harzburgitas serpentinizadas, b) muestra CS-MG-5048-1.

4. 2. 3. Geoquímica

Los resultados de los análisis químicos de las muestras de dunitas y harzburgitas, mediante fluorescencia de rayos X, de los elementos químicos mayores, expresados en por ciento en peso se visualizan en la tabla 2.

Las muestras analizadas tienen un amplio rango composicional de los elementos mayores de acuerdo con sus extensas variaciones modales observadas de antigorita, olivino y piroxenos; el SiO_2 oscila entre 37,48 y 48,00 % en peso, el Al_2O_3 entre 0,81 y 4,1 % en peso, el MgO entre 34,19 y 47,74 % en peso, el Fe_2O_3 entre 3,79 y 9,68 % en peso y el CaO entre 0,06 y 1,93 % en peso, los bajos valores de CaO en las muestras analizadas se asocia al proceso de alteración de los piroxenos a minerales del grupo de la serpentina (Miyashiro, Shido y Ewing 1969; Coleman y Keith 1971; O'Hanley 1996). El contenido en MnO es siempre inferior a 0,14 % en peso y el TiO_2 aparece en concentraciones inferiores a 0,30 % en peso. Hay un aumento general de las concentraciones de SiO_2 , MgO y Fe_2O_3 , los valores que exhiben las dunitas y harzburgitas están relacionados con proceso de serpentización, expresado por la presencia de lizardita y antigorita, la que pueden haberse formado a diferentes temperaturas, el predominio de antigorita indicaría que la serpentización se produjo a presión y temperatura altas ($T > 500 \text{ }^\circ\text{C}$, $P > 500 \text{ atm}$); propias de cuerpos ultramáficos de tipo alpino.

Tabla 2. Valores de los óxidos de los elementos químicos de dunitas y harzburgitas. (wt %)

| Óxidos | Muestras | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|-------------|--------------|---------------|-------------|---------------|---------------|-------------|--------------|--------------|------------|------------|
| | CS-MG-196-1 | CS-MG-7484-1 | CS-YV-5059-A1 | CS-OV-121-1 | CS-IB-10079-1 | CS-IB-10077-1 | CS-OV-150-1 | CS-MG-5013-1 | CS-MG-5048-1 | CS-YV-6070 | CS-YV-6071 |
| | H | D | D | D | D | D | H | D | H | H | H |
| SiO ₂ | 45,4 | 46,9 | 47,6 | 47,0 | 46,0 | 48,0 | 44,6 | 45,5 | 48,1 | 39,68 | 38,35 |
| TiO ₂ | 0,04 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,19 | 0,30 | 0,02 | 0,01 | 0,01 |
| Al ₂ O ₃ | 2,23 | 0,81 | 0,85 | 0,9 | 0,7 | 0,9 | 0,91 | 0,92 | 1,11 | 0,93 | 0,68 |
| Fe ₂ O ₃ | 9,28 | 3,79 | 5,44 | 4,6 | 5,7 | 5,8 | 8,06 | 5,1 | 7,36 | 8,11 | 7,58 |
| MnO | 0,13 | 0,14 | 0,13 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,14 | 0,14 | 0,14 | 0,10 | 0,11 |
| MgO | 40,7 | 47,5 | 45,6 | 47,0 | 48,0 | 45,0 | 45,8 | 47,7 | 42,8 | 39,02 | 40,55 |
| CaO | 1,93 | 0,71 | 0,23 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,06 | 0,06 | 0,3 | 0,22 | 0,76 |
| Na ₂ O | 0,32 | 0,06 | 0,06 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,15 | 0,13 | 0,06 | 0,10 | 0,11 |
| K ₂ O | 0,01 | 0,06 | 0,06 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,02 | 0,02 |
| P ₂ O ₅ | 0,01 | 0,05 | 0,02 | ND | ND | ND | 0,05 | 0,02 | 0,03 | 0,01 | 0,01 |

Nota: dunitas (D) y harzburgitas (H). ND corresponde a parámetros no determinados.

El promedio de contenido de Fe₂O₃ en las dunitas es 4,8 %, inferior al de las harzburgitas 6,50 %, los valores promedios del MgO en las dunitas son mayores (46,95 %) que en las harzburgitas (31,69 %) (Figura 20).

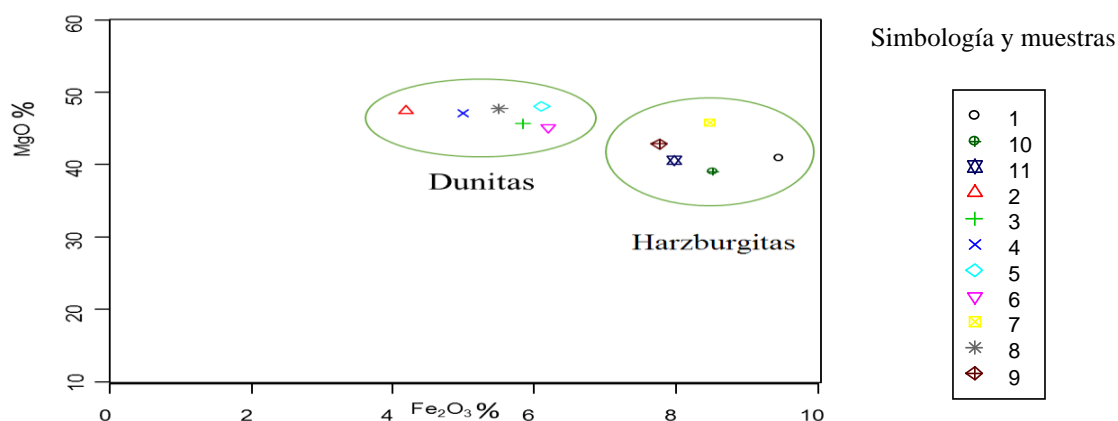


Figura 20. Diagrama de comportamiento MgO vs Fe₂O₃ en muestras de dunitas: 2*CS-MG-7484, 3*CS-YV-5059-1, 4*CS-OV-121-1, 5*CS-IB-10079-1, 6*CS-IB-10077, 8*CS-MG-5013-1 y harzburgitas serpentinizadas: 1*CS-MG-196-1, 7*CS-OV-150-1, 9*CS-MG-5048-1, 10*CS-YV-6070 y 11*CS-YV-6071.

Los bajos valores de la relación MgO/SiO₂ observadas en las peridotitas fueron causadas por la pérdida de MgO, producida por la alteración de las rocas en el fondo del mar. A partir de la utilización del diagrama de Coleman (1977) las rocas analizadas se ubican en el campo de las peridotitas tectonizadas serpentinizadas (Figura 21 A); se determinaron los porcentajes de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno, con el objetivo de elaborar el diagrama triangular que permite clasificar y determinar el nombre de las rocas ultramáficas, los resultados obtenidos corroboran que las rocas se clasifican como dunitas y harzburgitas serpentinizadas (Figura 21 B) (Streckeisen 1973).

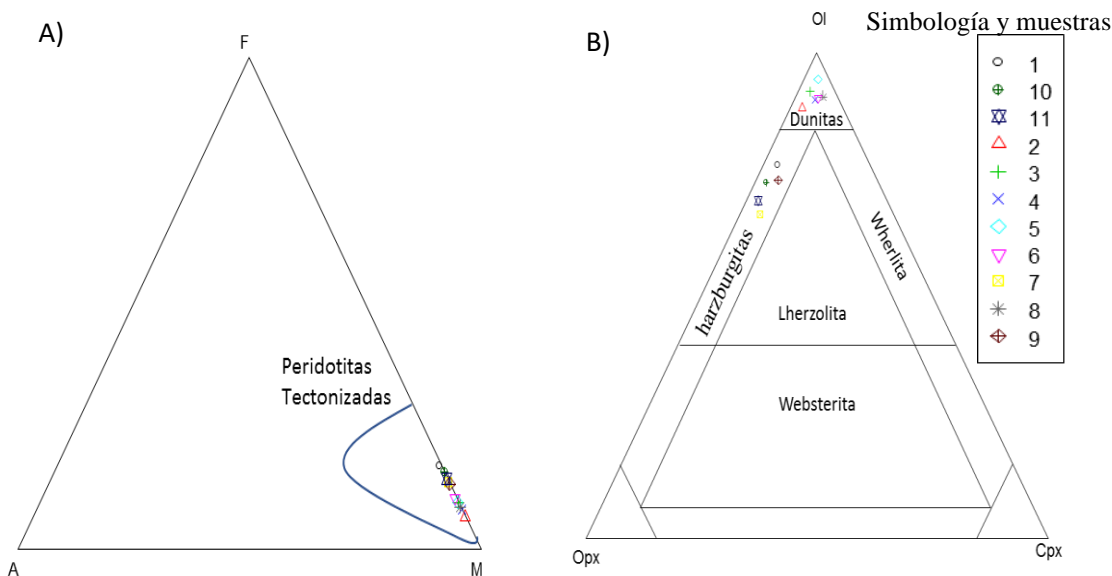


Figura 21. A) Diagrama de Coleman (1977), que permite diferenciar los cúmulos máficos y ultramáficos en las peridotitas tectónicas o tectonitas. B) Diagrama triangular para la clasificación y nomenclatura de rocas ultramáficas basado en las proporciones de olivino (Ol), ortopiroxeno (Opx) y clinopiroxeno (Cpx) de Streckeisen (1973). Muestras de dunitas: 2*CS-MG-7484, 3*CS-YV-5059-1, 4*CS-OV-121-1, 5*CS-IB-10079-1, 6*CS-IB-10077, 8*CS-MG-5013-1 y harzburgitas serpentinizadas: 1*CS-MG-196-1, 7*CS-OV-150-1, 9*CS-MG-5048-1, 10* CS-YV-6070 y 11*CS-YV-6071.

Elementos traza

Se determinaron los contenidos de los elementos traza en dos muestras harzburgitas (Tabla 3), según el patrón de concentración normalizado a los valores del manto primitivo de McDonough y Sun (1995) (Figura 22). Las muestras analizadas se caracterizan por un empobrecimiento de los elementos de alto potencial como el Rb, Nd, Ce, Sr, Zr, Ti, Y; en especial el Ti y el Zr se distinguen por una anomalía negativa, lo que es típico de peridotitas muestreadas en ambientes de zona de subducción (Arai y Ishimaru 2008).

Las muestras CS-YV-6070 y CS-YV-6071 están enriquecidas en los elementos Ba, U, Pb, Cs lo que se ha explicado, por Deschamps et al. (2012), como consecuencia de contaminación por sedimentos del canal de subducción y la incorporación de elementos de gran radio iónico y elementos solubles al ortopiroxeno serpentinizado en la peridotita de la cuña mantélica, una vez que estos elementos son liberados de la placa subducente y ésta alcanza temperaturas superiores a los 400 °C. Los espectros de tierras raras indican que estas rocas derivaron de un mismo magma parental; estas rocas muestran signatures geoquímicas que reflejan el grado de empobrecimiento y la influencia de la subducción en sus fuentes mantélicas (Figura 22).

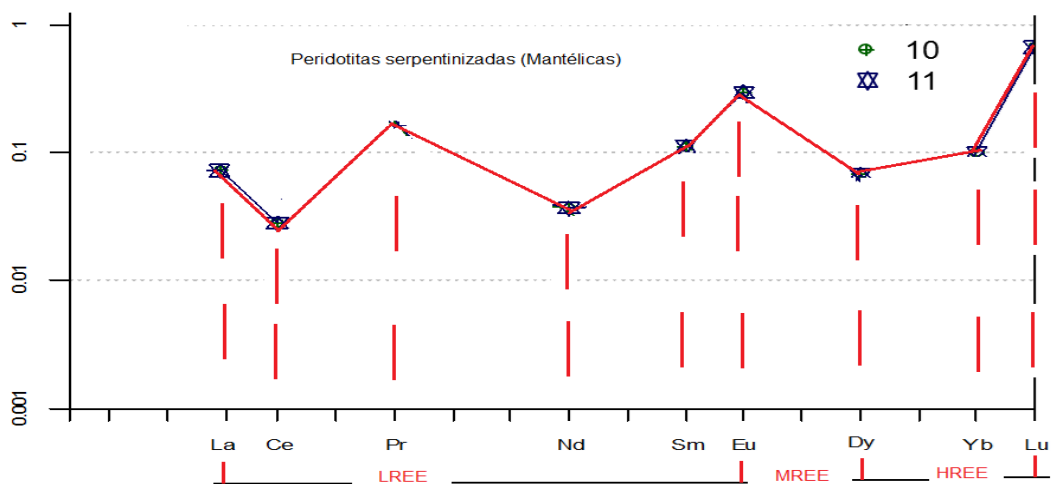


Figura 22. Diagrama multielemental del contenido de elementos traza normalizado a los valores del manto primitivo de Sun & McDonough (1989), muestras harzburgitas serpentinizadas: 10*CS-YV-6070 y 11*CS-YV-6071.

Tabla 3. Valores de los contenidos de elementos menores y traza en harzburgitas (ppm). Análisis por ICP-MS.

| Elementos químicos | CS-YV-6070 (H) | CS-YV-6071 (H) |
|--------------------|----------------|----------------|
| Li | 0,14 | 0,36 |
| Be | 0,05 | 0,05 |
| Sc | 10,60 | 9,33 |
| Ti | 26,80 | 21,50 |
| V | 39,80 | 35,10 |
| Cr | 2754 | 3566 |
| Mn | 708 | 873 |
| Co | 100 | 110 |
| Ni | 2032 | 2281 |
| Cu | 2,78 | 30,50 |
| Zn | 46,40 | 51,40 |
| Ga | 0,84 | 0,75 |
| As | 1,71 | 0,05 |
| Rb | 0,07 | 0,06 |
| Sr | 0,94 | 1,16 |
| Y | 0,10 | 0,06 |
| Zr | 0,07 | 0,44 |
| Nb | 0,05 | 0,05 |
| Mo | 0,29 | 0,27 |
| Cd | 0,05 | 0,05 |
| In | 0,05 | 0,05 |
| Sn | 0,05 | 0,05 |

| | | |
|----|------|------|
| Cs | 0,05 | 0,05 |
| Ba | 1,59 | 1,62 |
| La | 0,05 | 0,05 |
| Ce | 0,05 | 0,05 |
| Pr | 0,05 | 0,05 |
| Nd | 0,05 | 0,05 |
| Sm | 0,05 | 0,05 |
| Eu | 0,05 | 0,05 |
| Gd | 0,05 | 0,05 |
| Tb | 0,05 | 0,05 |
| Dy | 0,05 | 0,05 |
| Ho | 0,05 | 0,05 |
| Er | 0,05 | 0,05 |
| Tm | 0,05 | 0,05 |
| Yb | 0,05 | 0,05 |
| Lu | 0,05 | 0,05 |
| Hf | 0,05 | 0,05 |
| Ta | 0,05 | 0,05 |
| W | 0,07 | 0,08 |
| Tl | 0,05 | 0,05 |
| Pb | 0,09 | 0,27 |
| Bi | 0,05 | 0,05 |
| Th | 0,05 | 0,05 |
| U | 0,05 | 0,05 |

4. 3. Rocas ultramáficas metamorfizadas (peridotitas metamorfizadas).

4. 3. 1. Petrografía

Las rocas del complejo ultramáfico metamorfizado, están representadas por serpentinitas, serpentinitas antigoríticas cloritizadas y antigorititas; las rocas de esta asociación tienen abundante aflorabilidad en el sector Camarioca Sur. Las serpentinitas antigoríticas son rocas duras, compactas, masivas, de estructura hojosa, de color verde claro hasta azul pálido, a veces alteradas, con pátinas de óxidos de manganeso, en ocasiones pueden presentar grietas rellenas de crisotilo (Figura 23).



Figura 23. Fotos macroscópicas de serpentinitas antigoríticas, muestra (CS-YV-6063).

Las peridotitas metamorfizadas están constituidas principalmente por olivino, el cual es relíctico en estas rocas, y en menor proporción por piroxenos, se caracterizan además por la presencia de talco, actinolita, tremolita, antigorita y clorita, figura 24 (A y B).

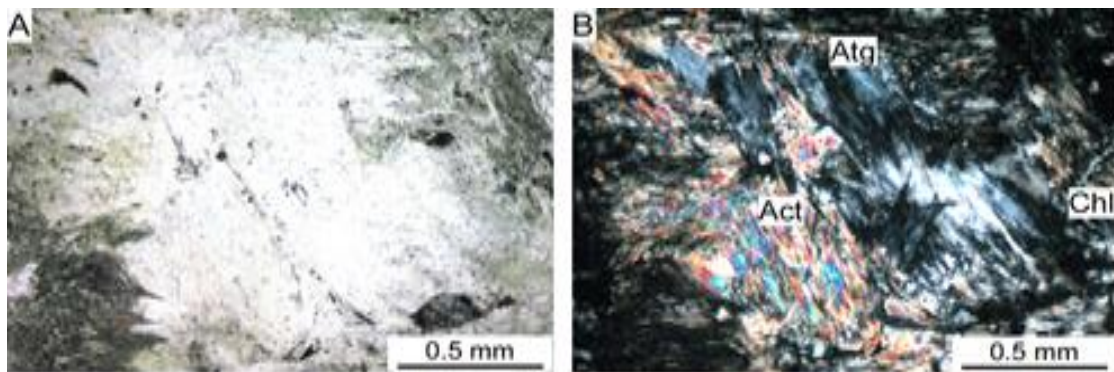


Figura 24. Microfotografías de peridotitas metamorfizadas con nicols paralelos y cruzados, objetivo 10x. (A y B) antigorita (Atg), actinolita (Act) y clorita (Chl), muestra CS-MG-5222-1.

Algunos granos de espinelas cromíferas están transformados a ferri-cromita, lo que se interpreta como alteración de la cromita durante la serpentización; los minerales secundarios presentan un hábito decusado a fibroso; se observan algunos piroxenos de color blanco-gris, totalmente bastitizados, fracturados y sustituidos por minerales del grupo de la serpentina, figura 25 (A y B).

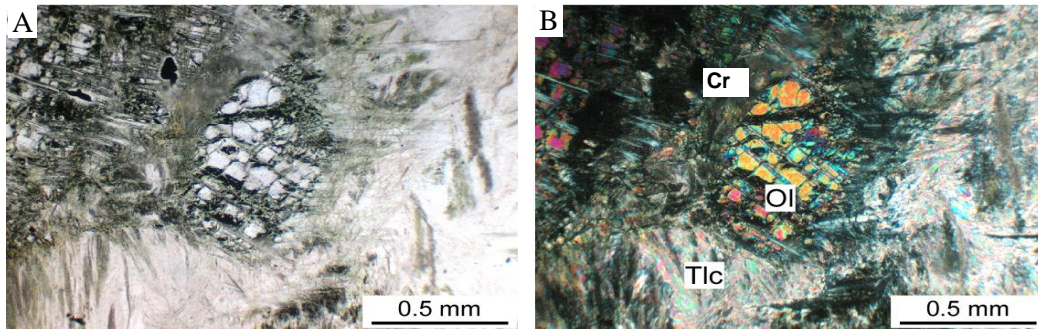


Figura 25. Microfotografías de peridotitas metamorizadas con nicols paralelos y cruzados, objetivo 10x. (A y B) olivino (Ol), antigorita (Atg), cromita (Cr) y talco (Tlc), muestra CS-IB-10090-1.

Serpentinitas

Están compuestas por minerales del grupo de la serpentina, principalmente antigorita y en menor proporción crisotilo; presentan texturas pseudomórficas, reticulares y en parte allotriomórficas; las estructuras son masivas y algunas presentan pátinas de oxidación. En su composición tienen olivino y piroxeno rómbico enstatita, el que generalmente se presenta totalmente bastitizado, figura 26 (A y B).

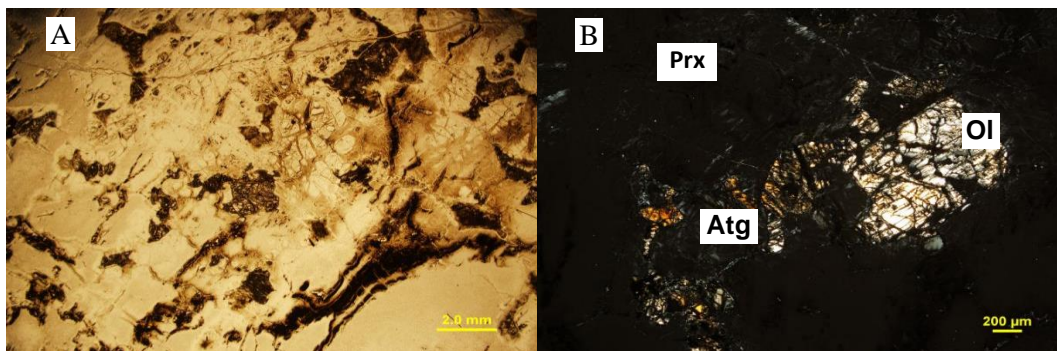


Figura 26. Microfotografías de serpentinita, con nicols paralelos y cruzados, objetivo 10x, (A y B) antigorita (Atg), piroxeno (Prx) y olivino (Ol), muestra CS-YV-6063.

En algunas muestras, los relictos de olivino y de piroxenos se encuentran incluidos en la malla que forma la antigorita; las fisuras se encuentran rellenas por magnesita producto de la alteración hidrotermal durante el emplazamiento de las ofiolitas, algunos de los protolitos son duníticos, figura 27 (A y B).

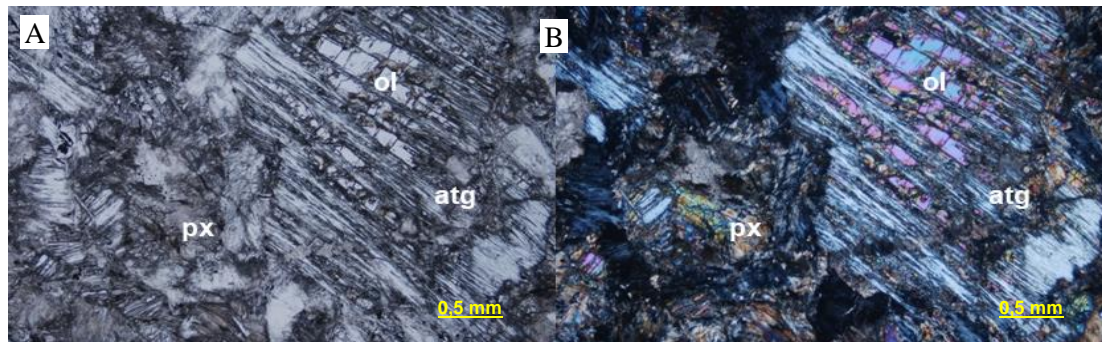


Figura 27. Microfotografías de serpentinitas, con nicols paralelos y cruzados, objetivo 10x. (A y B) antigorita (Atg), olivino (Ol), lizardita (Lz) y piroxeno (Px), muestra CS-YV-6090.

En la muestra CS-YV-6060, el olivino se observa en forma de gránulos, incoloro y transparente bajo un solo polarizador, el color de interferencia más alto es azul de segundo orden; algunas fisuras están rellenas de magnesita; los ortopiroxenos se encuentran bastitizados, alteración del olivino a antigorita; como minerales accesorios se identifican espinelas cromíferas y magnetita entre vetillas de lizardita, figura 28 (A y B).

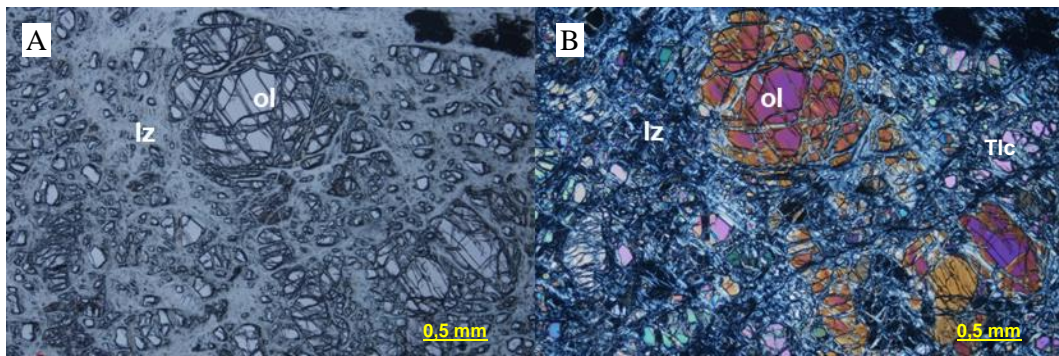


Figura 28. Microfotografías de serpentinitas, con nicols paralelos y cruzados, objetivo 10x. (A y B) olivino (Ol) y lizardita (Lz) y talco (Tlc), muestra CS-YV-6060.

Serpentinitas antigoríticas

Las rocas están compuestas por minerales del grupo de la serpentina fundamentalmente por antigorita, los cristales se entrecruzan unos con otros y tienen forma de hojas, con cierto grado de orientación; hay presencia de pequeños cristales relícticos de piroxenos, los que están en parte hematitizados; se observan vetillas alargadas de hematita y abundantes cristales de magnetita.

Algunos relictos de olivino han sido reemplazados, parcialmente, por antigorita e iddingsita, esta última de color pardo-rojiza y se aprecian, cristales de piroxenos rómbicos; se observan, además, procesos de hematización y cloritización, en algunas partes de las rocas se observan pequeñas fibras con elevados colores de interferencia, pertenecientes al talco; de manera diseminada se observan granos irregulares de magnetita y espinela cromífera, figura 29 (A y B).

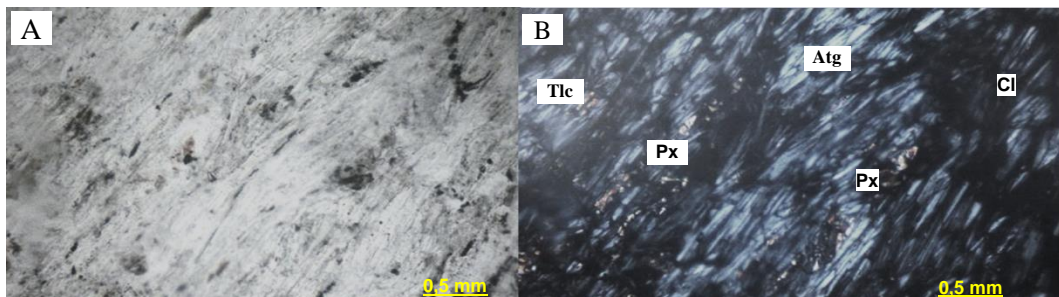


Figura 29. Microfotografías de serpentinitas antigoríticas, con nicols paralelos y cruzados, objetivo 10x. (A y B) piroxeno (Px), antigorita (Atg), clorita (Cl) y talco (Tlc) muestra CS-MG-5050-1a.

La antigorita se presenta en hojuelas y ocupa hasta el 90,0 % de las muestras y el olivino, en forma de granos relícticos y ocupa, aproximadamente, hasta el 10,0 %; se observan cristales de cromita redondeados irregulares que alcanzan 0.1 mm de longitud y magnetita hematitizada dándole coloración parda a la roca; algunas de estas rocas han sido formadas a partir de dunitas y harzburgitas, figura 30 (A y B).

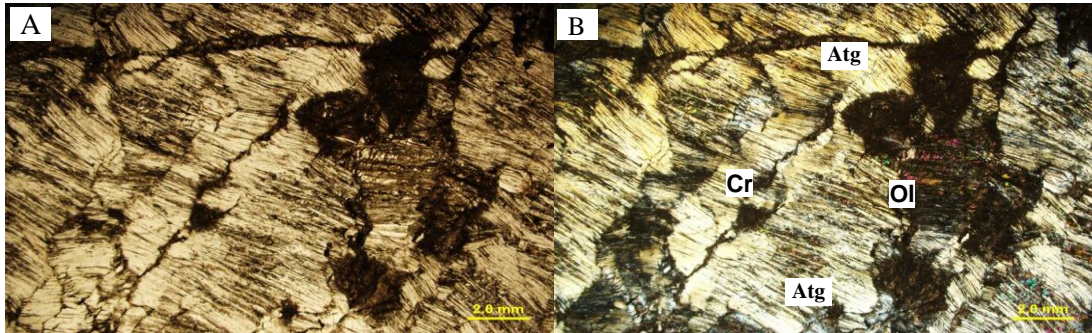


Figura 30. Microfotografías de serpentinitas antigoríticas, con nicoles paralelos y cruzados, objetivo 10x. A y B) presencia de antigorita (Atg), cromita (Cr) y olivino (Ol), muestra CS-YV-6065.

Serpentinitas antigoríticas cloritizadas

Estas rocas están compuestas principalmente por minerales del grupo de la serpentina (antigorita) con carácter laminar; se observan abundantes cristales fragmentados y relícticos de ortopiroxenos, algunos bastitizados y hay procesos de cloritización, observándose el color verde claro propio de la clorita sin analizador, figura 31 (A y B); se observan además algunos cristales esqueléticos de cromita y magnetita en cristales alargados.

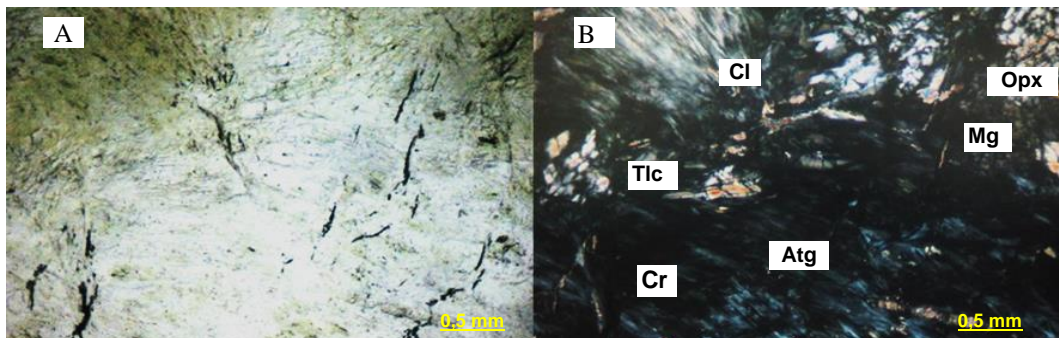


Figura 31. (A y B) Microfotografías de serpentinitas antigorítica cloritizada, con nicoles paralelos y cruzados, objetivo 10x. ortopiroxeno (Opx), clorita (Cl), antigorita (Atg), talco (Tlc), clorita (Cl) y magnetita (Mg), muestra CS-OV-254.

Los minerales del grupo de la serpentina (antigorita) se presentan en forma laminar, se observan abundantes cristales fragmentados y relícticos de ortopiroxenos, algunos bastitizados y existen procesos de cloritización, observándose el color verde claro propio de la clorita sin analizador; se identifica calcita en agregados y en finas vetillas y talco; se observan cristales esqueléticos de cromita y magnetita en cristales alargados. Serpentinita antigorítica cloritizada, posible protolito piroxenita, figura 32 (A y B).

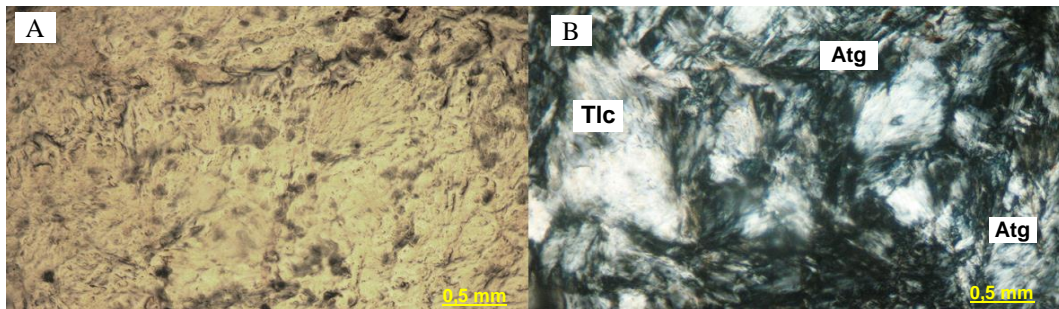


Figura 32. (A y B) Microfotografías de serpentinitas antigorítica cloritizada, con nicoles paralelos y cruzados, objetivo 10x. antigorita (Atg), talco (Tlc) y clorita (Cl) muestra CS-OV-229-1.

Antigoritas

Las rocas están compuestas por antigorita con su típica forma laminar y se aprecian relictos de olivino, existe magnetita en forma de vetillas alargadas, aunque se aprecian en algunos puntos crecimiento de cristales que llegan a alcanzar 1.6 mm de longitud; se observan algunas fisuras hematizadas o con iddingsita que atraviesan la roca, figura 33 (A y B).

La muestra exhibe antigorita, mineral del grupo de la serpentina; textura cristalina de sustitución en parte reticular y un alto grado de alteración; la antigorita se presenta en forma de hojuelas muy alterada, se observa que enreja relictos de olivinos; ocupa aproximadamente el 95,0 % de la muestra; el olivino se presenta en forma reticular ocupa aproximadamente el 5,0 %, con un grado fuerte de alteración, figura 33 (C y D); se observa un mineral en forma de agujas tabulares (pennina), perteneciente al grupo de la clorita e indica un posible retrometamorfismo.

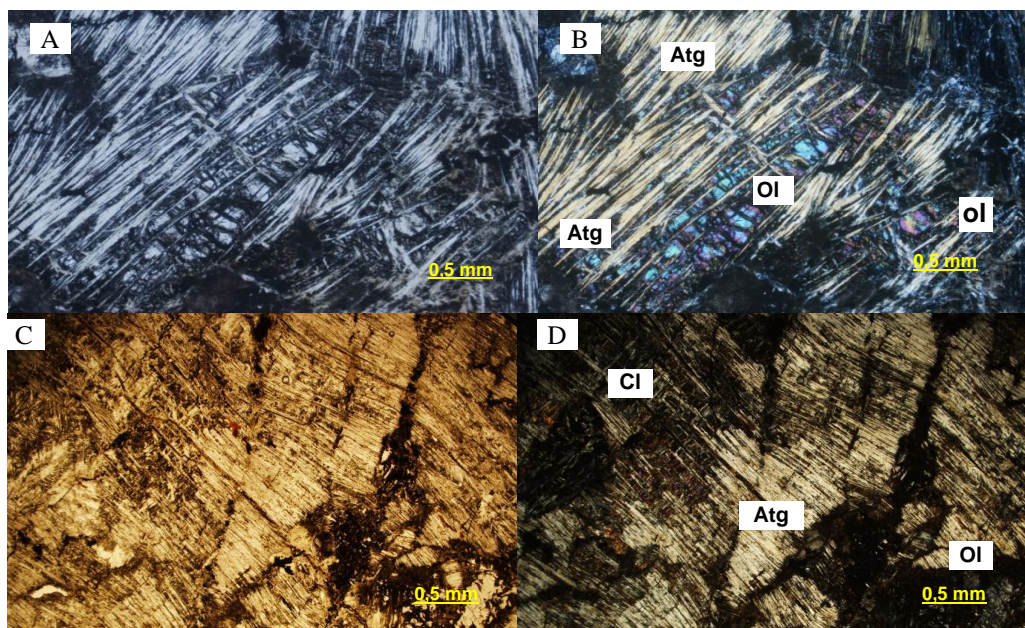


Figura 33. Microfotografías de antigoritas, con nicoles paralelos y cruzados, objetivo 10x. (A y B) presencia de antigorita (Atg) y olivino (Ol), muestra CS-YV-6068 (C y D) presencia de antigorita (Atg), olivino (Ol) y clorita (Cl), muestra CS-YV-6062.

4.3.2. Mineralogía

En los difractogramas de las rocas analizadas, la antigorita aparece como fase predominante y de forma subordinada aparecen los picos de vermiculita (Figura 34). Las rocas se han transformado a partir de un intenso proceso de serpentización por lo cual solo es posible analizar difractométricamente a la antigorita como constituyente fundamental del grupo de la serpentina, los reflejos son intensos a los 2.53, 7.29 y 3.61 Å. Ocasionalmente es posible encontrar vermiculita en las muestras la cual tiene un pico distintivo a los 14.15 Å; la paragénesis general está compuesta por un predominio de la antigorita como mineral del grupo de la serpentina ocasionalmente acompañada por vermiculita (Anexo 7).

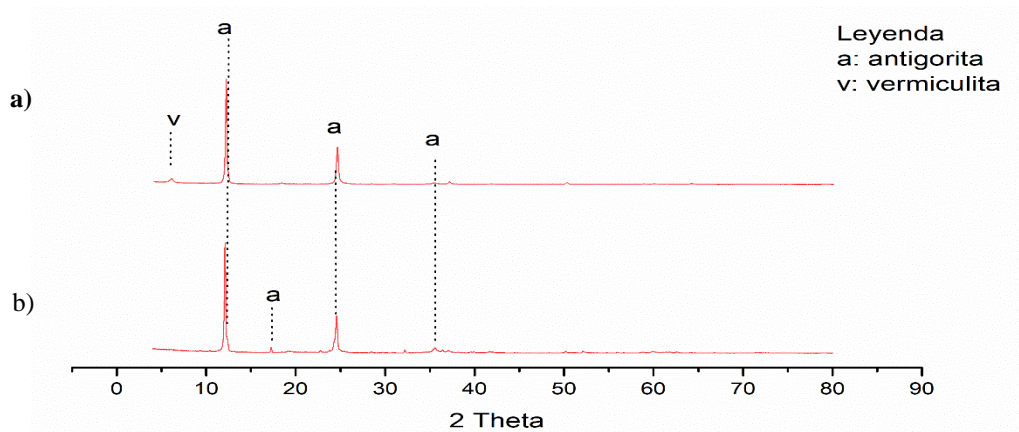


Figura 34. Difractogramas con reflejos de antigorita y vermiculita en rocas del complejo ultramáfico metamorfizado muestras a) CS-MG-5079 y b) CS-IB-10666-1.

Microscopía electrónica de barrido

La antigorita es la fase mineral presente, casi exclusivamente, en las imágenes de electrones retrodispersados de las muestras de serpentinitas CS-IB-10090-1, se observan relictos de espinelas cromíferas, aunque están parcialmente transformadas a ferricromita, como resultado del intercambio de componentes con su alrededor silicatado, principalmente durante las facies anfibolita (Barnes 2000) la que se encuentra caracterizada por altos contenidos de Fe^{3+} , y altos valores en las relaciones Cr^{3+}/Al^{3+} y Mg^{2+}/Fe^{2+} (Gervilla et al. 2012).

La formación y composición de la ferricromita dependerá entonces del grado metamórfico al que éstas se encuentren expuestas, y se verá reflejado en la relación Cr^{3+}/Fe^{3+} , la cual incrementa a medida que el grado metamórfico también (Evans y Frost 1975; Frost 1991). Por esta razón es usada también como un trazador de la fase fluida durante el metamorfismo regional de rocas ultramáficas (Sack y Ghiorso, 1991).

La antigorita es rica en magnesio, con Mg# entre 0,90-0,92; la espinela cromífera presenta composiciones de Al y Cr similares, con Cr# entre 0,38-0,49 y Mg# entre 0,50-0,65 (Figura 35).

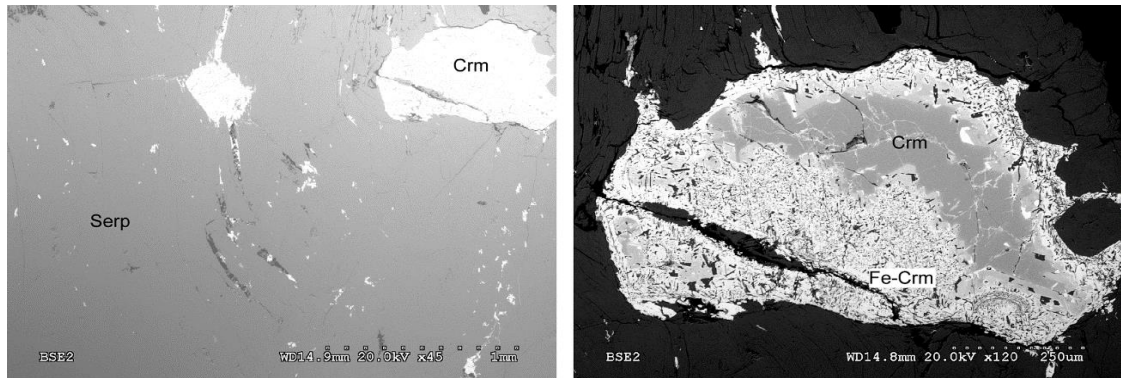


Figura 35. Imágenes de electrones retrodispersados de las serpentinitas, serpentinita (Serp), cromita (Crm) y ferri-cromita (Fe-Crm), muestra CS-IB-10090-1.

En la tabla 4 se pueden apreciar los análisis químicos puntuales de los minerales presentes en la muestra de serpentinita, con estos resultados se elaboró el gráfico de variación composicional de la espinela utilizando Mg# vs Cr#, según (Uysal et al. 2007). Los análisis realizados se ubican en el campo composicional de las peridotitas de antearco, aunque una de las muestras se encuentra en el área de solape de las peridotitas abisales con la de antearco (Figura 36).

Tabla 4. Valores de los contenidos de los óxidos y el número de cationes de elementos químicos en muestras de serpentinita y cromitas, los óxidos en por ciento en peso (wt %).

| Óxidos y elementos químicos | Crm | | Crm | Crm | Crm | Serp | Serp | Serp |
|--------------------------------|-------|--|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | | | | | 16,56 | 41,72 | 41,22 | 40,65 |
| Al ₂ O ₃ | 24,09 | | 23,73 | 26,38 | 15,34 | | | |
| Cr ₂ O ₃ | 33,54 | | 32,49 | 30,46 | 14,19 | | | |
| FeO | 20,85 | | 20,71 | 19,75 | 20,20 | 6,33 | 6,77 | 5,29 |
| MgO | 12,29 | | 12,22 | 14,01 | 20,79 | 35,30 | 34,43 | 36,20 |
| Sum | 90,78 | | 89,16 | 90,60 | 87,09 | 95,46 | 94,36 | 94,10 |
| Si ⁺⁴ | | | | | 0,53 | 4,13 | 4,14 | 4,07 |
| Al ⁺³ | 0,96 | | 0,94 | 1,03 | 0,58 | | | |
| Cr ⁺³ | 0,90 | | 0,89 | 0,80 | 0,36 | | | |
| Fe ⁺³ | 0,59 | | 0,60 | 0,55 | 0,54 | 0,52 | 0,57 | 0,44 |
| Mg ⁺² | 0,62 | | 0,63 | 0,70 | 0,99 | 5,21 | 5,15 | 5,41 |
| Cr# | 0,48 | | 0,49 | 0,44 | 0,38 | | | |
| Mg# | 0,50 | | 0,51 | 0,56 | 0,65 | 0,91 | 0,90 | 0,92 |

Nota. Los cationes están calculados a átomos por fórmula unidad (apfu) correspondientes a cada mineral. Las siglas usadas en la tabla corresponden a: cromita (Crm) y serpentina (Serp).

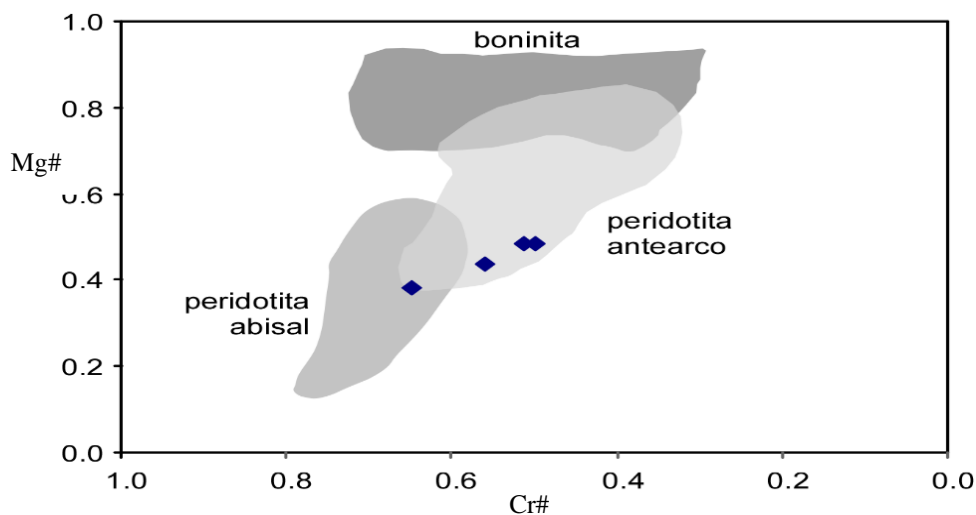


Figura 36. Variación composicional de la espinela Mg# vs Cr#, los campos de peridotitas abisales, antearco y boninitas de Uysal et al. (2007).

4. 3. 3. Geoquímica

Por medio de análisis químicos por fluorescencia de rayos X, se obtuvo la composición en porcentaje en peso, de los óxidos los elementos mayores (tabla 5) y de los elementos traza en ppm (tabla 6), en muestras de peridotitas serpentinizadas y antigorititas.

Tabla 5. Valores de los contenidos de óxidos de elementos químicos mayores en peridotitas metamórficas, en por ciento en peso (% wt).

| Óxidos | Muestras | | | | | |
|--------------------------------|------------|------------|---------------|---------------|------------|------------|
| | CS-YV-6065 | CS-YV-6068 | CS-IB-10666-1 | CS-IB-15019-1 | CS-YV-6062 | CS-YV-6063 |
| | Sept | Ant | S-Ant | S-Ant | Ant | Sept |
| SiO ₂ | 39,34 | 40,9 | 40,22 | 47,31 | 41,15 | 37,48 |
| TiO ₂ | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,07 |
| Al ₂ O ₃ | 0,72 | 1,01 | 0,61 | 0,68 | 0,89 | 4,1 |
| Fe ₂ O ₃ | 8,41 | 8,35 | 9,02 | 8,93 | 8,99 | 9,68 |
| FeO | 4,4 | 5,44 | 8,12 | 8,04 | 3,32 | 2,28 |
| K ₂ O | 0,02 | 0,03 | 0 | 0 | 0,02 | 0,14 |
| MgO | 39,42 | 41,02 | 37,29 | 41,27 | 38,85 | 34,19 |
| MnO | 0,12 | 0,11 | 0,18 | 0,12 | 0,11 | 1,42 |
| CaO | 0,51 | 1,02 | 0,01 | 0,06 | 0,18 | 0,12 |
| Na ₂ O | 0,12 | 0,14 | 0 | 0 | 0,12 | 0,02 |
| P ₂ O ₅ | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| CO ₂ | 1,31 | 0,72 | ND | ND | 0,12 | 0,46 |
| H ₂ O+ | 9,74 | 7,18 | ND | ND | 9,44 | 11,68 |
| LOI | 10,87 | 7,25 | 11,89 | 1,32 | 9,62 | 11,84 |
| #Mg | 94,11 | 93,07 | 89,12 | 90,15 | 95,42 | 96,39 |
| #Fe | 5,89 | 6,93 | 10,88 | 9,85 | 4,58 | 3,61 |

Nota. Las siglas usadas en la tabla corresponden a: antigorititas (Ant), serpentinitas (Sp) y serpentinitas antigoriticas (S-Ant). ND corresponde a parámetros no determinados.

Las muestras analizadas muestran un rango composicional en los elementos mayores de acuerdo con sus extensas variaciones modales de los minerales de grupos de la serpentina. El contenido en SiO₂ oscila entre 37,48 y 47,31 % en peso, el Al₂O₃ entre

0,61 y 4,1 % en peso, el MgO entre 34,19 y 41,27 % en peso, el Fe₂O₃ entre 8,35 y 9,68 % en peso y el CaO entre 0,01 y 5,98 % en peso; el contenido en MnO es siempre inferior a 1,42 % en peso y el TiO₂ aparece en concentraciones bajas, generalmente inferiores a 0,07 % en peso.

Los valores de los contenidos de elementos mayores presentan poca variación debido a que las muestras pertenecen a peridotitas serpentinizadas y antigoritas, con protolito ultramáfico.

Elementos traza

El comportamiento de los elementos traza en las muestras analizadas están enriquecidas en los elementos de alto potencial iónico respecto a los elementos litófilos de alto radio iónico (tabla 5); el contenido de Ni es mucho mayor del que sería esperable para rocas del manto que no han experimentado alteración metamórfica (Figura 37). Esto claramente sugiere la movilidad y concentración de este elemento durante el proceso de serpentinización. En las rocas estudiadas el Cr presenta enriquecimiento; por el contrario el vanadio y escandio están empobrecidos; lo cual podría sugerir un proceso de serpentinización en una zona de suprasubducción (Canil 2004).

El titanio es un elemento resistente a la alteración, con una tendencia a tener una baja concentración en los ambientes de márgenes activos, donde los grados de fusión parcial son muy altos (Wilson 2007; Deschamps et al. 2013). En las rocas estudiadas el contenido de Ti es bajo, similar a los valores reportados para dunitas serpentinizadas en ambientes de suprasubducción.

La muestra CS-YV-6063 presenta enriquecimiento en tierras raras en particular el itrio (Y) con 88 ppm, a diferencia del resto de muestras que presentan concentraciones menores. El alto contenido de Zr en la muestra es poco común, debido a que el Zr suele concentrarse en las rocas a causa de su comportamiento incompatible durante el fraccionamiento del olivino y piroxeno; lo anterior no se observa en otros elementos incompatibles como Sr o Rb, lo que podría reflejar la presencia de circones heredados tras la asimilación de material cortical. El circón a causa de su elevada densidad, se habrían comportado igual que el olivino concentrándose junto a ellos Sr y Rb; la muestras presentan anomalías en las concentraciones Ba lo que podría indicar movilización de estos durante la alteración secundaria o procesos de metamorfismo.

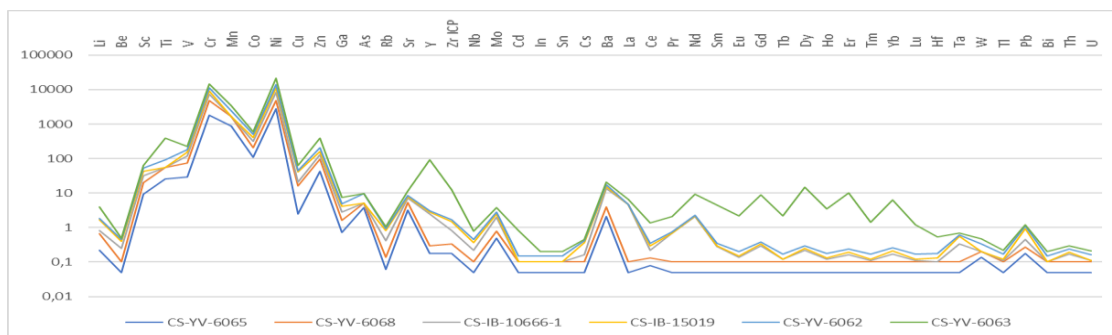


Figura 37. Diagrama spider para las peridotitas serpentinizadas. Muestra de antigoritas: CS-YV-6068, CS-YV-6062 y serpentinitas; 12*CS-YV-6065, 14*CS-IB-10666-1, 15*CS-IB-15019-1, 17*CS-YV-6063.

Las muestras exhiben un gran enriquecimiento en elementos fluidos móviles (EFM), a excepción del litio y el estroncio, los cuales se encuentran levemente empobrecidos. El litio es abundante en el agua marina y también lo es generalmente en las serpentinitas (Li y Lee 2006), pero a pesar de esto, este elemento es particularmente controlado por el protolito mineral de la serpentina (Deschamps et al. 2010).

Kodolányi et al. (2012) muestra que las serpentinitas están particularmente más empobrecidas en Li si estas rocas provienen de un olivino y otras fases minerales.

Las que están compuestas por antigorita presentan un empobrecimiento más marcado que aquellas con lizardita y olivino; las cuales presentan valores similares al promedio de las dunitas serpentinizadas que propone Deschamps et al. (2013) para las anomalías levemente positivas de Sr, a partir de la presencia de carbonatos en las rocas serpentiniticas.

El contenido de los elementos traza en las muestras de peridotitas serpentinizadas, serpentinitas antigoríticas y antigoritas, según el patrón de concentración normalizado a los valores del manto primitivo (McDonough 1992) se caracterizan por un empobrecimiento de la mayoría de los elementos de alto potencial (HFSE) como Rb, Nb, Ce, Zr, Ti, Y (Figura 38).

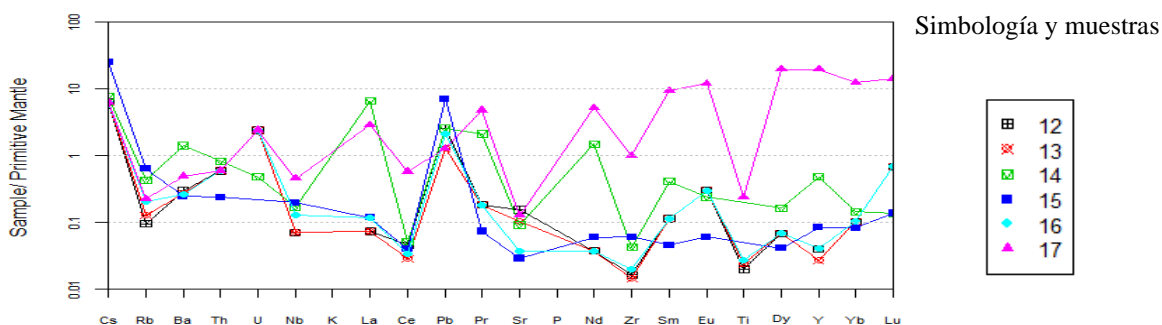


Figura 38. Diagramas multielemental del contenido de elementos traza normalizado a los valores del manto primitivo de Sun & McDonough (1989). Muestra de antigoritas: 13*CS-YV-6068, 16*CS-YV-6062 y serpentinitas: 12*CS-YV-6065, 14*CS-IB-10666-1, 15*CS-IB-15019-1, 17*CS-YV-6063.

Tabla 6. Valores de los contenidos de los elementos químicos en peridotitas metamorfozadas, en (ppm).

| Elementos químicos | Muestras | | | | | |
|--------------------|------------|------------|---------------|-------------|------------|------------|
| | CS-YV-6065 | CS-YV-6068 | CS-IB-10666-1 | CS-IB-15019 | CS-YV-6062 | CS-YV-6063 |
| | Sept | Ant | S | S | Ant | S |
| Li | 0,22 | 0,44 | 0,15 | 0,87 | 0,16 | 2,04 |
| Be | 0,05 | 0,05 | 0,15 | 0,15 | 0,05 | 0,05 |
| Sc | 9,16 | 11,20 | 11,24 | 10,98 | 10,50 | 8,97 |
| Ti | 25,50 | 30,60 | ND | ND | 35,30 | 307 |
| V | 29,70 | 45,30 | 42,95 | 33,93 | 31,30 | 45,10 |
| Cr | 1822 | 3069 | 2376,00 | 1815,31 | 2339 | 3074 |
| Mn | 864 | 824 | ND | ND | 779 | 1034 |
| Co | 108 | 103 | 107,84 | 83,26 | 96,70 | 113 |
| Ni | 2734 | 2030 | 3707,56 | 2752,11 | 2499 | 7697 |
| Cu | 2,46 | 13,50 | 5,01 | 20,91 | 3,47 | 16,30 |
| Zn | 42,80 | 52,60 | 36,99 | 28,64 | 46,70 | 186 |
| Ga | 0,73 | 0,88 | 1,20 | 1,39 | 0,78 | 2,52 |
| As | 3,79 | 1,40 | 0,00 | 0,00 | 4,46 | 0,07 |
| Rb | 0,06 | 0,08 | 0,27 | 0,40 | 0,13 | 0,14 |
| Sr | 3,24 | 2,14 | 1,91 | 0,60 | 0,76 | 2,63 |
| Y | 0,18 | 0,12 | 2,16 | 0,38 | 0,18 | 88,60 |
| Zr | 0,18 | 0,16 | 0,47 | 0,67 | 0,22 | 11,00 |
| Nb | 0,05 | 0,05 | 0,12 | 0,14 | 0,09 | 0,32 |
| Mo | 0,50 | 0,29 | 1,19 | 0,47 | 0,39 | 0,88 |
| Cd | 0,05 | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,68 |
| In | 0,05 | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,05 |
| Sn | 0,05 | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,05 |
| Cs | 0,05 | 0,05 | 0,06 | 0,20 | 0,05 | 0,05 |
| Ba | 2,06 | 1,91 | 9,82 | 1,71 | 1,85 | 3,40 |
| La | 0,05 | 0,05 | 4,50 | 0,08 | 0,08 | 1,96 |
| Ce | 0,08 | 0,05 | 0,09 | 0,07 | 0,06 | 1,01 |
| Pr | 0,05 | 0,05 | 0,58 | 0,02 | 0,05 | 1,31 |
| Nd | 0,05 | 0,05 | 2,00 | 0,08 | 0,05 | 7,02 |
| Sm | 0,05 | 0,05 | 0,18 | 0,02 | 0,05 | 4,13 |
| Eu | 0,05 | 0,05 | 0,04 | 0,01 | 0,05 | 2,02 |
| Gd | 0,05 | 0,05 | 0,20 | 0,03 | 0,05 | 8,61 |
| Tb | 0,05 | 0,05 | 0,02 | 0,00 | 0,05 | 2,01 |
| Dy | 0,05 | 0,05 | 0,12 | 0,03 | 0,05 | 14,40 |
| Ho | 0,05 | 0,05 | 0,02 | 0,01 | 0,05 | 3,24 |
| Er | 0,05 | 0,05 | 0,06 | 0,03 | 0,05 | 9,75 |
| Tm | 0,05 | 0,05 | 0,01 | 0,01 | 0,05 | 1,24 |
| Yb | 0,05 | 0,05 | 0,07 | 0,04 | 0,05 | 6,08 |
| Lu | 0,05 | 0,05 | 0,01 | 0,01 | 0,05 | 1,05 |
| Hf | 0,05 | 0,05 | 0,00 | 0,03 | 0,05 | 0,36 |
| Ta | 0,05 | 0,05 | 0,24 | 0,23 | 0,05 | 0,07 |
| W | 0,14 | 0,06 | 0,00 | 0,00 | 0,14 | 0,13 |
| Tl | 0,05 | 0,05 | 0,01 | 0,01 | 0,05 | 0,05 |
| Pb | 0,18 | 0,09 | 0,18 | 0,50 | 0,15 | 0,09 |
| Bi | 0,05 | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,05 |
| Th | 0,05 | 0,05 | 0,07 | 0,02 | 0,05 | 0,05 |
| U | 0,05 | 0,05 | 0,01 | 0,00 | 0,05 | 0,05 |

Nota: ND corresponde a parámetros no determinados.

4. 4. Asociación transicional

4. 4. 1. Petrografía

Las rocas existentes en la zona de transición manto-corteza oceánica están representadas por peridotitas plagioclásicas serpentinizadas y diques leucocráticos que cortan a las rocas mantélicas serpentinizadas; la existencia de rocas típicas de la zona de transición manto superior-corteza oceánica fueron descritas por Lavaut-Copa (2005), quien estableció que la ofiolitas de esta región se ubican principalmente dentro del complejo cumulativo ultramáfico y en menor proporción en el de las tectonitas; los afloramientos no son continuos y yacen en contactos tectónicos con rocas del basamento mantélico (Figura 39) y (Anexo 3).



Figura 39. (a y b) fotografía de afloramientos de diques leucocráticos. c) muestra tonalita CS-YV-7014a y d) muestra trondhjemita CS-YV-6061.

Peridotitas plagioclásicas serpentinizadas

Estas rocas presentan minerales del grupo de la serpentina como crisotilo y lizardita, además, en menor medida, olivino y enstatita, así como granos de plagioclasas bien preservados; producto de la serpentización se formó magnetita, figura 40 (A y B).

La muestra CS-IB-10109-1 está constituida por minerales del grupo de la serpentina, como antigorita, y piroxenos, que están bastitizados. Se encuentra además atravesada por algunas grietas rellenas por un mineral de coloración verdosa y colores de interferencia que llegan hasta el amarillo verdoso de 1er orden, al parecer clorita. Algunos agregados de minerales serpentiniticos se encuentran plegados y forman “kink bands”, lo cual demuestra que la roca estuvo sometida a esfuerzos tectónicos compresivos. Abundan los cristales diseminados esqueléticos de cromita y magnetita. Se observan, además, proceso de hematización; los cristales de plagioclasa tienen maclas polisintéticas. Es característica de la zona de transición manto-corteza, en respuesta al incremento de alúmina-sílice, la existencia posterior de procesos de cloritización, figura 40 (C y D).

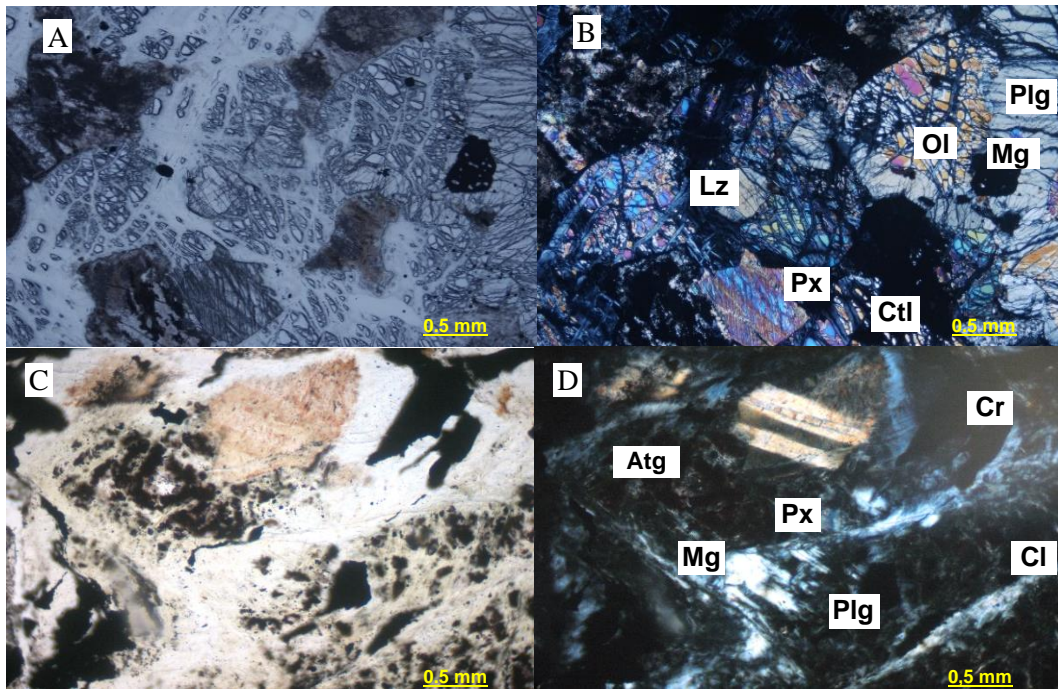


Figura 40. Microfotografías de peridotita plagioclásica serpentinizada, con nicoles paralelos y cruzados, objetivo 10x. A y B) piroxeno (Px), olivino (Ol), lizardita (Lz), crisotilo (Ctl), plagioclasa (Plg) y magnetita (Mg), muestra CS-YV-6072. C y D) piroxeno (Px), antigorita (Atg), plagioclasa (Plg), magnetita (Mg), clorita (Cl) y cromita (Cr), muestra CS-IB-10109-1.

Diques leucocráticos

Las rocas leucocráticas se caracterizan por presentar una composición intermedia; los minerales esenciales que los constituyen son: plagioclasas ácidas (oligoclasa-andesina), cuarzo y actinolita; como minerales accesorios se identifica moscovita, rutilo y apatito; el cuarzo aparece con extinción ondulante; la actinolita se presenta en cristales subidiomorfos a allotriomorfos, donde predominan los cortes prismáticos, figura 41 (A y B). Las rocas presentan zonas de alteración con la presencia de caolinita, albita y clinzoisita, lo que indica la circulación de fluidos hidrotermales.

Algunas muestras están compuestas por plagioclasas, cuarzo, anfíbol, rutilo, epidota y granate; el anfíbol se presenta en forma de agujas prismáticas alargadas con colores de interferencia amarillo rojo azul de primer orden. El granate rellena parcialmente vetas de 0,6 mm de espesor y se formó durante los procesos de alteración hidrotermal; las plagioclasas se encuentran preservadas, con color de interferencia gris de primer orden, figura 41 (C y D).

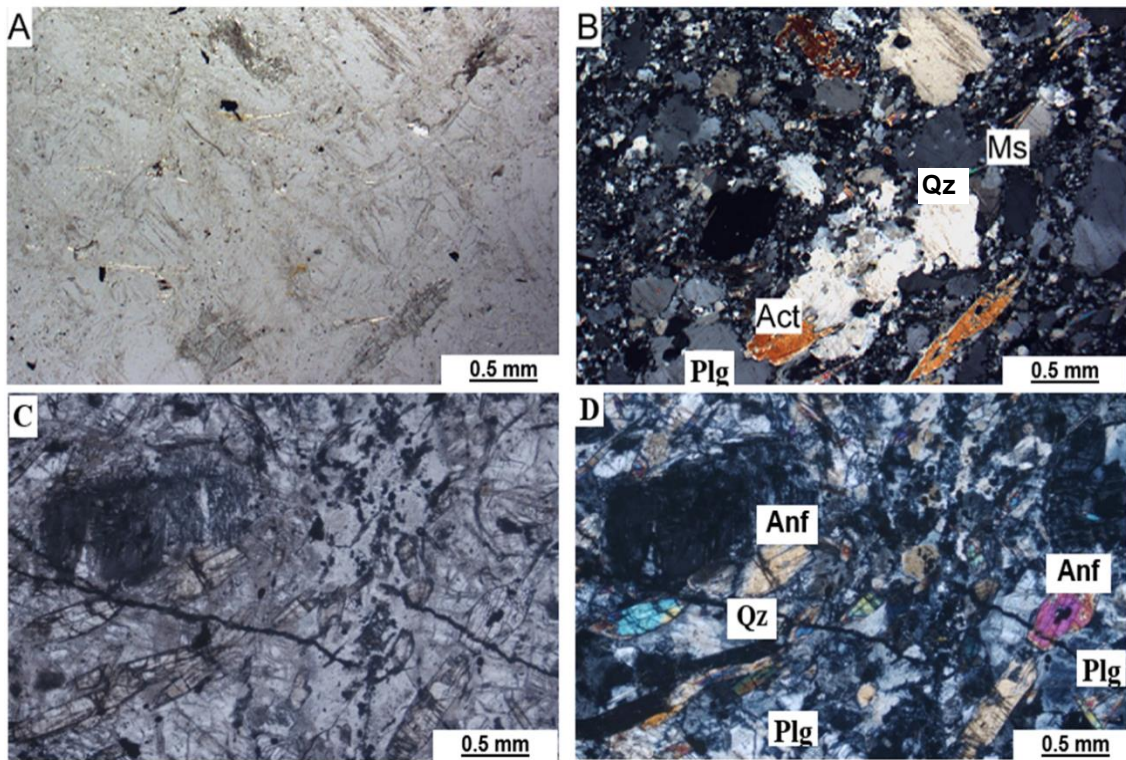


Figura 41. Microfotografías de las rocas leucocráticas, con nicols paralelos y cruzados, objetivo 10x. A y B) se observa plagioclasa (Plg), actinolita (Act), moscovita (Ms) y cuarzo (Qz), muestra CS-YV-7014a C y D) anfíboles (Anf) en forma de agujas prismáticas, plagioclasas (Plg) y cuarzo (Qz), muestra CS-YV-6067.

La muestra CS-YV-6061 está constituida por plagioclasa ácida (oligoclasa) y cuarzo; minerales secundarios biotita y actinolita; la textura es porfidoblástica, los pórfidos forman grano de tamaño 2,5 mm, el tamaño de los relictos que constituyen la matriz generalmente con longitud hasta 0,2 mm y bajo grado de alteración; la oligoclasa es principalmente el fenocristal, incolora y transparente con un solo polarizador; la biotita se observa en la matriz con un volumen de aproximadamente 5,0 % del área de la muestra; su color es castaño amarillento bajo un solo polarizador; la actinolita se encuentra en la matriz con su típica forma columnar, figura 42 (A y B).

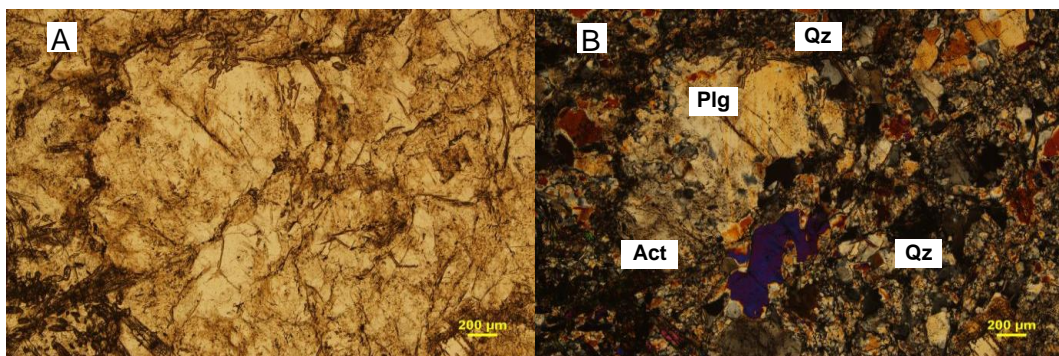


Figura 42. Microfotografías con nicols paralelos y cruzados, objetivo 10x. (A y B) se observa actinolita (Act), cuarzo (Qz) y plagioclasa (Plg), muestra CS-YV-6061.

4. 4. 2. Mineralogía

En las rocas de la asociación transicional, la composición mineralógica descrita en secciones delgadas, indica la presencia de oligoclasa y cuarzo como minerales predominantes en los diques leucocráticos (Anexo 6 y 7).

La oligoclasa se identificó mediante difracción de rayos X, por los reflejos a los 3,20, 3,72 y 6,36 Å; no se logra identificar el cuarzo debido a los bajos contenidos y con distribuciones de tamaño de partículas muy finas; se concluye que la oligoclasa es la fase predominante en las muestras de los diques leucocráticos (Figura 43).

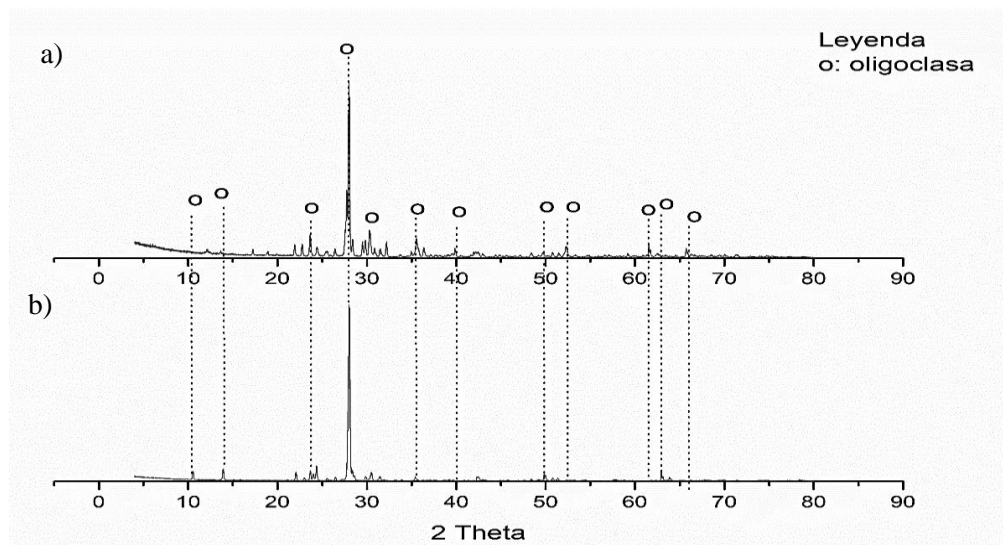


Figura 43. Difractograma con reflejos de oligoclasa en muestras de diques leucocráticos, muestras a) CS-YV-6061 y b) CS-YV-6067.

Microscopía electrónica de barrido

La oligoclasa es la fase mineral predominante en las imágenes de electrones retrodispersados en las muestras de diques leucocráticos; los anfíboles son prismáticos y no presentan zonación mineral (Figura 44); en las zonas de alteración hidrotermal predominan caolinita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$), albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) y clinzoisita ($\text{Ca}_2\text{Al}_3(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{SiO}_4)\text{O}(\text{OH})$); se corrobora que la oligoclasa primaria presenta una composición oligoclasa-andesina $(\text{Na,Ca})(\text{Si,Al})_4\text{O}_8$ y la fase secundaria es albita $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$; los anfíboles son cálcicos, con valores de Ca entre 1,77 y 1,99 apfu (átomos por fórmula unidad); Si entre 7,57 y 7,90 apfu y el número de Mg# entre 0,71 y 0,83, lo que se corresponde con la actinolita; la moscovita es casi pura y no presenta composiciones fengíticas, figura 45 (A y B) y tabla 7.

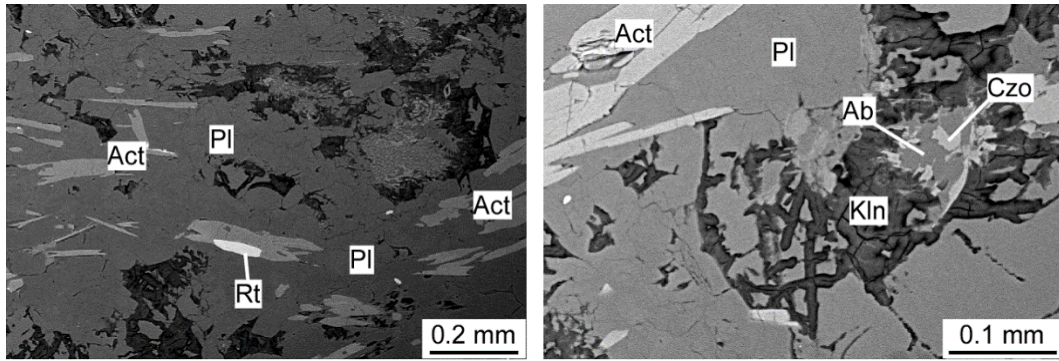


Figura 44. Imágenes de electrones retrodispersados de los diques leucocráticos, plagioclasa (Pl), actinolita (Act), moscovita (Ms), rutilo (Rt), clinozoisita (Czo), caolinita (Kln) y albita (Ab). Muestra CS-YV-7014a.

Tabla 7. Análisis representativos de los minerales presentes en los diques leucocráticos.

| Óxidos y cationes de elementos químicos | Pl | Pl | Pl | Anf | Anf | Ms | Czo | Kln |
|---|-------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 61,76 | 67,58 | 70,79 | 53,72 | 53,27 | 46,38 | 40,52 | 44,07 |
| Al ₂ O ₃ | 24,34 | 23,92 | 19,48 | 4,57 | 3,68 | 36,64 | 32,44 | 39,79 |
| FeO | | | | 8,99 | 7,11 | | | |
| MgO | | | | 18,37 | 19,32 | | | |
| CaO | 4,70 | 4,84 | 1,23 | 11,68 | 13,08 | | 25,23 | |
| Na ₂ O | 8,40 | 7,63 | 9,62 | | | | | |
| K ₂ O | | | | | | 11,64 | | |
| Total | 99,20 | 103,97 | 101,13 | 97,34 | 96,47 | 94,65 | 98,19 | 83,86 |
| Si ⁺⁴ | 2,75 | 2,85 | 3,03 | 7,58 | 7,57 | 6,19 | 3,06 | 3,89 |
| Al ⁺³ | 1,28 | 1,19 | 0,98 | 0,76 | 0,62 | 5,76 | 2,89 | 4,14 |
| Fe ⁺³ | | | | 1,06 | 0,85 | | | |
| Mg ⁺² | | | | 3,87 | 4,09 | | | |
| Ca ⁺² | 0,22 | 0,22 | 0,06 | 1,77 | 1,99 | | 2,04 | |
| Na ⁺ | 0,72 | 0,62 | 0,80 | | | | | |
| K ⁺ | | | | | | 1,98 | | |
| Oxígenos | 8 | 8 | 8 | 23 | 23 | 22 | 12,5 | 7 |
| Pl (An) | 0,24 | 0,26 | 0,07 | | | | | |
| Mg# | | | | 0,78 | 0,83 | | | |

Nota. Los cationes están calculados a átomos por fórmula unidad (apfu) correspondientes a cada mineral. Las siglas usadas en la tabla corresponden a: plagioclasa (Pl), anfíbol (Anf), moscovita (Ms), clinozoisita (Czo) y caolinita (Kln).

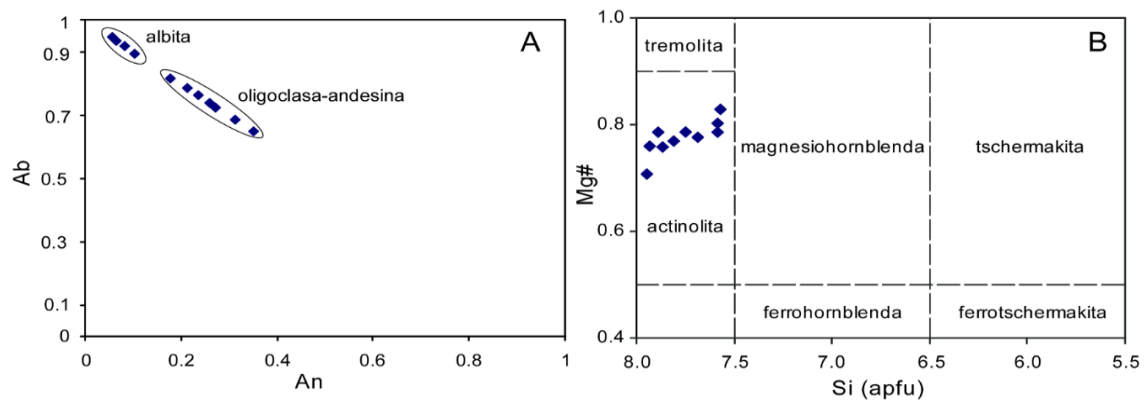


Figura 45. A) composición química de plagioclasas. B) clasificación de los anfíboles (Leake et al. 1997).

4. 4. 3. Geoquímica

Se realizaron análisis químicos por fluorescencia de rayos X en muestras de diques leucocráticos, obteniéndose la composición de los óxidos de los elementos mayores en por ciento (tabla 8) y de los elementos traza en ppm (tabla 10).

Tabla 8. Valores de los contenidos de los óxidos de los elementos mayores, en rocas diques leucocráticos, en por ciento en peso (wt) %.

| Óxidos | Muestras | | | | | | | | |
|---------------------------------|------------|------------|------------|-------------|-------------|------------|------------|------------|------------|
| | CS-YV-6072 | CS-YV-6061 | CS-YV-7007 | CS-YV-7014b | CS-YV-7014a | CS-YV-6067 | CS-YV-7002 | CS-YV-7003 | CS-YV-7004 |
| | Pps | Th | Th | Tn | Tn | Tn | Tn | Tn | Th |
| SiO ₂ | 38,76 | 72,11 | 77,11 | 61,02 | 59,29 | 54,95 | 59,30 | 61,30 | 77,10 |
| TiO ₂ | 0,07 | 0,10 | 0,05 | 0,54 | 0,46 | 0,29 | 0,36 | 0,48 | 0,05 |
| Al ₂ O ₃ | 7,29 | 14,58 | 14,69 | 21,53 | 22,53 | 21,51 | 23,11 | 23,30 | 14,70 |
| TFe ₂ O ₃ | 9,06 | 0,79 | 0,35 | 1,89 | 1,88 | 0,67 | 1,01 | 1,94 | 0,35 |
| FeO | 6,38 | 0,70 | 0,31 | 1,72 | 1,69 | 0,56 | 0,93 | 1,69 | 0,25 |
| MnO | 0,13 | 0,01 | 0,01 | 0,03 | 0,04 | 0,01 | 0,02 | 0,04 | 0,01 |
| MgO | 29,13 | 1,97 | 0,52 | 2,94 | 2,81 | 2,12 | 3,00 | 2,91 | 0,52 |
| CaO | 5,98 | 1,26 | 0,54 | 3,85 | 3,92 | 5,48 | 6,16 | 4,05 | 0,54 |
| Na ₂ O | 0,10 | 8,12 | 6,23 | 5,36 | 5,41 | 9,04 | 5,43 | 5,59 | 6,25 |
| K ₂ O | 0,02 | 0,05 | 0,01 | 0,09 | 0,10 | 0,33 | 0,45 | 0,10 | 0,01 |
| P ₂ O ₅ | 0,01 | 0,05 | 0,14 | 0,32 | 0,27 | 0,05 | 0,15 | 0,28 | 0,14 |
| LOI | 8,26 | 0,58 | 0,09 | 3,08 | 2,90 | 4,66 | 2,80 | 3,05 | 0,09 |
| #Mg | 89,05 | 83,38 | 74,63 | 75,30 | 74,75 | 87,09 | 85,18 | 75,42 | 78,75 |
| #Fe | 10,95 | 16,62 | 25,37 | 24,70 | 25,25 | 12,91 | 14,82 | 24,58 | 21,25 |

Nota: peridotitas plagioclásicas serpentinizadas (Pps), trondhjemitita (Th) y tonalita (Tn).

Las muestras de los diques leucocráticos exhiben un rango composicional de los elementos mayores de acuerdo con las variaciones modales de plagioclasa y anfíbol; el contenido de SiO₂ oscila entre 38,76 y 77,11 % en peso, las trondhjemitas tienen los mayores valores de SiO₂ (72 a 77 %) y la peridotita plagioclásica el menor (38,76 %) las tonalitas tienen composiciones medias por su contenido de sílice que varía entre 54,95 hasta 61,3%, el Al₂O₃ entre 7,29 y 23,30 % en peso, las trondhjemitas tienen los mayores valores (21,51 a 23,30 %) y la peridotita plagioclásica el menor (7,29 %) las tonalitas tienen composiciones medias de 14.60 % en peso.

El Na₂O entre 0,10 y 9,04 % en peso, el CaO entre 0,54 y 6,16 % en peso. El contenido en MnO es siempre inferior a 0,13 % en peso y el TiO₂ aparece en concentraciones bajas, generalmente inferiores a 0,54 % en peso; se destacan las altas concentraciones de Al₂O₃, Na₂O y CaO las que se asocian a la plagioclasa, específicamente a la albita.

Se confeccionaron los diagramas de clasificación de rocas intrusivas adaptado de Peccerillo y Taylor (1976), que incluye el diagrama de Gill (2012), como se observa las rocas de los diques clasifican en la serie toleítica de arco con bajo contenido de potasio

(Figura 46), lo que puede estar vinculado, genéticamente, con los procesos de fusión parcial en condiciones hídricas y de cristalización fraccionada .

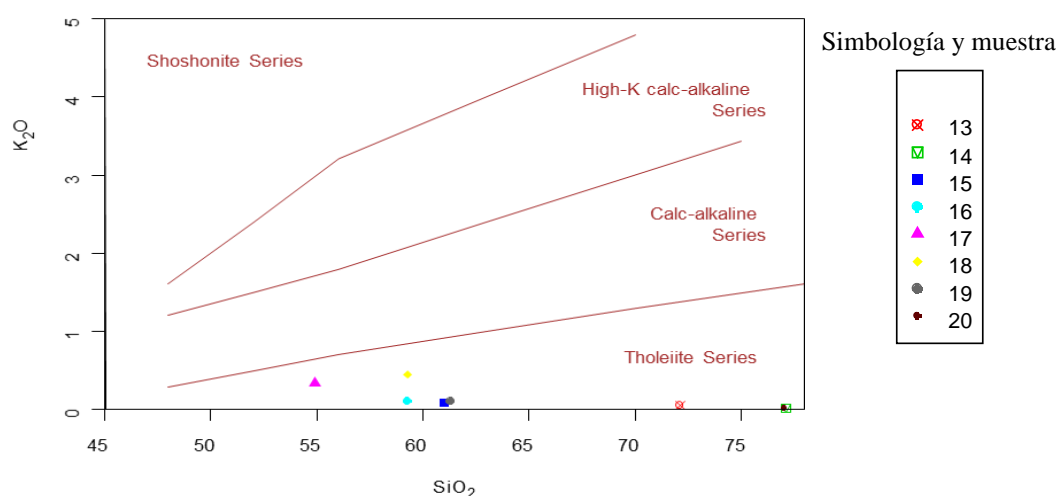


Figura 46. Diagrama de clasificación de rocas intrusivas adaptado de Peccerillo y Taylor (1976), incluye el diagrama de Gill (2012). Trondhjemita: 13*CS-YV-6061, 14*CS-YV-7007, 20*CS-YV-7004. Tonalita: 15*CS-YV-7014b, 16*CS-YV-7014a, 17*CS-YV-6067, 18*CS-YV-7002, 19*CS-YV-7003.

La norma CIPW permite corroborar los resultados de los análisis petrográficos y mineralógicos, al utilizar los valores de los contenidos de los óxidos de los elementos mayores, para definir la concentración de los minerales en las rocas estudiadas (tabla 9).

Tabla 9. Resultados del cálculo CIPW en las rocas de los diques leucocráticos.

| Muestras | Q | C | Or | Ab | An | Ne | Di | Hy | OI | Il | Ap | Sum |
|-------------|-------|------|------|-------|-------|-------|------|------|-------|------|------|-------|
| CS-YV-6072 | 0.00 | 0.00 | 0.11 | 0.84 | 19.38 | 0.00 | 8.08 | 6.94 | 52.34 | 0.13 | 0.02 | 87.87 |
| CS-YV-6061 | 19.26 | 0.00 | 0.29 | 68.70 | 3.18 | 0.00 | 2.17 | 5.01 | 0.00 | 0.19 | 0.11 | 98.95 |
| CS-YV-7007 | 39.06 | 3.78 | 0.05 | 52.71 | 1.76 | 0.00 | 0.00 | 1.80 | 0.00 | 0.09 | 0.33 | 99.61 |
| CS-YV-7014b | 16.71 | 6.38 | 0.53 | 45.35 | 17.01 | 0.00 | 0.00 | 9.64 | 0.00 | 1.02 | 0.75 | 97.41 |
| CS-YV-7014a | 14.51 | 7.04 | 0.59 | 45.77 | 17.68 | 0.00 | 0.00 | 9.41 | 0.00 | 0.87 | 0.64 | 96.53 |
| CS-YV-6067 | 0.00 | 0.00 | 1.95 | 52.14 | 17.13 | 13.18 | 7.65 | 0.00 | 1.59 | 0.55 | 0.11 | 94.34 |
| CS-YV-7002 | 8.22 | 2.84 | 2.65 | 45.94 | 29.58 | 0.00 | 0.00 | 8.62 | 0.00 | 0.68 | 0.35 | 98.91 |
| CS-YV-7003 | 15.08 | 7.30 | 0.59 | 47.30 | 18.26 | 0.00 | 0.00 | 9.63 | 0.00 | 0.91 | 0.66 | 99.75 |
| CS-YV-7004 | 38.99 | 3.76 | 0.05 | 52.88 | 1.76 | 0.00 | 0.00 | 1.69 | 0.00 | 0.09 | 0.33 | 99.57 |

Nota: la simbología utilizada cuarzo (Q), corindón (C), ortoclasa (Or), albita (Ab), anortita (An), nefelina (Ne), diópsido (Di), hiperstena (Hy), olivino (Ol), ilmenita (Il) y apatito (Ap).

Los valores de cuarzo (Q), albita (Ab) y anortita (An) (tabla 8) se representaron en el diagrama normativo de O'Connor (1965) y modificado por Barker (1979); los resultados indican que las rocas presentan características típicas de tonalitas y trondhjemitas, figura 47.

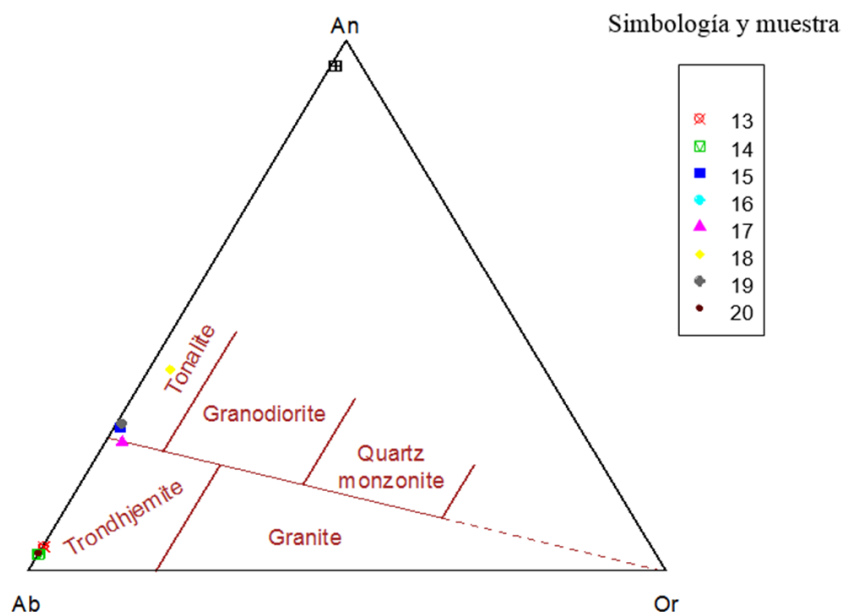


Figura 47. Diagrama de clasificación normativa Ab-An-Q para rocas ígneas de O'Connor (1965) modificado por Barker (1979). Trondhjemita: 13*CS-YV-6061, 14*CS-YV-7007, 20*CS-YV-7004. Tonalita: 15*CS-YV-7014b, 16*CS-YV-7014a, 17*CS-YV-6067, 18*CS-YV-7002, 9*CS-YV-7003.

Los diagramas multielementales (Figura 48), muestran que los diques leucocráticos presentan una abundancia similar en los elementos incompatibles, lo que establece para todas ellas una relación genética, sin embargo, estas rocas presentan un enriquecimiento de los elementos litófilos de ión grande (LILE) respecto a las REE y elementos los elementos pesados de tierras raras (Ti, Cr, Ni, Sr, Nb y La), lo cual es característico de magmas generados en un arco.

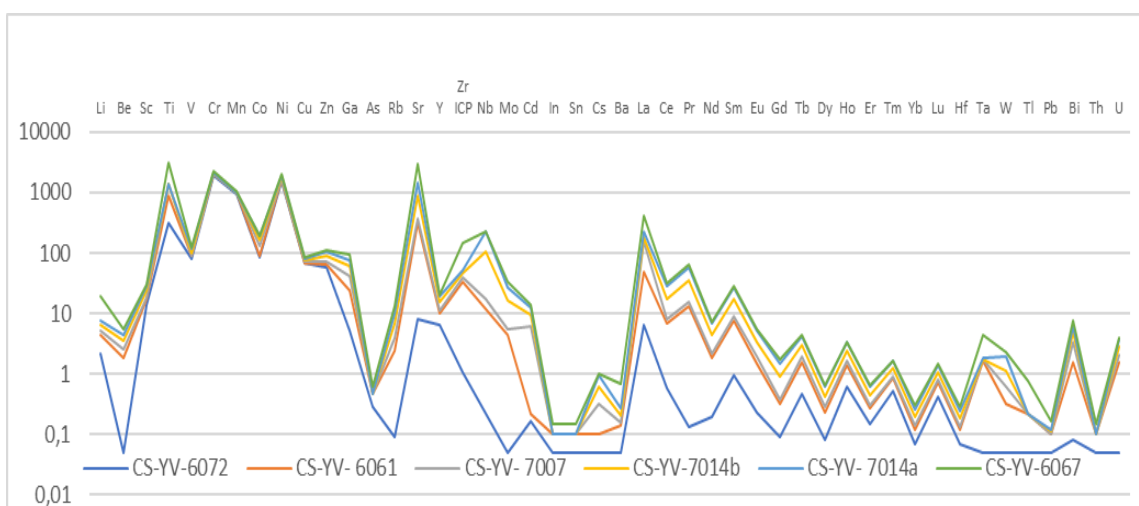


Figura 48. Diagrama spider de peridotita plagioclásica serpentinizada: CS-YV-6072. Trondhjemita: CS-YV-6061, CS-YV-7007. Tonalita: CS-YV-7014b, CS-YV-7014a, CS-YV-6067.

En sentido general, el patrón de elementos de tierras raras para las rocas de los diques leucocráticos presenta una distribución inclinada en el diagrama normalizado a los condritos de McDonough y Sun (1995). Las concentraciones de los lantánidos superan

los valores condriticos (Figura 49), con ligero empobrecimiento de LREE respecto a las HREE y ligera anomalía en Eu, lo cual puede indicar que se formaron a partir de un fundido empobrecido en plagioclasa como fase líquida, o por otra parte, condiciones de incremento de la fugacidad de oxígeno en la zona de suprasubducción (ZSS), por cuanto ha sido demostrado que tales condiciones oxidantes propician la disminución del coeficiente de partición del Eu en la plagioclasa.

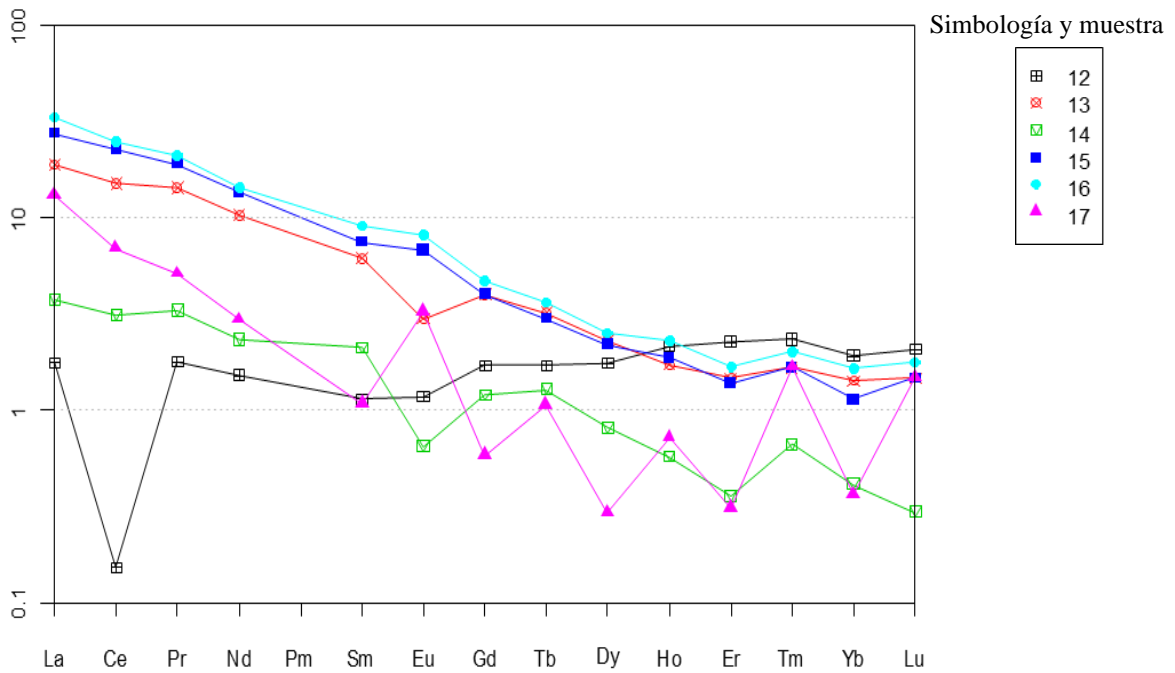


Figura 49. Patrones de REEs de diques leucocráticos y peridotita plagioclásica serpentizada. Los datos graficados han sido normalizados a los valores de condritos de (McDonough y Sun 1995). Peridotita plagioclásica serpentizada: 12*CS-YV-6072. Trondhjemitita: 13*CS-YV-6061, 14*CS-YV-7007. Tonalita: 15*CS-YV-7014b, 16*CS-YV-7014a, 17*CS-YV-6067.

Los diagramas de discriminación tectónica de granitoides (Pearce, Lippard y Roberts 1984), reflejan que los diques leucocráticos presentan una afinidad con los granitos de arco volcánico (Figura 50). Estas particularidades geoquímicas han sido descritas en granitoides comúnmente encontrados en ambientes de zona de suprasubducción (Pearce, Lippard y Roberts 1984; Metcalf y Shervais 2008).

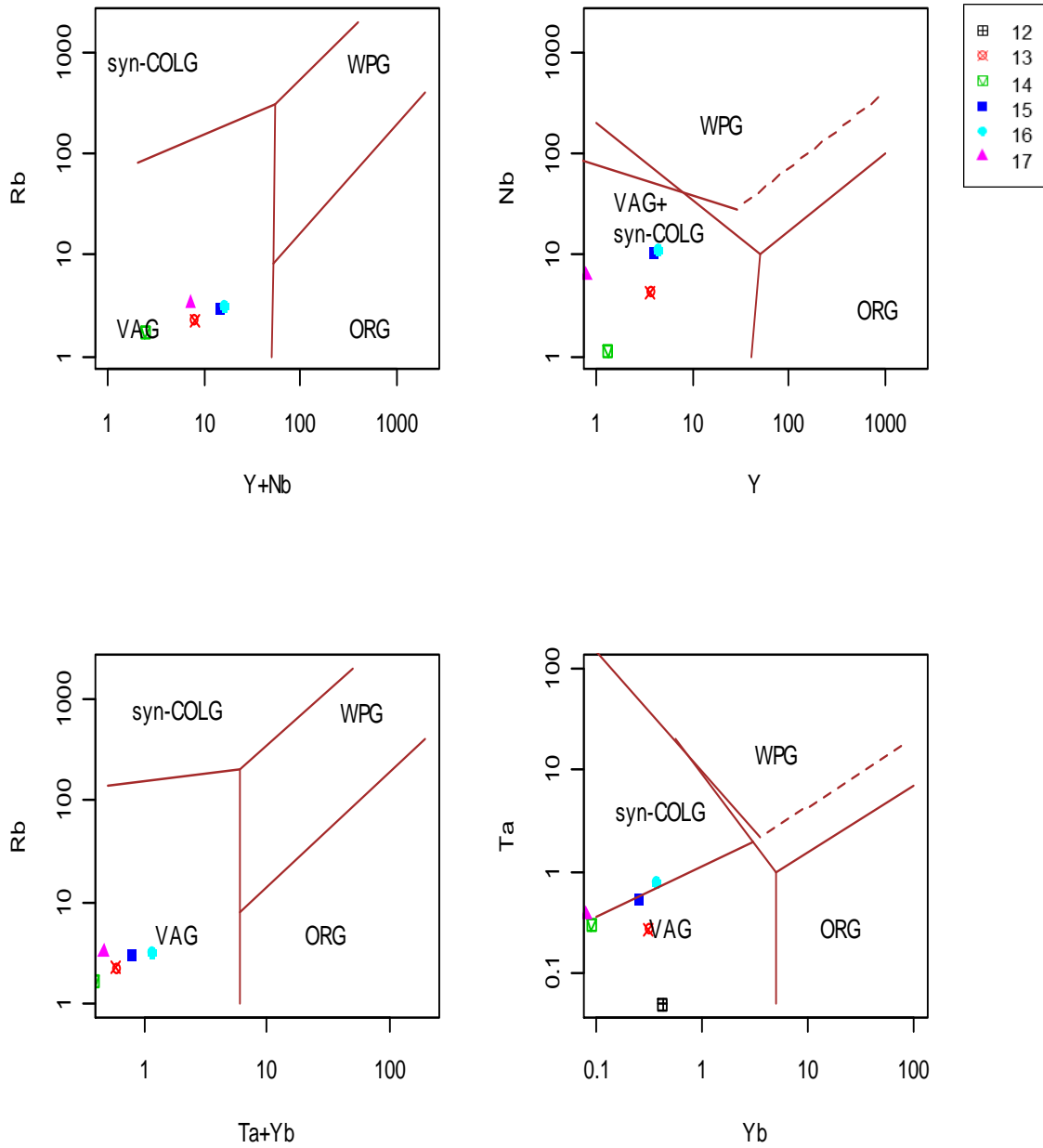


Figura 50. Diagramas de discriminación tectónica para granitoides de dorsal centro-oceánica (Pearce, Lippard y Roberts 1984). Los diques leucocráticos se distribuyen en el campo de los granitos de arco volcánico (VAG). IAG: granito de arco de isla, CAG: granito de arco continental, CCG: granito de colisión continental. Trondhjemita: 13*CS-YV-6061, 14* CS-YV-7007. Tonalita: 15*CS-YV-7014b, 16*CS-YV-7014a, 17*CS-YV-6067.

Tabla 10. Contenido de los elementos traza en las rocas de los diques leucocráticos (ppm).

| Elementos químicos | Muestras | | | | | |
|-----------------------|----------------|----------------|----------------|-----------------|-----------------|----------------|
| | CS-YV- 6072 | CS-YV- 6061 | CS-YV- 7007 | CS-YV- 7014b | CS-YV- 7014a | CS-YV- 6067 |
| | Pps | Th | Th | Tn | Tn | Tn |
| Li | 2,16 | 2,16 | 1,01 | 1,07 | 1,09 | 11,7 |
| Be | 0,05 | 1,78 | 0,79 | 0,9 | 0,86 | 1,1 |
| Sc | 13,9 | 3,58 | 1,25 | 5,13 | 4,52 | 1,43 |
| Ti | 314 | 555 | 500 | ND | ND | 1801 |
| V | 81,2 | 7,03 | 1,57 | 11,86 | 18,76 | 2,74 |
| Cr | 1942 | 86,9 | 36,43 | 58,01 | 60,13 | 68,5 |
| Mn | 941 | 57,4 | ND | ND | ND | 67,1 |
| Co | 84,5 | 6,81 | 40,81 | 28,32 | 27,63 | 6,58 |
| Ni | 1531 | 95,3 | 26,23 | 118,23 | 123,32 | 106 |
| Cu | 66,8 | 2,21 | 3,29 | 3,53 | 3,13 | 3,82 |
| Zn | 56,4 | 8,44 | 6,79 | 17,13 | 19,08 | 5,12 |
| Ga | 5,11 | 19,3 | 17,68 | 17,76 | 17,17 | 15,6 |
| As | 0,28 | 0,2 | ND | ND | ND | 0,14 |
| Rb | 0,09 | 2,27 | 1,7 | 2,96 | 3,21 | 3,29 |
| Sr | 8,15 | 304 | 60,27 | 506,08 | 611,99 | 1406 |
| Y | 6,53 | 3,66 | 1,31 | 3,86 | 4,37 | 0,78 |
| Zr ICP | 1,05 | 33,3 | 5,24 | 6,29 | 7,29 | 90,1 |
| Zr XRF | ND | ND | 17,7 | 88,8 | 116,7 | ND |
| Nb | 0,05 | 4,29 | 1,13 | 10,69 | 11,36 | 6,43 |
| Mo | 0,17 | 0,05 | 5,79 | 3,7 | 2,65 | 1,89 |
| Cd | 0,05 | 0,05 | ND | ND | ND | 0,05 |
| In | 0,05 | 0,05 | ND | ND | ND | 0,05 |
| Sn | 0,05 | 0,05 | 0,22 | 0,3 | 0,36 | 0,05 |
| Cs | 0,05 | 0,09 | 0,02 | 0,05 | 0,06 | 0,41 |
| Ba | 6,34 | 42,7 | 102,53 | 35,06 | 38,68 | 193 |
| La | 0,58 | 6,23 | 1,23 | 9,05 | 10,96 | 4,34 |
| Ce | 0,13 | 13,1 | 2,7 | 19,51 | 21,48 | 5,99 |
| Pr | 0,2 | 1,61 | 0,37 | 2,13 | 2,38 | 0,57 |
| Nd | 0,95 | 6,52 | 1,47 | 8,54 | 9,09 | 1,86 |
| Sm | 0,23 | 1,26 | 0,43 | 1,51 | 1,83 | 0,22 |
| Eu | 0,09 | 0,23 | 0,05 | 0,52 | 0,62 | 0,25 |
| Gd | 0,47 | 1,1 | 0,33 | 1,1 | 1,29 | 0,16 |
| Tb | 0,08 | 0,15 | 0,06 | 0,14 | 0,17 | 0,05 |
| Dy | 0,6 | 0,79 | 0,28 | 0,75 | 0,86 | 0,1 |
| Ho | 0,15 | 0,12 | 0,04 | 0,13 | 0,16 | 0,05 |
| Er | 0,51 | 0,33 | 0,08 | 0,31 | 0,38 | 0,07 |
| Tm | 0,07 | 0,05 | 0,02 | 0,05 | 0,06 | 0,05 |
| Yb | 0,42 | 0,31 | 0,09 | 0,25 | 0,36 | 0,08 |
| Lu | 0,07 | 0,05 | 0,01 | 0,05 | 0,06 | 0,05 |
| Hf | 0,05 | 1,57 | 0,12 | 0,05 | 0,04 | 2,62 |
| Ta | 0,05 | 0,27 | 0,3 | 0,53 | 0,78 | 0,38 |
| W | 0,05 | 0,17 | ND | ND | ND | 0,55 |
| Tl | 0,05 | 0,05 | 0 | 0,01 | 0,01 | 0,05 |
| Pb | 0,08 | 1,46 | 1,89 | 1,53 | 1,34 | 1,28 |
| Bi | 0,05 | 0,05 | ND | ND | ND | 0,05 |
| Th | 0,05 | 1,47 | 0,58 | 0,69 | 0,92 | 0,24 |
| U | 0,05 | 0,52 | 0,22 | 0,16 | 0,1 | 0,13 |

Nota: ND corresponde a parámetros no determinados.

4. 5. Asociación metamórfica

Las rocas están representadas por: metabasitas, anfibolitas y esquistos cloríticos; son rocas duras, masivas, presentan esquistosidad y alineaciones, como es el caso de las anfibolitas las que son compactas, masivas y presentan alineaciones de los anfíboles, los que tienen color verde pálido hasta gris oscuro; estas rocas yacen en contacto tectónico con otras asociaciones litológicas, en particular, con las rocas de la asociación del complejo ultramáfico mantélico (Figura 51).



Figura 51. Fotografía de afloramiento de anfibolitas, se aprecia el bandeamiento de las rocas.

4. 5. 1. Petrografía

Las rocas presentan una coloración oscura por la existencia de minerales máficos (anfíboles), se caracterizan por presentar dos tipos principales de estructuras: masiva y gnéissica; en las rocas con estructura masiva, los granos minerales se encuentran distribuidos de forma homogénea sin ningún signo de orientación preferente, mientras que en las que poseen la estructura gnéissica, se observa una alternancia de bandas claras y oscuras provocada por el alineamiento de los minerales, figura 52 (D y E).

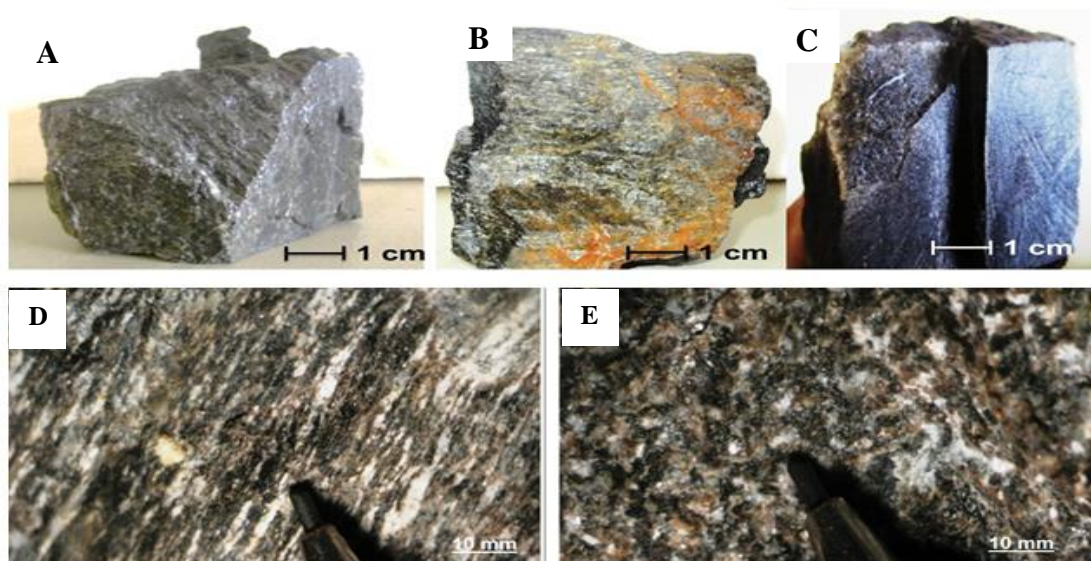


Figura 52. Fotografías de muestras macroscópicas de las rocas metamórficas. (A y B) anfibolitas, (C) metabasita. D) estructura gnéissica en anfibolita gnéissica. E) estructura masiva en granofels anfibolítico.

Metabasita

Es una roca volcánica ultramáfica metamorfozada de grano fino con textura microcristalina, los minerales principales son piroxenos y plagioclasas; el grado de alteración es bajo; los piroxenos (anfíbolitizados) ocupan aproximadamente el 45,0 % de la roca, las plagioclasas el 35,0 % y el olivino el 20,0 %, figura 53 (A y B).

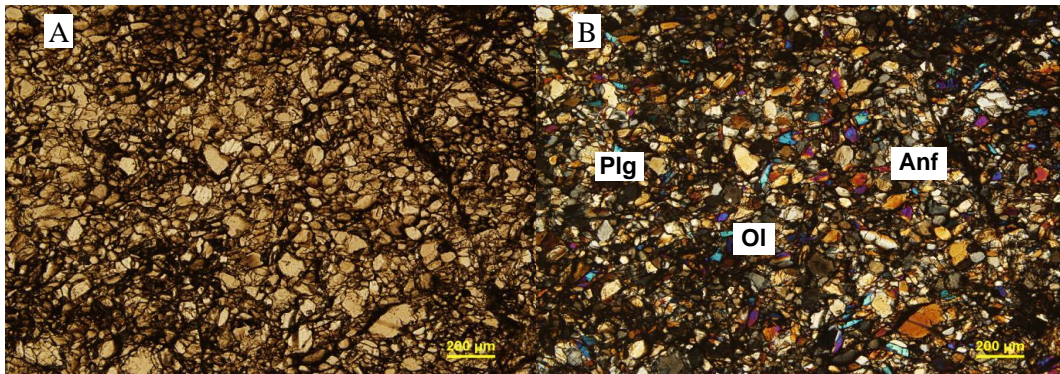


Figura 53. Microfotografía de una metabasita con nicoles paralelos y cruzados, objetivo 10x. A y B) plagioclasa (Plg), olivino (Ol) y anfíboles (Anf), muestra CS-YV-6064.

Anfibolitas gnéissicas

Estas rocas poseen una textura granonematoblástica (gnéissica), se observan alternancias de anfíboles cálcicos (pargasita), plagioclasas y feldespatos potásicos, figura 54 (A y B). Los anfíboles muestran forma prismática, con cierto grado de orientación en una dirección determinada, mientras que los cristales de plagioclasas (oligoclasa a andesina) poseen una forma subidiomórfica y tienen maclas polisintéticas y en forma de cuña producto a los esfuerzos desviatorios; el feldespato potásico presente es anhedral y su dimensión es de aproximadamente 0,2 mm de longitud.

Los minerales principales de la roca son hornblenda y plagioclasas; que tienen un grado bajo de alteración, textura gnéissica, las bandas claras de plagioclasas se intercalan con bandas oscuras de anfíbol hornblenda. La hornblenda se presenta en una forma granular con un volumen de aproximadamente de 65 %, sin analizador se observa que el color propio es verde-amarillo ligero; el color de interferencia más alto es el azul de primer orden y la plagioclasa se presenta en forma granular con un volumen de aproximadamente del 35 %, son incoloras y el color de interferencia más alta es el blanco gris de primer orden, figura 54 (C y D).

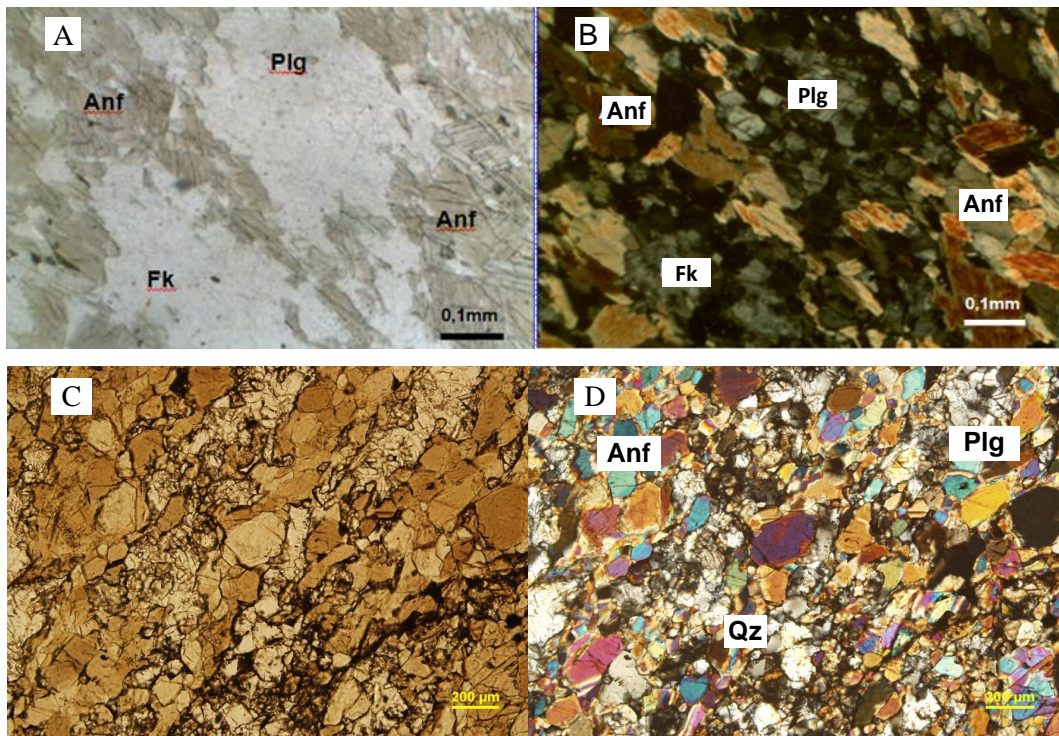


Figura 54. Microfotografías de anfibolitas gnéissicas, con nicoles paralelos y cruzados, objetivo 10x. A y B) anfíboles (Anf), plagioclasas (Plg) y feldespatos potásicos (Fk), muestra CS-YV-20232-1. C y D) anfíboles (Anf), plagioclasas (Plg) y cuarzo (Qz), muestra CS-YV-6066.

Granofels anfibolíticos

Son rocas con estructura masiva, no presentan orientación preferente de los minerales constituyentes y tienen textura granoblástica decusada como se puede observar en la muestra CS-OV-163-2, figura 55 (A y B) y la variedad fibroblástica; se caracteriza por el predominio de hornblenda; los anfíboles exhiben hábito prismático largo, acicular, fibroso, mientras la clorita y minerales del grupo de la serpentina son tabulares.

Las muestras estudiadas están constituidas por una matriz anfibolítico-clorítica de grano fino, la que engloba porfidoblastos de clinocloro, con dimensiones superiores a los 2,0 mm; los anfíboles, por sus características ópticas se corresponden con minerales del grupo de la hornblenda (pargasita), presentan una coloración verde-pálido a incolora y colores de interferencia de azul de segundo orden, figura 55 (C y D); los cristales de clorita son incoloros, presentan bajos colores de interferencia (gris de primer orden) y tienen extinción recta, la forma tabular a diferencia de los anfíboles que son prismáticos; en los porfidoblastos de clorita se observan maclas, las que en determinados puntos del mineral se encuentran deformadas debido a los esfuerzos tectónicos, figura 55 (E y F).

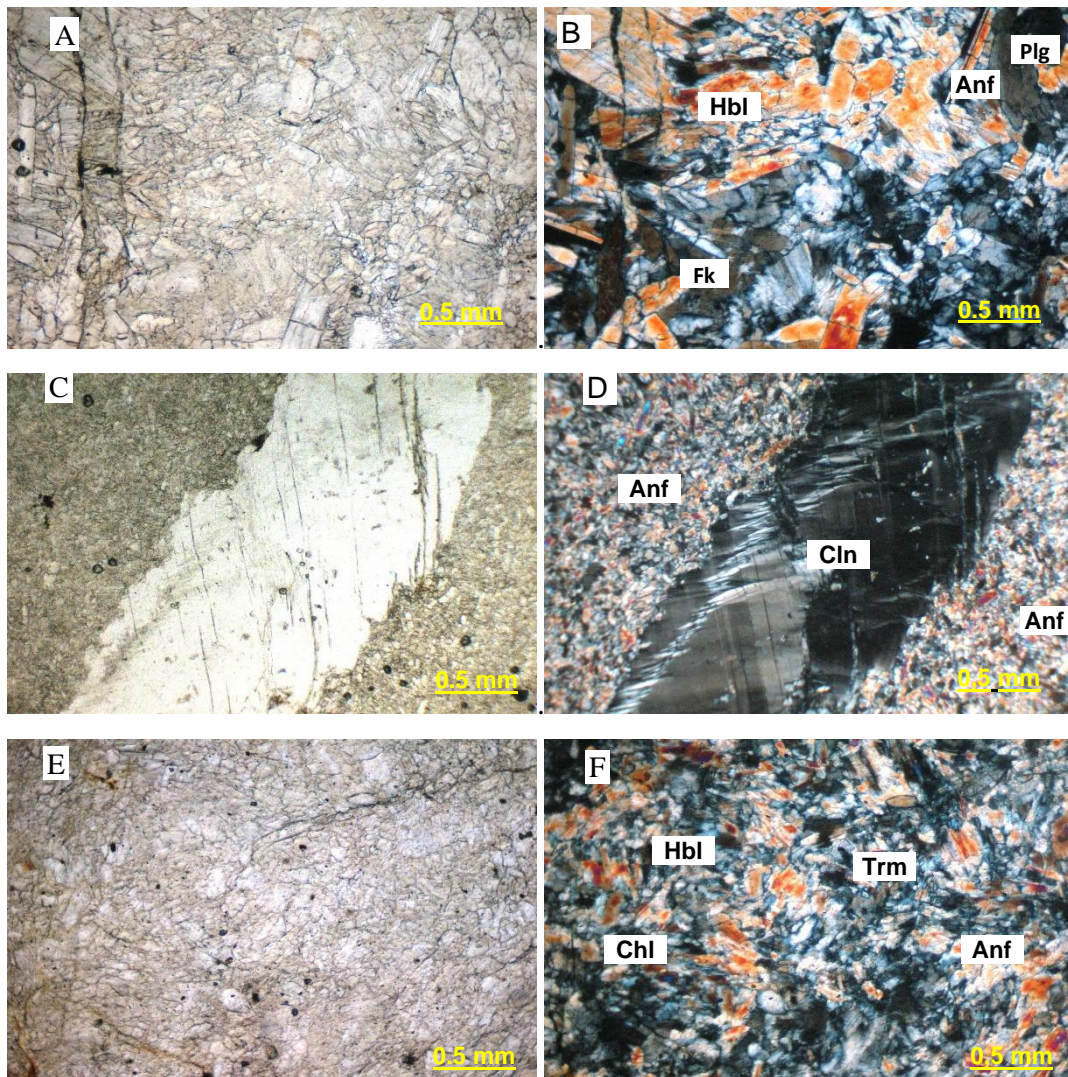


Figura 55. Microfotografías de granofels anfibolíticos, con nicoles paralelos y cruzados, objetivo 10x. Están constituidas por anfíboles (Anf), plagioclasas (Plg) y feldespatos potásicos (Fk). A y B) Cristales prismáticos de anfíboles hornblenda (Hbl), muestra CS-OV-163-2. C y D) Porfidoblastos de clinocloro (Cln) en matriz constituida por anfíboles (Anf), muestra CS-OV-161-1. E y F) cristales de hornblenda (Hbl), clorita (Chl) y tremolita (Trm), muestra CS-MG-5020-1.

Los anfíboles se presentan de forma prismática alargada; la tremolita presenta forma acicular y forma grupos radiales de cristales que se han desarrollado a partir de un centro común a manera de fibrolitas, el color varía de verde muy pálido a incoloro, los colores de interferencia llegan hasta el azul verdoso de segundo orden, el relieve es elevado y los ángulos de extinción se encuentran en el rango de 15° - 23° . La clorita se presenta en agregados de cristales microcristalinos incoloros, que tienen muy baja birrefringencia, figura 56 (A y B).

La muestra CS-MG-195-1 presenta cristales prismáticos de actinolita de color amarillo-verdoso, con altos colores de interferencia, y de hornblenda con color propio verde. Hay presencia de cristales isótopos de granate, alterados a clorita. Presenta una textura

granoblástica decusada en la cual se destacan cristales de clorita en una masa de anfíboles de granulometría más fina, figura 56 (C y D).

En la muestra abundan los cristales de anfíboles, los cuales tienen hábito prismático y acicular y tienden a reunirse en agregados cristalinos fibrosos y radiales, sus colores de interferencia son altos y llegan al azul de 2do orden. Su color propio es de un tono pardo-amarillento claro, un relieve alto y una extinción recta, figura 56 (E y F).

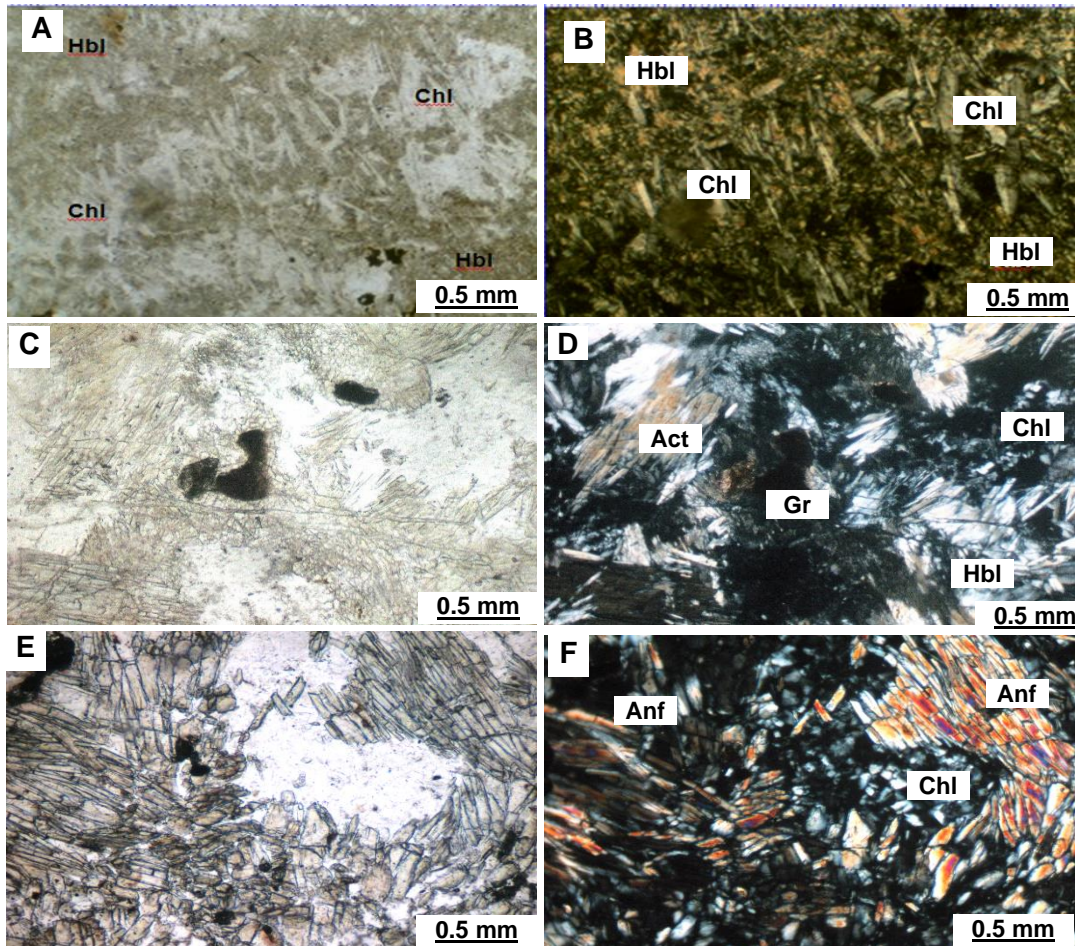


Figura 56. Microfotografías de granofels anfíbolíticos, con nicols paralelos y cruzados, objetivo 10x. A y B) anfíboles hornblenda (Hbl) y clorita (Chl), muestra CS-YV-5774. C y D) Cristales prismáticos de actinolita (Act), hornblenda (Hbl), granate (Gr) y clorita (Chl) CS-MG-195-1. E y F) anfíboles (Anf) y clorita (Chl) muestra CS-MG-187-1.

Esquistos cloríticos

Estas rocas están compuestas por clorita sin orientación preferencial; la clorita se presenta en forma columnar con clivaje en una dirección, color propio verde, birrefringencia débil y color de interferencia gris amarillo de primer orden, el color de interferencia más alta es el color grisáceo, figura 57 (A y B). Se presentan además granos de cromitas y vetillas de óxidos de hierro, el protolito se asocia con una serpentinita, figura 57 (C y D). Con nicols cruzados se observa el carácter fibroso alargado de la antigorita y también de la clorita, con baja birrefringencia. No se aprecian

relictos de los minerales primarios y la magnetita aparece como pequeños puntos, figura 57 (E y F).

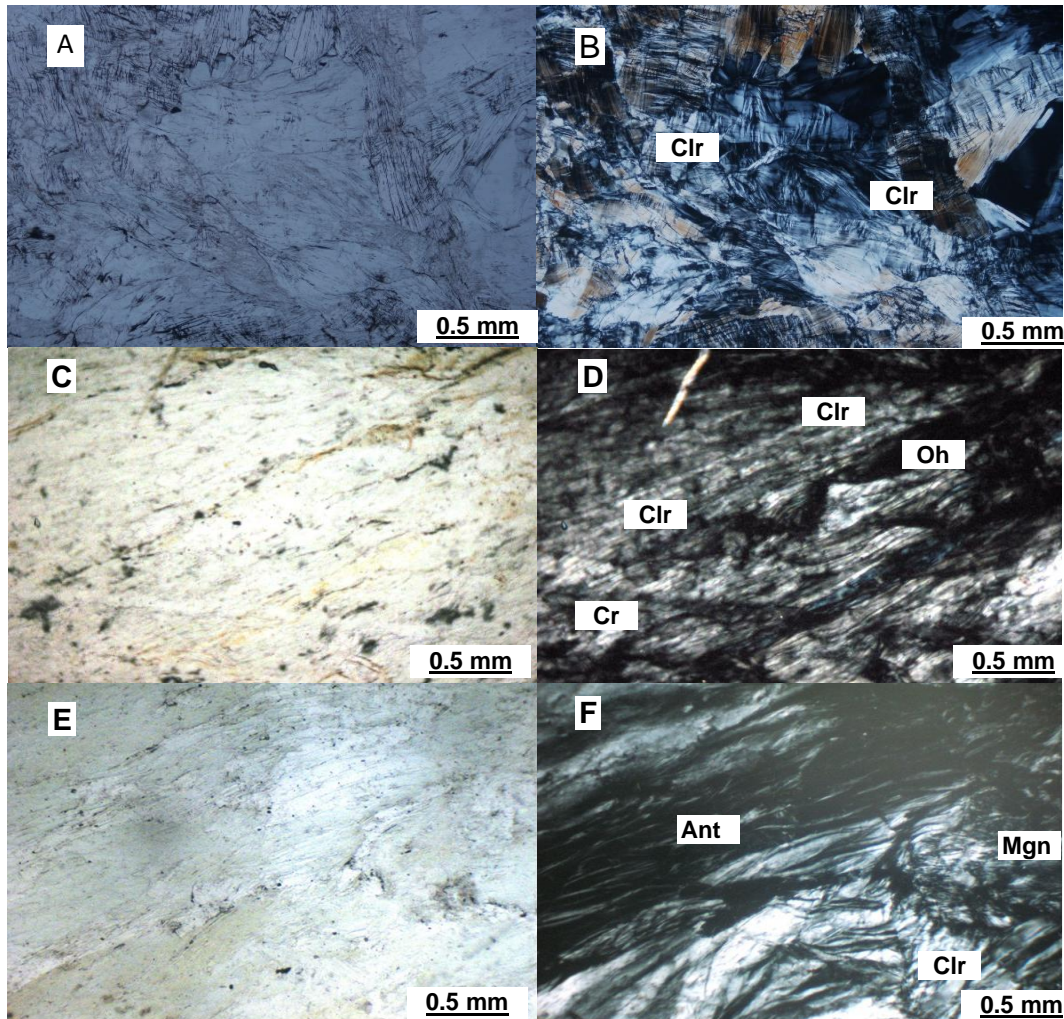


Figura 57. Microfotografías de esquistos cloríticos, con nicols paralelos y cruzados, objetivo 10x. A y B) roca constituida por cristales de clorita (Clr), muestra CS-YV-6069. C y D) clorita (Clh), cromita (Cr) y vetillas de óxido de hierro (Oh), muestra CS-IB-10124-1. E y F) antigorita (Ant), clorita (Clr) y magnetita (Mgn), muestra CS-OV-5-1.

4. 5. 2. Mineralogía

En la interpretación de los difractogramas de rayos X, se utilizaron, como apoyo, los análisis químicos y las descripciones petrográficas de las muestras analizadas; los gráficos muestran los picos difractométricos principales según las fases minerales determinadas en las rocas.

En los difractogramas de las rocas de la asociación metamórfica se encuentran los reflejos principales: 3,12, 8,43 y 3,26 Å que corresponden a la pargasita; los reflejos de la pargasita se superponen a todos los demás, por lo que se deben valorar reflejos de menor intensidad para identificar otras fases; el clinocloro se determinó por un reflejo fuerte a los 7,16 Å, combinado con reflejos débiles a los 4,77 y 3,50 Å (Figura 58).

En las láminas delgadas se describen minerales del grupo de la serpentina, que fueron identificados mediante los reflejos siguientes: 7,29, 3,61 y 2,53 Å; lo que permitió establecer la presencia de la antigorita, así mismo en los análisis petrográficos se estableció la presencia de piroxenos y se identificó la augita mediante los reflejos: 2,99, 1,62 y 1,43 Å. La paragénesis general se puede definir por la presencia de pargasita + antigorita como fases principales y en menor cuantía clinocloro + augita como minerales acompañantes.

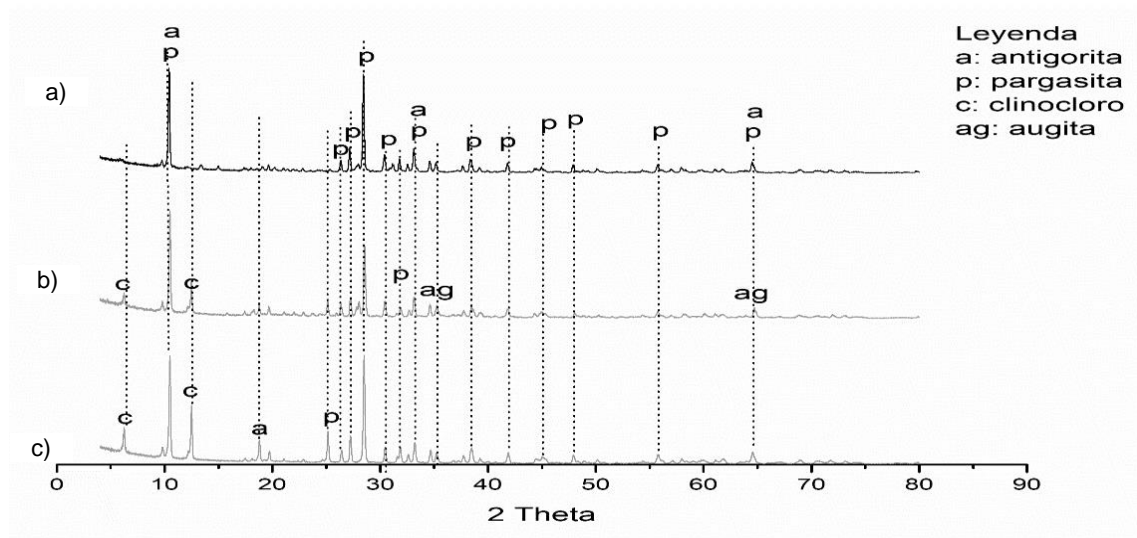


Figura 58. Difractograma con reflejos de antigorita, pargasita, clinocloro y augita en muestras de la asociación metamórfica, muestras a) CS-OV-163-2, b) CS-MG-5020-1 y c) CS-OV-5-1.

Para otras muestras (Anexo 7), los difractogramas indican la presencia de las fases minerales siguientes: pargasita ($\text{Na Ca}_2 \text{Mg}_4 \text{Al}_3 \text{Si}_6 \text{O}_{22} (\text{OH})_2$), edenita ($\text{Na Ca}_2 \text{Mg}_5 \text{Al Si}_7 \text{O}_{22} (\text{OH})_2$); tremolita ($\text{Ca}_2 \text{Mg}_5 \text{O}_{22} (\text{OH})_2$) y en menor medida la nimita ($\text{Ni, Mg, Al}_6 (\text{Si, Al})_4 \text{O}_8 (\text{OH})_8$). La presencia de clinocloro ($\text{Mg}_5 \text{Al} (\text{Si, Al})_4 \text{O}_{10} (\text{OH})_8$) y demás fases minerales son indicativos de un metamorfismo de grado bajo a medio grado.

Microscopía electrónica de barrido

Las imágenes de electrones retrodispersados en las muestras de anfibolitas gnéissicas muestran que la roca está formada casi exclusivamente por plagioclasas y anfíboles, figura 59.

Las plagioclasas presentan composiciones desde labradorita hasta bytownita (Figura 60 A); en algunos bordes las plagioclasas se encuentran transformadas a albita. Los anfíboles son cálcicos, con valores de Ca entre 1,38 y 2,03 apfu, de Si entre 5,88 y 6,75 apfu y con Mg# entre 0,75 y 0,89, lo que se corresponde con composiciones de tschermakita-magnesiohornblenda o similar a pargasita (Figura 60 B) y tabla 11.

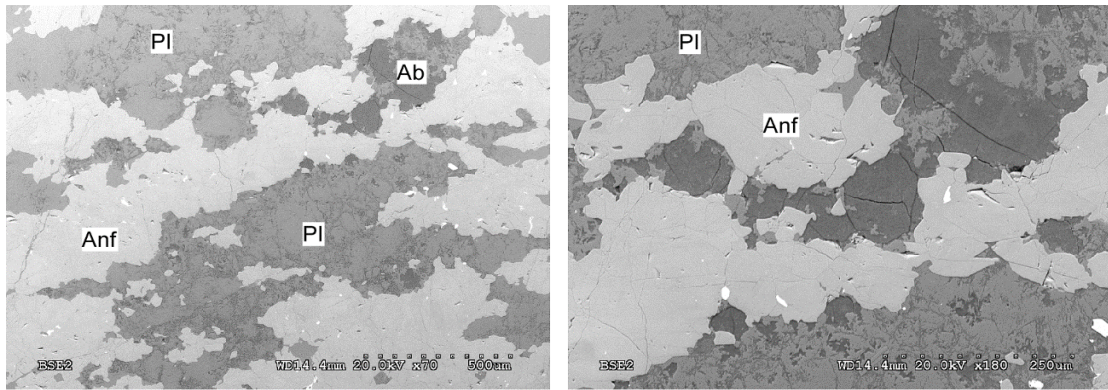


Figura 59. Imágenes de electrones retrodispersados de anfibolitas gnéissicas, anfíboles (Anf), plagioclasas (Pl) y albita (Ab).

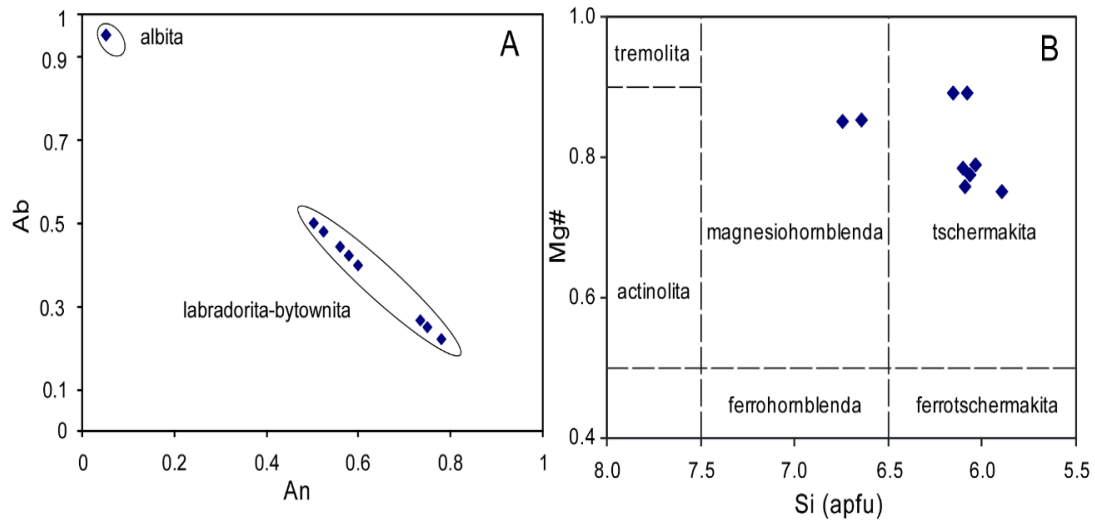


Figura 60. A) composición química de plagioclasas. B) clasificación de los anfíboles (Leake et al. 1997).

Tabla 11. Composición química de los granos minerales de anfíbol y plagioclasa.

| Óxidos y elementos químicos | Pl | Pl | Pl | Pl | Anf | Anf | Anf | Anf | Anf |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 36,73 | 36,63 | 36,82 | 25,74 | 39,13 | 29,29 | 28,84 | 39,68 | 44,11 |
| Al ₂ O ₃ | 28,34 | 28,72 | 29,32 | 22,24 | 16,10 | 12,07 | 12,26 | 15,04 | 8,80 |
| FeO | | | | | 6,73 | 2,64 | 2,66 | 7,24 | 5,63 |
| MgO | | | | | 14,10 | 12,06 | 12,07 | 14,86 | 18,01 |
| CaO | 11,73 | 14,03 | 13,38 | 6,06 | 11,87 | 6,14 | 6,38 | 11,70 | 12,41 |
| Na ₂ O | 4,70 | 2,20 | 2,47 | 3,32 | 3,05 | 2,80 | 2,78 | 2,98 | 1,75 |
| Sum | 81,50 | 81,58 | 81,99 | 57,35 | 92,91 | 66,43 | 66,42 | 93,47 | 92,71 |
| Si ⁺⁴ | 2,09 | 2,08 | 2,07 | 2,05 | 6,04 | 6,16 | 6,08 | 6,10 | 6,75 |
| Al ⁺³ | 1,90 | 1,92 | 1,94 | 2,09 | 2,93 | 2,99 | 3,05 | 2,73 | 1,59 |
| Fe ⁺³ | | | | | 0,87 | 0,46 | 0,47 | 0,93 | 0,72 |
| Mg ⁺² | | | | | 3,24 | 3,78 | 3,79 | 3,41 | 4,11 |
| Ca ⁺² | 0,71 | 0,85 | 0,81 | 0,52 | 1,96 | 1,38 | 1,44 | 1,93 | 2,03 |
| Na ⁺ | 0,52 | 0,24 | 0,27 | 0,51 | 0,91 | 1,14 | 1,13 | 0,89 | 0,52 |
| Pl (Ab) | 0,42 | 0,22 | 0,25 | 0,50 | 0,32 | 0,45 | 0,44 | 0,32 | 0,20 |
| Pl (An) | 0,58 | 0,78 | 0,75 | 0,50 | 0,68 | 0,55 | 0,56 | 0,68 | 0,80 |
| Mg# | | | | | 0,79 | 0,89 | 0,89 | 0,79 | 0,85 |

Nota. Los cationes están calculados a átomos por fórmula unidad (apfu) correspondientes a cada mineral, las siglas usadas en la tabla corresponden a: plagioclasa (Pl) y anfíboles (Anf).

Las imágenes de electrones retrodispersados en una muestra de anfibolitas exhiben que la roca está formada casi exclusivamente por anfíboles (Figura 61), los que son cálcicos, con valores de Ca entre 1,97 y 2,15 apfu, de Si entre 5,56 y 6,97 apfu y con Mg# entre 0,75 y 0,85, lo que se corresponde a composiciones de tschermakita-magnesiohornblenda (Figura 62 A) y tabla 12.

La clorita presenta composiciones de sheridanita según la clasificación de Hey (1954), su génesis estaría asociada a procesos hidrotermales (Figura 62 B) y tabla 12.

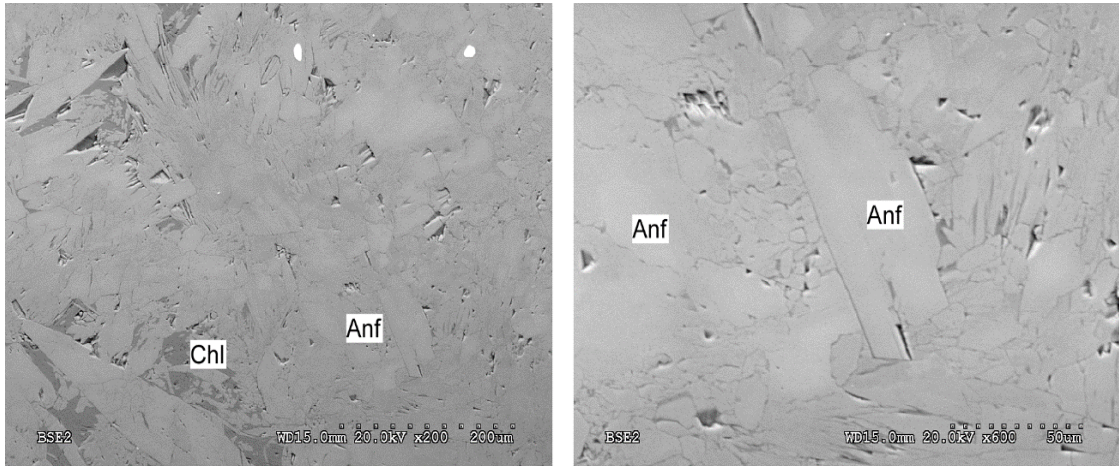


Figura 61. Imágenes de electrones retrodispersados anfíboles (Anf) y clorita (Chl).

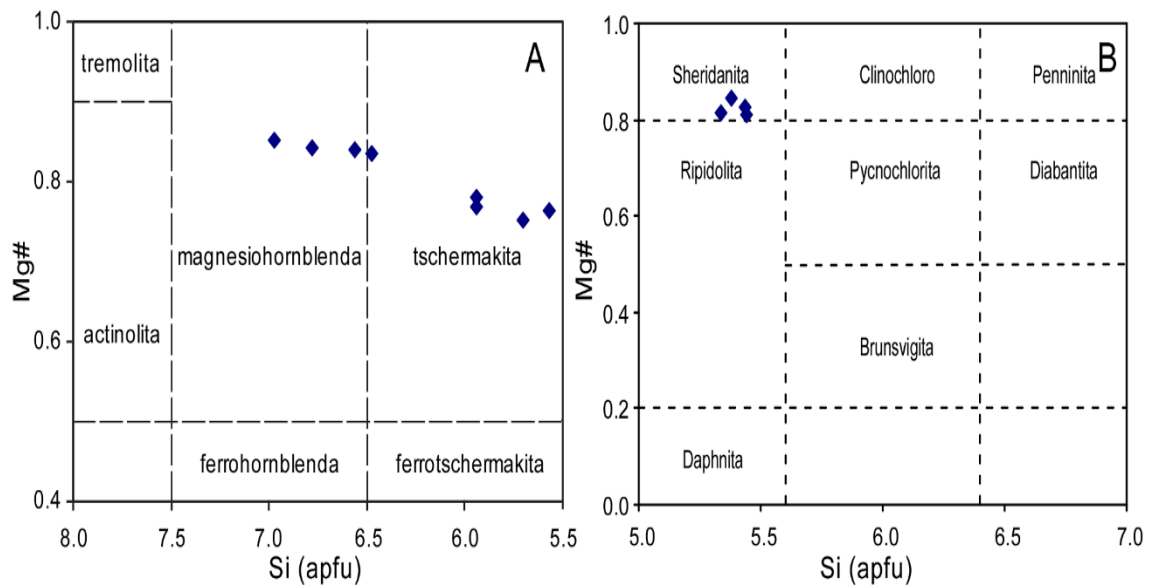


Figura 62. A) clasificación de los anfíboles (Leake et al. 1997); B) clasificación de las cloritas (Hey, 1954).

Tabla 12. Análisis representativos de los minerales presentes en las anfibolitas.

| Óxidos y elementos químicos | Anf | Anf | Anf | Anf | Anf | Anf | Anf | Chl | Chl |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-----|
| SiO ₂ | 44,37 | 38,66 | 32,15 | 36,65 | 35,15 | 43,92 | 24,56 | 25,37 | |
| Al ₂ O ₃ | 5,82 | 10,47 | 16,78 | 15,08 | 17,74 | 8,41 | 20,58 | 20,99 | |
| FeO | 6,11 | 5,89 | 7,73 | 7,64 | 8,23 | 6,29 | 9,58 | 8,94 | |
| MgO | 19,48 | 16,73 | 14,01 | 15,07 | 13,90 | 18,84 | 23,68 | 23,73 | |
| CaO | 12,33 | 11,01 | 10,84 | 12,30 | 11,94 | 12,21 | | | |
| Sum | 90,06 | 87,84 | 87,08 | 92,69 | 92,97 | 94,43 | 89,45 | 90,23 | |
| Si ⁺⁴ | 6,97 | 6,47 | 5,56 | 5,94 | 5,69 | 6,77 | 5,34 | 5,44 | |
| Al ⁺³ | 1,08 | 2,06 | 3,42 | 2,88 | 3,39 | 1,53 | 5,27 | 5,30 | |
| Fe ⁺³ | 0,80 | 0,82 | 1,12 | 1,04 | 1,11 | 0,81 | 1,74 | 1,60 | |
| Mg ⁺² | 4,56 | 4,17 | 3,61 | 3,64 | 3,35 | 4,33 | 7,67 | 7,58 | |
| Ca ⁺² | 2,08 | 1,97 | 2,01 | 2,13 | 2,07 | 2,02 | | | |
| Oxígenos | 23 | 23 | 23 | 23 | 23 | 23 | 28 | 28 | |
| Mg# | 0,85 | 0,84 | 0,76 | 0,78 | 0,75 | 0,84 | 0,81 | 0,83 | |

Nota. Los cationes están calculados a átomos por fórmula unidad (apfu) correspondientes a cada mineral, las siglas usadas en la tabla corresponden a: anfíboles (Anf) y cloritas (Chl).

4. 5. 3. Geoquímica

Los análisis de las rocas expresados en óxidos y elementos químicos se aprecian en la tabla 13 y de los elementos traza expresados en la tabla 14.

Tabla 13. Valores de los contenidos de elementos químicos, en óxidos, en las rocas metamórficas, en por ciento en peso (wt %).

| Óxidos y elementos químicos | Muestras | | | | | | | | | | | |
|---------------------------------|------------|------------|------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|--------------|-------------|--------------|-------------|
| | CS-YV-6064 | CS-YV-6066 | CS-YV-6069 | CS-OV-13635 | CS-OV-146-2 | CS-OV-187-1 | CS-YV-20232 | CS-OV-163-2 | CS-OV-5774-1 | CS-MG-161-1 | CS-MG-5020-1 | CS-MG-195-1 |
| | MB | AN | EC | GA | GA | GA | AN | GA | GA | GA | GA | GA |
| SiO ₂ | 41,75 | 45,43 | 29,57 | 45,32 | 44,18 | 46,66 | 42,99 | 45,6 | 44,4 | 45,35 | 42,10 | 39,8 |
| TiO ₂ | 0,9 | 0,88 | 0,08 | 0,43 | 0,44 | 0,86 | 1,01 | 0,37 | 0,32 | 0,47 | 0,57 | 1,15 |
| Al ₂ O ₃ | 16,26 | 16,06 | 19,01 | 16,01 | 15,2 | 16,43 | 17,44 | 13,7 | 14,6 | 12,22 | 16,5 | 22,4 |
| TFe ₂ O ₃ | 10,2 | 8,23 | 6,97 | 7,4 | 7,47 | 8,3 | 10,69 | 11,3 | 8,17 | 7,87 | 10,9 | 13,8 |
| FeO | 7,81 | 6,48 | 5,44 | 6,66 | 6,72 | 7,47 | ND | ND | ND | ND | ND | ND |
| MnO | 0,14 | 0,12 | 0,05 | 0,12 | 0,13 | 0,13 | 0,16 | 0,17 | 0,14 | 0,09 | 0,16 | 0,12 |
| MgO | 13,6 | 11,56 | 31,32 | 12,77 | 15,44 | 11,52 | 13,24 | 18 | 27,3 | 23,56 | 15,7 | 16,1 |
| CaO | 11,26 | 10,64 | 0,17 | 10,96 | 10,49 | 10,54 | 11,04 | 9 | 4,33 | 8,3 | 10,8 | 5,5 |
| Na ₂ O | 3,16 | 3,62 | 0,08 | 3,12 | 1,94 | 3,59 | 3,02 | 1,8 | 0,74 | 1,98 | 2,78 | 1,06 |
| K ₂ O | 0,21 | 0,2 | 0,02 | 0,05 | 0,05 | 0,14 | 0,2 | 0,07 | 0,06 | 0,06 | 0,12 | 0,05 |
| P ₂ O ₅ | 0 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,02 |
| LOI | 1,69 | 0,89 | 12,21 | 3,15 | 4,22 | 1,34 | ND | ND | ND | ND | ND | ND |
| #Mg | 75,63 | 2,16 | 91,12 | 77,36 | 80,37 | 73,32 | ND | ND | ND | ND | ND | ND |
| #Fe | 24,37 | 2,4 | 8,88 | 22,64 | 19,63 | 26,68 | ND | ND | ND | ND | ND | ND |

Nota: anfibolitas gnéissicas (AN), granofels anfibolíticos (GA), esquistos cloríticos (EC) y metabasita (MB), ND corresponde a parámetros no determinados.

Las rocas analizadas tienen un rango composicional de elementos mayores que se corresponde con las variaciones modales de anfíboles observados; los contenidos de SiO₂ oscilan entre 38,83 y 46,66 % en peso, con la excepción de la muestra CS-YV-

6069, que corresponde a un esquistos clorítico, el Al_2O_3 entre 13,73 y 22,36 % en peso; el MgO entre 11,60 y 27,3 % en peso; el Fe_2O_3 entre 6,97 y 13,82 % en peso y el CaO entre 0,17 y 11,30 % en peso; el MnO es inferior a 0,17 % en peso y el TiO_2 aparece en concentraciones bajas, generalmente inferiores a 1,15 % en peso.

Las variaciones que presentan las anfibolitas en algunos elementos mayoritarios (tabla 12), el valor medio del SiO_2 de 43,71 % en peso, con la muestra CS-OV-187-1 con el contenido más elevado 46,66 % en peso y la muestra CS-YV-6069 con el más bajo 39,83 % en peso; la muestra CS-YV-20232-1 tiene los contenidos más elevados de álcalis (Na_2O = 3,2 % y K_2O = 0,2 %); lo que se corresponde a rocas volcánicas metamorfizadas (Valdés-Mariño 2015).

Los resultados de los análisis químicos obtenidos para SiO_2 , K_2O y TiO_2 son similares a los propuestos por Jamtveit y Austrheim (2010) para rocas toleíticas abisales de un ambiente de dorsal mesoceánica; la relación FeOt/MgO varía entre 0,21 y 0,86, la relación es un discriminante entre las rocas toleíticas abisales para los valores menores a 1,7 y de toleíticas de arcos de islas o toleíticas de fondo oceánico marginal, para valores mayores a 1,7. Otro discriminante para estos ambientes serían los contenidos de K_2O , pero como los álcalis son móviles ante procesos de metamorfismo y meteorización, no contarían como discriminante, mientras que los rangos de SiO_2 y FeOt/MgO son más estrechos.

Sun y Nesbitt (1978) discutieron las regularidades geoquímicas y el significado genético de basaltos asociados con complejos ofiolíticos al usar las relaciones: $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ y CaO/TiO_2 para establecer la génesis de basaltos con bajo y alto contenido de TiO_2 , en una serie ofiolítica; estos autores proponen que al incrementar los grados de fusión del manto puede producirse un progresivo aumento en las relaciones $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ y CaO/TiO_2 en el fundido, sobre estas bases determinaron que los basaltos derivados de magmas tipo MORB tienen altos contenidos de $\text{TiO}_2 > 7000$ ppm, mientras que los basaltos de arcos de islas y cuenca de interarco tienen bajos contenidos de $\text{TiO}_2 < 4000$ ppm; los resultados obtenidos en los diagramas y los contenidos en TiO_2 , para las anfibolitas, sugieren una afinidad con basaltos de arcos de islas o cuencas de interarco con bajo contenido de titanio.

Resultados de los análisis químicos obtenidos por la fluorescencia de rayos X permitieron la elaboración del diagrama de clasificación TAS para rocas volcánicas de Le Bas (1986), con el objetivo de determinar el protolito, figura 63.

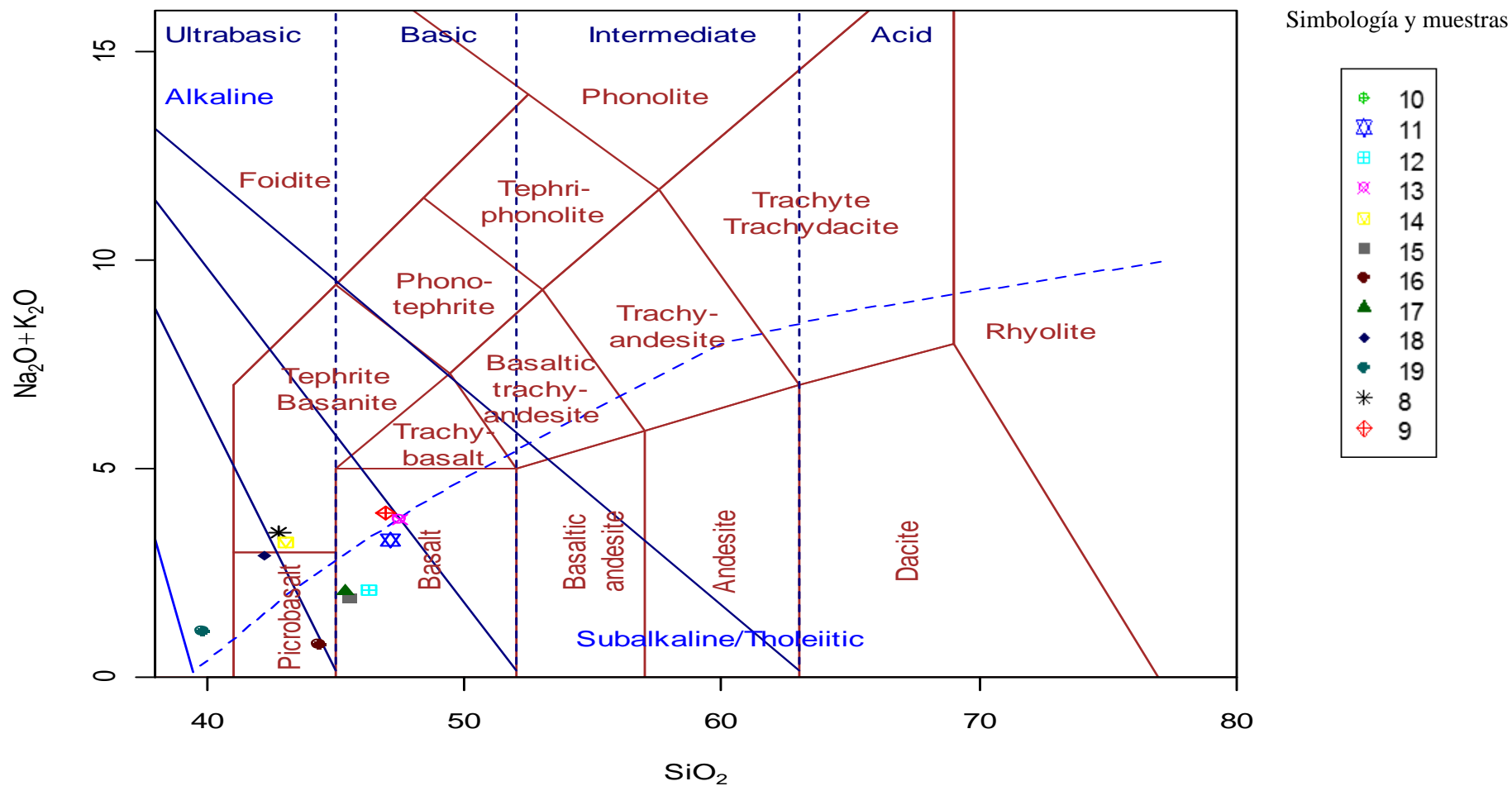


Figura 63. Diagrama de clasificación TAS (Le Bas, 1986). Anfibolitas gnéissicas: 14*CS-YV-20232. 9*CS-YV-6066. Esquisto clorítico: 10*CS-YV-6069. Granofels anfibolítico: 11*CS-OV-13635, 12*CS-OV-146-2, 13*CS-OV-187-, 15*CS-OV-163-2, 16*CS-OV-5774-2, 17*CS-MG-161-1, 18*CS-MG-5020-1, 19*CS-MG-195-1. Metabasita: 8*CS-YV-6064.

Los elementos mayoritarios se representaron para discriminar la serie magmática a la cual corresponden (Figura 64 A), las anfibolitas se ubican en el campo subalcalino, excepto dos muestras que corresponden al campo alcalino; ellas muestran una afinidad toleítica (Figura 64 B).

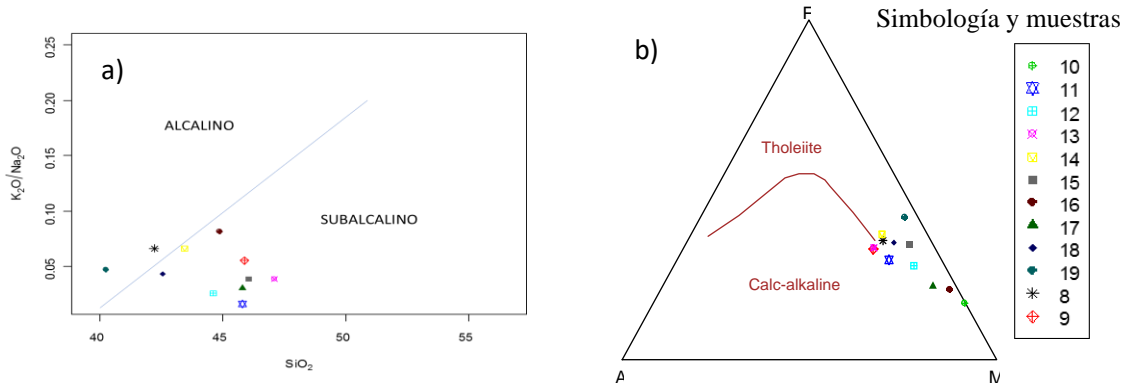


Figura 64. a) Diagrama SiO_2 vs. $(Na_2O + K_2O)$ de (Irvine y Baragar 1971). b) diagrama SiO_2 -FeO/MgO de Miyashiro (1974). Toleítico (TH) y calcoalcalino (CA). Anfibolitas gnéissicas: 14*CS-YV-20232, 9*CS-YV-6066. Esquisto clorítico: 10*CS-YV-6069. Granofels anfibolítico: 11*CS-OV-13635, 12*CS-OV-146-2, 13*CS-OV-187-, 15*CS-OV-163-2, 16*CS-OV-5774-2, 17*CS-MG-161-1, 18*CS-MG-5020-1, 19*CS-MG-195-1. Metabasita: 8*CS-YV-6064.

Se utilizaron diagramas de discriminación tectónica, entre ellos Ti - V de Shervais (1982) (Figura 65), las que se corresponden a basaltos de fondo oceánico y el diagrama Zr - Ti de (Pearce y Cann 1973) (Figura 66) para determinar el posible ambiente tectónico de los protolitos de las rocas metamórficas las que se corresponden a basaltos toleíticos de fondo oceánico.

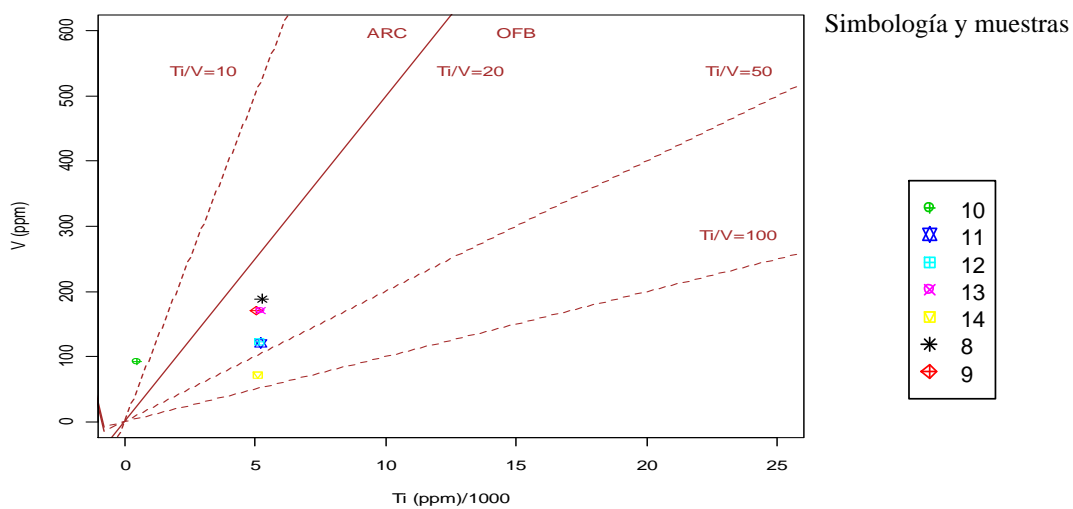


Figura 65. Diagramas de discriminación tectónica Ti - V de Shervais (1982). Referencias: basaltos de arco (ARC) y basaltos de fondo oceánico (OFB). Anfibolitas gnéissicas: 14*CS-YV-20232, 9*CS-YV-6066. Esquisto clorítico: 10*CS-YV-6069. Granofels anfibolítico: 11*CS-OV-13635, 12*CS-OV-146-2, 13*CS-OV-187-1. Metabasita: 8*CS-YV-6064.

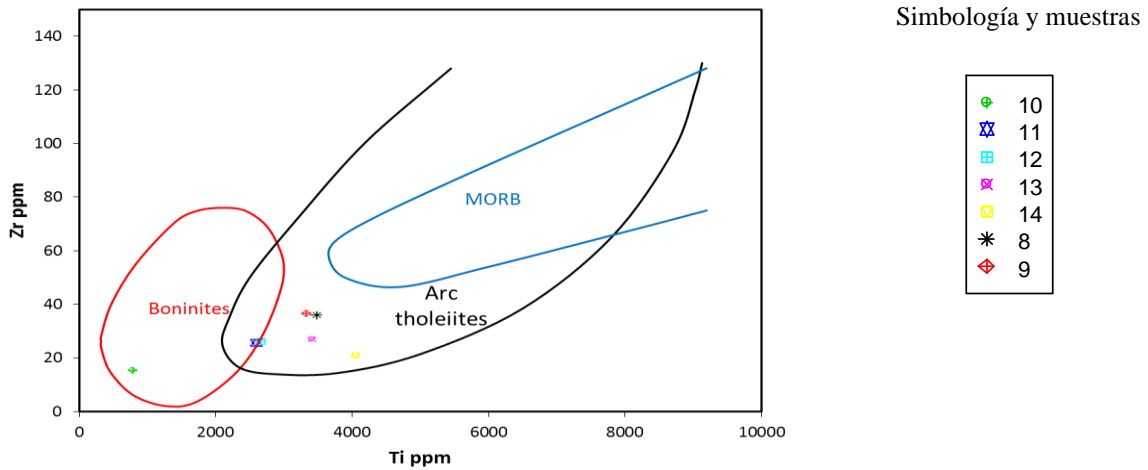


Figura 66. Diagramas de discriminación tectónica Zr - Ti de Pearce y Cann (1973). Anfibolitas gnéissicas: 14*CS-YV-20232, 9*CS-YV-6066. Esquisto clorítico: 10*CS-YV-6069. Granofels anfibolítico: 11*CS-OV-13635, 12*CS-OV-146-2, 13*CS-OV-187-, 15*CS-OV-163-2, 16*CS-OV-5774-2, 17*CS-MG-161-1, 18*CS-MG-5020-1, 19*CS-MG-195-1. Metabasita: 8*CS-YV-6064

Los contenidos de los elementos traza (tabla 14) en las muestras de anfibolitas, en el sector de estudio, según el patrón de concentración normalizado a los valores del manto primitivo (McDonough y Sun 1995), se caracterizan por un empobrecimiento de la mayoría de los elementos; en especial el Ti y el Zr se distinguen por una anomalía negativa, lo que es típico de ambientes de zona de subducción (Arai y Ishimaru 2008),

Figura 67.

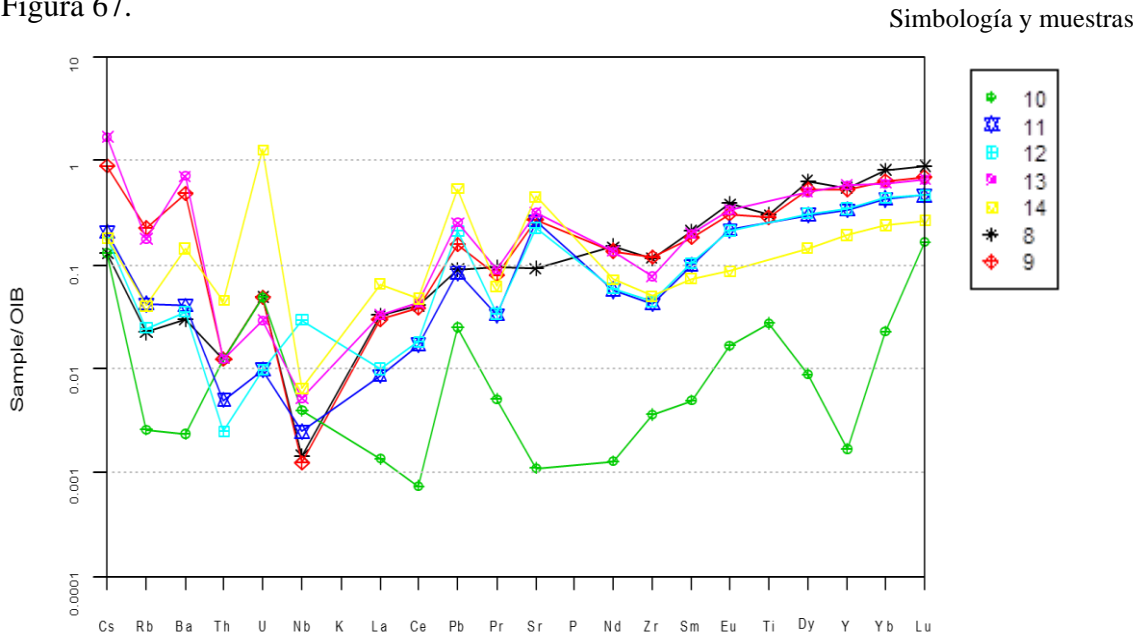


Figura 67. Patrones de REEs de anfibolitas. Los datos graficados han sido normalizados a los valores de condritos de Mc Donough y Sun (95). Anfibolitas gnéissicas: 14*CS-YV-20232, 9*CS-YV-6066. Esquisto clorítico: 10*CS-YV-6069. Granofels anfibolítico: 11*CS-OV-13635, 12*CS-OV-146-2, 13*CS-OV-187-, 15*CS-OV-163-2, 16*CS-OV-5774-2, 17*CS-MG-161-1, 18*CS-MG-5020-1, 19*CS-MG-195-1. Metabasita: 8*CS-YV-6064

Tabla 14. Valores de los contenidos de los elementos químicos minoritarios en rocas metamórficas (ppm – g/t).

| Elementos químicos | Muestras | | | | | | |
|--------------------|------------|------------|------------|-------------|-------------|-------------|---------------|
| | CS-YV-6064 | CS-YV-6066 | CS-YV-6069 | CS-OV-13635 | CS-OV-146-2 | CS-YV-187-1 | CS-YV-20232-1 |
| Li | 4,2 | 3,19 | 7,27 | 7,63 | 8,14 | 3,97 | 16,89 |
| Be | 0,39 | 0,19 | 0,05 | 0,21 | 0,23 | 0,34 | 0,31 |
| Sc | 33,6 | 35,3 | 4,53 | 29,22 | 30,09 | 32,74 | 10,65 |
| Ti | 5254 | 5042 | 472 | 2577 | 2637 | 5157 | 6054 |
| V | 189 | 171 | 91,7 | 120,96 | 123,5 | 170,79 | 70,92 |
| Cr | 652 | 559 | 2300 | 627,65 | 638,25 | 539,85 | 22,44 |
| Mn | 1079 | 884 | 387 | ND | ND | ND | ND |
| Co | 65 | 53,5 | 79,2 | 69,83 | 513,36 | 63,87 | 40,79 |
| Ni | 672 | 372 | 1067 | 432,68 | 555,95 | 310,55 | 26,75 |
| Cu | 1,71 | 98,9 | 0,68 | 39,28 | 37,19 | 108,81 | 21,68 |
| Zn | 52,4 | 42,3 | 67,9 | 31,31 | 34,71 | 40,64 | 24,95 |
| Ga | 11,6 | 13,4 | 10,9 | 10,91 | 9,66 | 12,58 | 4,3 |
| As | 0,21 | 0,31 | 0,05 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Rb | 0,7 | 7,06 | 0,08 | 1,31 | 0,76 | 5,51 | 1,25 |
| Sr | 61,4 | 178 | 0,73 | 173,17 | 149,81 | 212,41 | 299,63 |
| Y | 16 | 15,6 | 0,05 | 9,85 | 10,11 | 17,2 | 5,63 |
| Zr ICP | 32,8 | 33,6 | 1,02 | 11,86 | 12,45 | 21,66 | 14,12 |
| Zr XRF | ND | ND | ND | 9,1 | 10,3 | 28,8 | 11,6 |
| Nb | 0,07 | 0,06 | 0,19 | 0,12 | 1,41 | 0,25 | 0,31 |
| Mo | 0,1 | 0,06 | 0,12 | 2,84 | 1,73 | 1,96 | 2,08 |
| Cd | 0,06 | 0,08 | 0,05 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| In | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Sn | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,2 | 0,18 | 0,51 | 0,1 |
| Cs | 0,05 | 0,35 | 0,05 | 0,08 | 0,07 | 0,66 | 0,07 |
| Ba | 10,5 | 171 | 0,82 | 14,26 | 12,38 | 251,46 | 50,14 |
| La | 1,21 | 1,13 | 0,05 | 0,32 | 0,37 | 1,24 | 2,42 |
| Ce | 3,24 | 3,12 | 0,06 | 1,36 | 1,46 | 3,43 | 3,81 |
| Pr | 0,93 | 0,78 | 0,05 | 0,32 | 0,33 | 0,88 | 0,6 |
| Nd | 5,83 | 5,26 | 0,05 | 2,2 | 2,3 | 5,27 | 2,79 |
| Sm | 2,13 | 1,81 | 0,05 | 1 | 1,05 | 2,01 | 0,74 |
| Eu | 1,17 | 0,92 | 0,05 | 0,66 | 0,64 | 1,02 | 0,26 |
| Gd | 3,06 | 2,82 | 0,05 | 1,44 | 1,48 | 2,61 | 0,86 |
| Tb | 0,56 | 0,48 | 0,05 | 0,26 | 0,27 | 0,44 | 0,13 |
| Dy | 3,63 | 2,96 | 0,05 | 1,69 | 1,74 | 2,83 | 0,81 |
| Ho | 0,68 | 0,59 | 0,05 | 0,37 | 0,38 | 0,61 | 0,19 |
| Er | 1,95 | 1,67 | 0,05 | 0,96 | 0,99 | 1,52 | 0,5 |
| Tm | 0,29 | 0,23 | 0,05 | 0,17 | 0,14 | 0,23 | 0,08 |
| Yb | 1,77 | 1,37 | 0,05 | 0,93 | 0,95 | 1,31 | 0,52 |
| Lu | 0,27 | 0,21 | 0,05 | 0,14 | 0,14 | 0,2 | 0,08 |
| Hf | 1,44 | 1,51 | 0,05 | 0 | 0 | 0,59 | 0,35 |
| Ta | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,26 | 4,14 | 0,3 | 0,33 |
| W | 0,12 | 0,09 | 0,16 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Tl | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,15 |
| Pb | 0,29 | 0,5 | 0,08 | 0,27 | 0,68 | 0,81 | 1,73 |
| Bi | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Th | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,02 | 0,01 | 0,05 | 0,18 |
| U | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,01 | 0,01 | 0,03 | 1,31 |

Nota: ND corresponde a parámetros no determinados.

4. 6. Discusión de los resultados

En el sector Camarioca Sur se identificaron y se caracterizaron cuatro asociaciones litológicas representadas por: complejo ultramáfico mantélico; peridotitas metamorfozadas, transicional y metamórfica.

Las rocas del complejo ultramáfico mantélico están representadas por dunitas serpentinizadas y harzburgitas serpentinizadas, es la asociación litológica con más afloramientos en el sector de estudio, las paragénesis minerales determinadas en las dunitas: olivino - antigorita - lizardita - menas metálicas - piroxeno y en las harzburgitas: olivino - ortopiroxenos - antigorita - crisotilo - hematita - magnesita.

Geoquímicamente se caracterizan por un aumento general de las concentraciones de SiO_2 , MgO y Fe_2O_3 , el promedio de contenido de Fe_2O_3 en las dunitas es 4,8 %, inferior al de las harzburgitas 6,50 %, los valores promedios del MgO en las dunitas son mayores (46,95 %) que en las harzburgitas (31,69 %), los valores que exhiben están relacionados con proceso de serpentización, expresado por la presencia de lizardita y antigorita, la que pueden haberse formado a diferentes temperaturas, el predominio de antigorita indicaría que la serpentización se produjo a presión y temperatura altas ($T > 500 \text{ }^\circ\text{C}$, $P > 500 \text{ atm}$); propias de ultramáficos de tipo alpino. Las bajas razones MgO/SiO_2 observadas en las peridotitas fueron causadas por la pérdida de MgO , producida por la alteración de las rocas en el fondo del mar.

Las rocas se caracterizan por un empobrecimiento de los elementos como el Rb, Nd, Ce, Sr, Zr, Ti e Y. En especial el Ti y el Zr se distinguen por una anomalía negativa, lo que es típico de peridotitas muestreadas en ambientes de zona de subducción y se ubican en el campo de las peridotitas tectonizadas.

Específicamente las dunitas se formaron por reacción entre el manto y los fundidos percolantes en proximidad de la paleo-Moho; las dunitas actuaron como canales preferenciales para los fundidos que fluían en la zona de transición manto-corteza donde localmente se generaron dunitas impregnadas por cristalización-segregación de clinopiroxeno y plagioclasa.

Las rocas de la asociación ultramáfica metamorfozada; está representada por: serpentinitas, serpentinitas antigoríticas cloritizadas y antigorititas; estas rocas son las mayor grado de aflorabilidad de la asociación ultramáfica metamorfozada; constituyen las litologías de mayor grado de aflorabilidad en las rocas del basamento en el sector Camarioca Sur (Anexo 2), después de las litologías del complejo ultramáfico mantélico;

predominan las serpentinitas antigoríticas; éstas, son rocas duras, compactas, masivas y de estructura hojosa, las paragénesis identificadas son: antigorita - lizardita - olivino - piroxenos - talco - actinolita - tremolita - clorita - cromita - ferri-cromita.

La asociación tremolita - talco - olivino - clorita indican condiciones metamórficas de grado medio. Este metamorfismo puede estar relacionado con enfriamiento e hidratación de la litósfera oceánica previo a la obducción de las ofiolitas. Similares asociaciones minerales y condiciones de metamorfismo han sido descritos en otros cuerpos ultramáficos de la región del Caribe como la metaharzburgita de Medellín (García-Casco et al. 2018).

Los análisis realizados a la ferricromita, a partir de la relación Cr/Fe^{3+} , que se utiliza como un trazador de la fase fluida durante el metamorfismo regional de rocas ultramáficas, se demuestra que tienen una afinidad con el campo composicional de las peridotitas de antearco.

Los valores de los contenidos de elementos mayores presentan poca variación debido a que las muestras pertenecen a peridotitas serpentinizadas y antigoritas, con protolito ultramáfico y están en concordancia con las variaciones modales de los minerales del grupo de la serpentina. La yacencia de las rocas de la asociación ultramáfica metamorfizada está espacialmente vinculada a las zonas de falla, por lo que los contactos con otras litologías son predominantemente tectónicos.

El contenido de los elementos traza, según el patrón de concentración normalizado a los valores del manto primitivo, se caracteriza por un empobrecimiento de la mayoría de los elementos como Rb, Nb, Ce, Zr, Ti, Y, lo que sugiere que el proceso de serpentización ocurrió en la zona de suprasubducción.

Las cortezas ferro-niquelíferas, sobre las litologías ultramáficas serpentinizadas, en particular sobre las rocas antigoríticas, tiene importancia práctica debido a que las mismas se caracterizan por su pobre desarrollo, por tal motivo es necesario considerar las áreas donde predominan las litologías ultramáficas metamorfizadas y en particular las antigoritas, porque son pocas productivas para el níquel.

Las rocas que pertenecen a la zona de transición manto - corteza oceánica están representadas por peridotitas plagioclásicas serpentinizadas y diques leucocráticos que cortan a las rocas mantélicas serpentinizadas; se ubican principalmente dentro del complejo cumulativo ultramáfico y en menor proporción el de las tectonitas; los afloramientos no son contínuos y yacen en contactos tectónicos con rocas del basamento mantélico.

En las peridotitas plagioclásicas serpentinizadas se identificó: crisotilo - lizardita - olivino - enstatita - plagioclasas - magnetita y los diques leucocráticos están compuestas por: oligoclasa - andesina - cuarzo - actinolita - moscovita - rutilo - apatito - nimita.

El rango composicional de los elementos mayores varía de acuerdo a la composición modal de las plagioclasas y el anfíbol; el contenido de SiO_2 de 38,76 % corresponde a la peridotita plagioclásica, mientras que los diques leucocráticos tienen valores mayores y el máximo alcanza 77,11 % en peso, el Al_2O_3 varía entre 7,29 y 23,30 % en peso, el Na_2O entre 0,10 y 9,04 % en peso, el CaO entre 0,54 y 6,16 % en peso, se destacan las altas concentraciones de Al_2O_3 , Na_2O y CaO las que se asocian a las plagioclasas, específicamente a la albita.

Los diagramas de clasificación de rocas intrusivas permiten definir que los diques leucocráticos clasifican en la serie toleítica de arco con bajo contenido de potasio, las que están vinculadas genéticamente a los procesos de fusión parcial en condiciones hídricas y de cristalización fraccionada.

Basado en el diagrama TAS de Le Bas, et al. (1986), los diques leucocráticos se ubican dentro de la serie alcalina y se agrupan en el campo de la serie toleítica de arco, con bajos contenidos de K. En el diagrama Ab-An-Q, las muestras quedan contenidas dentro del campo de las tonalitas y trondhjemitas.

En sentido general, el patrón de elementos de tierras raras para los diques leucocráticos presenta una distribución inclinada en el diagrama normalizado a los condritos de McDonough y Sun (1995). Las concentraciones de los lantánidos superan los valores condriticos, con ligero empobrecimiento de LREE respecto a las HREE y ligera anomalía en Eu, lo cual puede indicar que se formaron a partir de un fundido empobrecido en plagioclasas como fase líquida. Los diagramas de discriminación tectónica de granitoides, reflejan que los diques leucocráticos presentan una afinidad con granitos de arco volcánico. Estas particularidades geoquímicas han sido descritas en granitoides comúnmente encontrados en ambientes de zona de suprasubducción.

Las rocas leucocráticas han sido descritas en las mélanges de subducción de La Corea y Sierra del Convento (García-Casco et al. 2008; Blanco-Quintero et al. 2011). Aunque en los ejemplos anteriores las rocas estaban relacionadas con procesos de fusión de anfíbolitas dentro del canal de subducción, en este caso no se ha podido evidenciar la fusión de anfíbolitas, por lo que se considera que se formaron como resultado de los fluidos residuales durante el emplazamiento de las ofiolitas, de ahí los bajos valores de los elementos traza.

Las litologías de la asociación metamórfica están representadas por: metabasitas, anfibolitas y esquistos cloríticos - talcosos; son rocas duras, masivas, presentan esquistosidad, también alineaciones, como es el caso de las anfibolitas; éstas son compactas y masivas y presentan colores desde el verde pálido hasta el gris oscuro; yacen en contacto tectónico con las rocas de las otras asociaciones litológicas, en particular, con las litologías del complejo ultramáfico mantélico.

Las metabasitas están constituidas por: anfíboles, plagioclasas y olivino; en las anfibolitas gnéicas y los granofels anfibolíticos se identificaron: edenita - pargasita - plagioclasas - feldespatos potásicos - clinocloro - hornblenda - clorita - tremolita - augita - tschermakita - magnesiohornblenda, y en los esquistos cloríticos: sheridanita - cromita - antigorita - magnetita.

En correspondencia con los rasgos geoquímicos de las muestras analizadas, se pueden observar diferencias entre las anfibolitas gnéicas y los granofels anfibolíticos; debidas al origen del protolito los que, según el diagrama TAS de Le Bas, et al. (1986), presentan un comportamiento geoquímico que corresponde con picro-basalto metasomático metamorfizado; lo que demuestra la existencia de rocas vulcanógenas ultramáficas metamorfizadas asociados al complejo ofiolítico, identificándose éstas, por primera vez, en el complejo ofiolítico en el nordeste de Cuba Oriental.

En las rocas vulcanógenas ultramáficas metamorfizadas se observan rasgos petrográficos que implican la ocurrencia de un metamorfismo de baja presión correspondiente a la parte inferior de la facies anfibolita, entre ellos: ausencia de minerales de alta presión: glaucofana o granate; predominio de estructuras sin foliación (son masivas) lo que es un indicativo de que durante su formación los esfuerzos desviatorios no fueron de gran intensidad y por la presencia de clorita primaria, tremolita y serpentina. Por las características petrológicas expuestas y su forma de yacencia en el campo, se considera que las rocas anfibolitizadas del sector estudiado constituyen fragmentos de una antigua corteza oceánica sometida a metamorfismo de grado bajo a medio.

Las anfibolitas se encuentran dentro de la serie subalcalina y en el campo toleítico; se corresponden con rocas toleíticas abisales; en los diagramas de discriminación tectónica utilizados, donde intervienen en general Ni, Cr, Cu, Co, V, Mg y Ti, las anfibolitas analizadas se ubican en el campo de las toleítas de arcos de islas o en el campo MORB. Los diagramas Al_2O_3/TiO_2 y CaO/TiO_2 y los contenidos en TiO_2 , revelan una afinidad con basaltos tipo MORB; la relación entre los elementos traza Zr/Nb permitió esclarecer

un ambiente tectónico de formación correspondiente al campo MORB o IOB, el reconocimiento de estas composiciones, tipo MORB y tipo arco, en un mismo complejo ofiolítico ha permitido a algunos autores proponer que se trata de secciones basálticas de complejos ofiolíticos en ambientes de antearco.

La existencia de las rocas de la asociación metamórfica en el sector Camarioca Sur puede interpretarse como que son fragmentos de un antiguo canal de subducción del complejo ofiolítico, ahora aflorado; antes del proceso de obducción y el emplazamiento del complejo en la parte superior de la corteza terrestre. La asociación mineral sugiere condiciones metamórficas de baja presión y temperaturas intermedias. Las rocas aquí descritas podrían relacionarse con el complejo La Tinta, en Cuba Oriental. Este complejo fue interpretado como un fragmento del antearco como sugieren los relictos de cromoespinelas.

El sector Camarioca Sur se caracteriza por la presencia predominante de la asociación ofiolítica representada por los complejos mantélicos, expresado en las peridotitas serpentinizadas, las rocas de la zona de transición manto-corteza, en menor medida, los diques leucocráticos y las rocas metamórficas (Figura 68). El predominio de las rocas mantélicas representadas por dunitas y harzburgitas parcialmente serpentinizadas en el basamento del sector Camarioca Sur, indica que, según el ambiente de formación, la composición y grado de serpentización, este sector clasifica como ofiolitas del tipo harzburgítico.

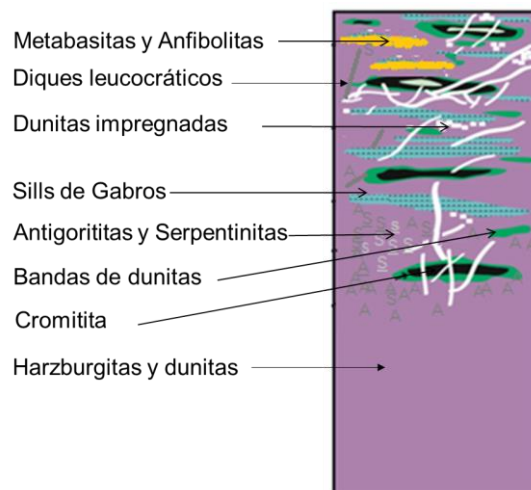


Figura 68. Columna litológica del sector Camarioca Sur, Moa (Proenza-Fernández et al. 2018), modificado por el autor.

CONCLUSIONES

1. Se identifican y se caracterizan petrológicamente cuatro asociaciones de rocas: ultramáfica mantélica; ultramáfica metamorfizada, transicional y metamórfica.
2. Se identifican las paragénesis minerales siguientes:
 - En las dunitas: olivino – antigorita – lizardita – menas metálicas ± piroxeno.
 - En las harzburgitas: olivino – ortopiroxenos – antigorita – crisotilo – hematita – magnesita.
 - En las peridotitas metamorfizadas: olivino – tremolita – talco – antigorita.
 - En las metabasitas: anfíboles – plagioclasa – olivino.
 - En las antigorititas: antigorita – olivino – pennina – vermiculita.
 - En las rocas leucocráticas: plagioclasa – cuarzo – actinolita ± moscovita y alteraciones con desarrollo de albita – clinozoisita – caolinita.
 - En las anfibolitas: hornblenda – pargasita – tremolita – clinocloro – nimita-tschermakita – magnesiohornblenda.
 - En los esquistos cloríticos: sheridanita – cromita – antigorita – magnetita.
3. Las rocas ultramáficas mantélicas exhiben patrones de las tierras raras que se asemejan a los de las peridotitas de antearco, y se caracterizan por un empobrecimiento de los elementos de elevado potencial iónico, típico de ambientes de zona de suprasubducción. Los diques leucocráticos asociados a las ultramafitas metamorfizadas presentan una afinidad tectónica a granitos de arco volcánico. Las anfibolitas y metabasitas reflejan particularidades geoquímicas tanto de toleítas de arcos de islas como tipo MORB, lo que sugiere un componente de subducción en la formación de su protolito.
4. El perfil de la asociación ofiolítica en el sector Camarioca Sur corresponde al modelo de zona de suprasubducción y evidencia la existencia de un antiguo canal de subducción exhumado. La presencia de antigoritas y anfibolitas sugieren la existencia de un mega-fragmento de la suela tectónica del plano de subducción donde el proceso metamórfico alcanzó una temperatura de hasta 600 °C. Bloques de rocas metamórficas presentan composición de basaltos, y picro-basalto que, por primera vez, se reportan como exponentes de rocas vulcanógenas ultramáficas metamorfizadas asociadas a las rocas del complejo ofiolítico Moa-Baracoa.
5. De acuerdo al ambiente de formación, composición petrográfica y grado de serpentización, el sector Camarioca Sur clasifica como ofiolitas tipo harzburgítico.

RECOMENDACIONES

- Realizar estudios geoquímicos de precisión que permitan la aplicación de la geotermobarimetría para establecer las temperaturas del metamorfismo.
- Realizar un estudio sistemático de la composición química mineral de las peridotitas mantélicas, peridotitas plagioclásicas serpentinizadas, y peridotitas metamorfizadas, para precisar los ambientes de formación.
- Confeccionar un mapa geoestructural detallado a escala 1: 5 000, del "Sector Camarioca Sur".

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.

ADAMOVICH, A. y CHEJOVICH, V., 1962. Principales características de la geología y minerales útiles de la región norte de Cuba. *Revista Tecnológica, Cuba.*, vol. 2, no. 1, pp. 14-20.

AGRANIER, A. y LEE, C.-T.A., 2007. Quantifying trace element disequilibria in mantle xenoliths and abyssal peridotites. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 257, no. 1-2, pp. 290-298.

ALBEAR, J., BOYANOV, I., BREZSNYANSZKY, K., CABRERA, R., CHEJOVICH, V., ECHEVARRÍA, B., FLORES, R., FORMELL, F., FRANCO, G. HAYDUTOV, I. y OTHERS, 1988. Mapa geológico de Cuba. Escala 1:250 000.

ALEOJIN, V., FESENKO, G., ALMAGUER, A., KRATSOVA, A., SAUNDERS, E., GUERRA, B. y QUESADA, N., 1977. Sobre los resultados de los trabajos de exploración geológica detallada y orientativa realizada en el yacimiento Punta Gorda en los años 1973-1976. ONRM, La Habana, Cuba. *Inventario*, vol. 2874.

ALMAGUER-FURNAGUERA, A., 1996. Composición de las pulpas limoníticas de la planta "Pedro Sotto Alba". Parte II: Período de crisis de sedimentación. *Minería y Geología*, vol. 13, no. 1, pp. 27-31.

ÁLVAREZ-SANCHEZ, H., MILLÁN-TRUJILLO, G., MAINEGRA-FRENERO, V. y BERNAL-RODRÍGUEZ, L., 1991. Significado Geotectónico de las rocas eclogíticas de Cuba central. pp. 42.

ANUARIO ESTADÍSTICO MOA, 2019.
http://www.onei.gob.cu/sites/default/files/anuario_est_municipal/14_moa_1.pdf.
Anuario Est.

ARAI, S. y ISHIMARU, S., 2008. Insights into petrological characteristics of the lithosphere of mantle wedge beneath arcs through peridotite xenoliths: a review. *Journal of Petrology*, vol. 49, no. 4, pp. 665-695.

ARIOSIA-IZNAGA, J.D., LAVAUT-COPA, W., BERGUES-GARRIDO, P.S. y DÍAZ-MARTÍNEZ, R., 2003. Modelo geológico descriptivo para los yacimientos lateríticos de Fe-Ni-Co en la faja ofiolítica Mayarí-Baracoa de Cuba Oriental. *Minería y Geología*, vol. 19, no. 1-2, pp. 18.

AUZENDE, A.-L., DEVOUARD, B., GUILLOT, S., DANIEL, I., BARONNET, A. y LARDEAUX, J.-M., 2002. Serpentinites from Central Cuba: petrology and HRTEM study. *European Journal of Mineralogy*, vol. 14, no. 5, pp. 905-914.

BACH, W. y FRÜH-GREEN, G.L., 2010. Alteration of the oceanic lithosphere and implications for seafloor processes. *Elements*, vol. 6, no. 3, pp. 173-178.

BACH, W., PAULIK, H., GARRIDO, J.C., ILDEFONSE, B., MEURER, W.P. y HUMPHRIS, S.E., 2006. Unraveling The Sequence Of Serpentinization Reactions: Petrography, Mineral Chemistry, And Petrophysics Of Serpentinites. *Geophysical research letters*, vol. L13, pp. 306.

BACH, Wolfgang, PAULICK, H., GARRIDO, C.J., ILDEFONSE, B., MEURER, W.P. y HUMPHRIS, S.E., 2006. Unraveling the sequence of serpentinization reactions: petrography, mineral chemistry, and petrophysics of serpentinites from MAR 15 N (ODP Leg 209, Site 1274). *Geophysical research letters*, vol. 33, no. 13.

BARKER, F., 1979. Trondhjemite: Definition, environment and hypotheses of origin. In *trondhjemites, dacites, and related rocks. Developments in Petrology*, vol. 6, pp. 651-659.

BARNES, I. y O'NEIL, J.R., 1969. The relationship between fluids in some fresh alpine-type ultramafics and possible modern serpentinization, western United States. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 80, no. 10, pp. 1947-1960.

BARNES, S.J., 2000. Chromite in komatiites, II. Modification during greenschist to mid-amphibolite facies metamorphism. *Journal of Petrology*, vol. 41, no. 3, pp. 387-409.

BARTOK, P., 1993. Prebreakup geology of the Gulf of Mexico-Caribbean: Its relation to Triassic and Jurassic rift systems of the region. *Tectonics*, vol. 12, no. 2, pp. 441-459.

BATISTA-RODRÍGUEZ, J.A., CHARCABAL-REYES, R. y TERRERO-MATOS, E., 2005. Significado geológico de las anomalías geofísicas del suroeste del macizo ofiolítico Moa-Baracoa (Cuba Oriental). *Minería y Geología*, vol. 21, no. 3, pp. 20.

BENSON, W.N., 1926. The tectonic conditions accompanying the intrusion of basic and ultrabasic igneous rocks. [en línea]. US Government Printing Office. Disponible en: [https://books.google.com/cu/books?id=o276_qYhW1gC&ots=nF2o-HcHIj&dq=BENSON%2C W.N.%2C 1926](https://books.google.com/cu/books?id=o276_qYhW1gC&ots=nF2o-HcHIj&dq=BENSON%2C%20W.N.%2C%201926).

BLANCO QUINTERO, I.F., ROJAS AGRAMONTE, Y., GARCÍA CASCO, A., KRÖNER, A., MERTZ, D.F., LÁZARO, C., BLANCO MORENO, J. y RENNE, P.R., 2011. Timing of subduction and exhumation in a subduction channel: Evidence from slab melts from La Corea mélangé (eastern Cuba). *Lithos*, vol. 127, pp. 86- 100.

BLANCO-QUINTERO, I.F., 2003. Nuevos datos petroquímicos y petrográficos de las magmatitas y metamorfitas de algunos sectores del bloque oriental cubano (sectores Moa-Baracoa y Sierra Convento). [en línea]. Universidad de Moa. Disponible en: <http://ninive.ismm.edu.cu/handle/123456789/1393>.

BLANCO-QUINTERO, I.F., GARCÍA-CASCO, A., ROJAS-AGRAMONTE, Y., RODRÍGUEZ-VEGA, A., LÁZARO, C. y ITURRALDE-VINENT, M.A., 2010. Metamorphic evolution of subducted hot oceanic crust (La Corea Melange, Cuba). *American Journal of Science*, vol. 310, no. 9, pp. 889-915.

BLANCO-QUINTERO, I.F., PROENZA-FERNÁNDEZ, J.A., GARCÍA-CASCO, A., TAULER, E. y GALÍ, S., 2011. Serpentinites and serpentinites within a fossil subduction channel: La Corea mélangé, eastern Cuba. *Geológica Acta*, vol. 9, no. 3-4, pp. 389-405. ISSN 16956133. DOI 10.1344/105.00000166.

BOITEAU, A., MICHARD, A. y SALIOT, P., 1972. Métamorphisme de haute pression dans le complexe ophiolitique du Purial (Oriente, Cuba). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, vol. 274, pp. 2137-2140.

- BONTE, P., LABEYRIE, L.D., DUDLEY, W.C., BLANC, P.L., BERTHOIS, L., HEKINIAN, R. y DUPLESSY, J.C., 1982. Morphology and tectonics. *Oceanological Acta*, vol. 5, no. 2, pp. 235-240.
- BOUDIER, F. y NICOLAS, A., 1985. Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 76, no. 1-2, pp. 84-92.
- BOWEN, N.L. y TUTTLE, Of., 1950. The system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-H₂O. *The Journal of Geology*, vol. 58, no. 5, pp. 489-511.
- BRAND, N.W., 1998. Nickel laterites: classification and features. *AGSO J. Aust. Geol. Geophys.*, vol. 17, pp. 81-88.
- BREZSNYÁNSZKY, K. y BOROS, J., 1992. El Mélange ofiolítico de Holguín y sus características estructurales. *Ciencias de la Tierra y el Espacio*, vol. 20, pp. 57-67.
- BRONGNIART, A., 1821. Sur le gisement ou position relative des ophiolites, euphotides, jaspes, etc. dans quelques parties des Apennins. [en línea]. Disponible en: <https://books.google.com/cu/books?id=TNBCAQAAMAAJ&ots=fVmYqctRrw&lr&hl=es&pg=PA63#v=onepage&q&f=false>.
- BUCHER, K. y GRAPES, R., 2011a. Metamorphic grade. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer, pp. 119-187.
- BUCHER, K. y GRAPES, R., 2011b. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Science & Business Media.
- BURGATH, K.-P., MARCHIG, V. y MUSSALLAM, K., 1997. Mineralogic, structural, and chemical variability of mantle sections from Holes 920B and 920D. *Proc. ODP. Sci. Results College Station, Texas*, vol. 153.
- BURKE, K., 1988. Tectonic evolution of the Caribbean. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, vol. 16, no. 1, pp. 201-230.
- BUTJOSA- MOLINES, L., 2018. The Petrogenesis of the ophiolitic mélange of Central Cuba: origin and evolution of oceanic lithosphere from abyssal to subduction and suprasubduction zone settings [en línea]. Universitat de Barcelona. Disponible en: <http://hdl.handle.net/2445/122449>.
- CAMPOS-DUEÑAS, M., 1983. Rasgos principales de la tectónica de la porción oriental de las provincias de Holguín y Guantánamo. *Minería y Geología*, vol. 1, no. 2, pp. 51-75.
- CAMPOS-DUEÑAS, M., 1991. Tectónica y minerales útiles de la asociación ofiolítica y de los complejos vulcanógenos del arco insular cretácico en Cuba Oriental. Inédito. Departamento de Geología, ISMMM, pp. 45.
- CANIL, D., 2004. Mildly incompatible elements in peridotites and the origins of mantle lithosphere. *Lithos*, ISSN 00244937. DOI 10.1016/j.lithos.2004.04.014.
- CANNAT, M., MEVEL, C., MAIA, M., DEPLUS, C., DURAND, C., GENTE, P., AGRINIER, P., BELAROUCHI, A., DUBUISSON, G. y HUMLER, E., 1995. Thin

crust, ultramafic exposures, and rugged faulting patterns at the Mid-Atlantic Ridge (22-24 N). *Geology*, vol. 23, no. 1, pp. 49-52.

CARBALLO-PEÑA, A., MUÑOZ-GÓMEZ, J.N., OROZCO-MELGAR, G.A. y ROJAS-PURÓN, A.L., 2018. Criterios geológicos y económicos sobre la existencia de escandio en los yacimientos lateríticos de Moa, Cuba. *Minería y Geología*, vol. 34, no. 4, pp. 374-386.

CÁRDENAS-PÁRRAGA, J., GARCÍA-CASCO, A., HARLOW, G.E., BLANCO-QUINTERO, I.F., AGRAMONTE, Y.R. y KRÖNER, A., 2012. Hydrothermal origin and age of jadeitites from Sierra del Convento Mélange (Eastern Cuba). *European Journal of Mineralogy*, vol. 24, no. 2, pp. 313-331.

CAWTHORN, R.G., BARNES, S.J., BALLHAUS, C. y MALITCH, K.N., 2005. Platinum-group element, chromium, and vanadium deposits in mafic and ultramafic rocks. *Economic Geology*, vol. 100, pp. 215-249.

CLOOS, M., 1993. Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: Subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 105, no. 6, pp. 715-737.

COBIELLA-REGUERA, J., CAMPOS, M., BOITEAU, A. y QUINTAS, F., 1977. Geología del flanco sur de la Sierra del Purial. *Revista La Minería en Cuba*, vol. 3, no. 1, pp. 54-62.

COBIELLA-REGUERA, J.L., 1978. Estratigrafía y paleogeografía del Paleógeno de Cuba oriental. Universidad de Moa.

COBIELLA-REGUERA, J.L., 1988. Estratigrafía y eventos jurásicos en la cordillera de Guan Guanico, Cuba Occidental. *Minería y Geología*, vol. 13, no. 3, pp. 11-24.

COBIELLA-REGUERA, J.L., 2000. Jurassic and cretaceous geological history of Cuba. *International Geology Review*, ISSN 19382839. DOI 10.1080/00206810009465102.

COBIELLA-REGUERA, J.L., 2005a. Emplacement of Cuban ophiolites. *Geológica Acta*, vol. 3, pp. 273-294. ISSN 16956133.

COBIELLA-REGUERA, J.L., 2005b. Emplacement of Cuban ophiolites. 2005.

COBIELLA-REGUERA, J.L., 2009. Emplacement of the northern ophiolites of Cuba and the Campanian-Eocene geological history of the northwestern Caribbean-SE Gulf of Mexico region. *Geological Society, London, Special Publications*, ISSN 0305-8719. DOI 10.1144/sp328.13.

COLEMAN, R., 1977. *Minerals and Rocks, Vol. 12: Ophiolites. Ancient Oceanic Lithosphere*. 1977. Springer-Verlag, Berlin.

COLEMAN, R.G. y DONATO, M.M., 1979. Oceanic plagiogranite revisited. *Developments in Petrology*. Elsevier, pp. 149-168.

COLEMAN, R.G. y KEITH, T.E., 1971. A chemical study of serpentinization—Burro Mountain, California. *Journal of Petrology*, vol. 12, no. 2, pp. 311-328.

- COLEMAN, Sidney, 1977. Fate of the false vacuum: Semiclassical theory. *Physical Review D*, vol. 15, no. 10, pp. 2929.
- CORONA-RODRÍGUEZ, A., OROZCO-MELGAR, G. y RODRÍGUEZ-VEGA, A., 2014. Presencia de rodingitas en las rocas de dique asociadas a gabros de la zona de Yaguaneque, Moa, Holguín. *Minería y Geología*, vol. 30, no. 2, pp. 1-18.
- CRESPO-CABRERA, E., 1996. Análisis estratigráfico del Oligoceno en Cuba oriental.
- DENGO, G. Y CASE, J., 1990. History of geological investigation in the Caribbean region. Dengo, G. & Case, JE: *The Caribbean Region-Geology of North America*. Boulder, Colorado: Geological Society of America. Vol. H, pp. 1-14.
- DESCHAMPS, F., GODARD, M., GUILLOT, S., CHAUVEL, C., ANDREANI, M., HATTORI, K., WUNDER, B. y FRANCE, L., 2012. Behavior of fluid-mobile elements in serpentines from abyssal to subduction environments: Examples from Cuba and Dominican Republic. *Chemical Geology*, vol. 312, pp. 93-117.
- DESCHAMPS, F., GUILLOT, S., GODARD, M., ANDREANI, M. y HATTORI, K., 2011. Serpentinites act as sponges for fluid-mobile elements in abyssal and subduction zone environments. *Terra Nova*, vol. 23, no. 3, pp. 171-178.
- DESCHAMPS, F., GUILLOT, S., GODARD, M., CHAUVEL, C., ANDREANI, M. y HATTORI, K., 2010. In situ characterization of serpentinites from forearc mantle wedges: timing of serpentinization and behavior of fluid-mobile elements in subduction zones. *Chemical Geology*, vol. 269, no. 3-4, pp. 262-277.
- DESCHAMPS, Fabien, GODARD, M., GUILLOT, S.S. y HATTORI, K.K., 2013. Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review. *Lithos*, vol. 178, pp. 96-127. ISSN 00244937. DOI 10.1016/j.lithos.2013.05.019.
- DEWEY, J.F. y BIRD, J.M., 1971. Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland. *Journal of Geophysical Research*, vol. 76, no. 14, pp. 3179-3206.
- DÍAZ-CAZAÑAS, X., 2019. Elementos de las tierras raras, elementos del grupo del platino y otros raros y dispersos: principales tipos genéticos de depósitos y posibles áreas de prospección en el territorio nacional. Parte I. *INFOMIN*, vol. 8, no. 2, pp. 85-105.
- DÍAZ-MARTÍNEZ, R. y PROENZA-FERNÁNDEZ, J.A., 2005. Metalogenia asociada a las ofiolitas y al arco de islas del Cretácico del nordeste de Cuba. *Minería y Geología*, vol. 21, no. 1, pp. 17.
- DICK, H.J.B., LIN, J. y SCHOUTEN, H., 2003. An ultraslow-spreading class of ocean ridge. *Nature*, vol. 426, no. 6965, pp. 405.
- DILEK, I., 2007. Altay masallari. *Alp Yayınevi*.
- DILEK, Y. y FURNES, H., 2009. Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction rollback systems. *Lithos*, vol. 113, no. 1-2, pp. 1-20.

- DILEK, Y. y FURNES, H., 2011. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *Bulletin of the Geological Society of America*, ISSN 00167606. DOI 10.1130/B30446.1.
- DILEK, Y., 2003. Ophiolite concept and its evolution. *Special Papers-Geological Society of America*, pp. 1-16. ISSN 0072-1077.
- DUNCAN, R.A. y HARGRAVES, R.B., 1984. The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics. *Bull. Geol. Soc. Am*, vol. 162, pp. 81-94.
- ESCARTÍN, J., SMITH, D.K., CANN, J., SCHOUTEN, H., LANGMUIR, C.H. y ESCRIG, S., 2008. Central role of detachment faults in accretion of slow-spreading oceanic lithosphere. *Nature*, vol. 455, no. 7214, pp. 790.
- EVANS, B.L., 1976. The thermal expansion of 2H-MoS₂, 2H-MoSe₂ and 2H-WSe₂ between 20 and 800 C. *Journal of Applied Crystallography*, vol. 9, no. 5, pp. 403-406.
- EVANS, B.W. y FROST, B.R., 1975. Chrome spinels in progressive metamorphism: preliminary analysis: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 39.
- FERNÁNDEZ-DIÉGUEZ, L., 2011. Estudio petrográfico del basamento del yacimiento Camarioca Sur y su incidencia en la prospección y exploración de los yacimientos lateríticos de Ni y Co. Departamento de Geología.
- FIGUERAS-SERRANO, M., URRA, J., RODRÍGUEZ-INFANTE, A. y MUÑOZ-GÓMEZ, J.N., 2012. Informe de los trabajos de exploración detallada para la elevación de categoría de los recursos del yacimiento Camarioca Sur.
- FLORES-SANZ, C.R., 2019. Evaluación del horizonte limonítico de la corteza laterítica, combinando la geofísica de GPR y los pozos de exploración. Departamento de Geología.
- FONSECA, E., SLADKEVICH, V., SANTA CRUZ, M., MORALES, A., RODRÍGUEZ, R., CAPOTE, C., NAVARRETE, M. y GARCÍA, I., 1992. Geología de los yacimientos cromíticos con evaluación pronóstico. Informe final. pp. 401-412.
- FONSECA, E., ZELEPUGIN, V.N. y HEREDIA, M., 1985. Structure of the ophiolite association of Cuba. *Geotectonic*, vol. 19, pp. 321-329.
- FONSECA, E., ZELEPUGIN, V.N., HEREDIA, M., FONSECA, E., ZELEPUGIN, V.N. y HEREDIA, M., 1985. Structure of the ophiolite association of Cuba. *Geotectonic*, vol. 19, no. 4, pp. 321-329.
- FONSECA, E., ZELEPUGIN, V.M. y HEREDIA, M., 1984. Particularidades de la estructura de la asociación ofiolítica de Cuba.
- FORMELL-CORTINA, F., 1979. Clasificación morfogenética de las cortezas de intemperismo niquelíferas sobre las rocas ultrabásicas de Cuba.
- FROST, B.R. y BEARD, J.S., 2007. On silica activity and serpentinization. *Journal of petrology*, vol. 48, no. 7, pp. 1351-1368.
- FROST, B.R., 1991. Occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks. *Reviews in Mineralogy; Oxide minerals: Petrologic and magnetic significance*, vol. 25, pp. 433-468.

GALÍ-MEDINA, S., PROENZA-FERNÁNDEZ, J.A., LABRADOR, M., I DRAPER, J.-C., I FERRÉ, E., MUÑOZ-GOMEZ, N., ROJAS-PURÓN, A. y OROZCO-MELGAR, G., 2006. Caracterización mineralógica de los perfiles lateríticos tipo óxido: punta Gorda (Cuba Oriental). *MACLA. Revista de la Sociedad Española de Mineralogía*, 2006, num. 6, p. 197-199.

GARCIA-CASCO, A., DE ARCE, P., MILLÁN, G., ITURRALDE-VINENT, M., FONSECA, E., TORRES-ROLDÁN, R., NÚÑEZ, K. y MORATA, D., 2003. Metabasites from the northern serpentinite belt (Cuba) and a metamorphic perspective of the plate tectonic models for the Caribbean region. Field workshop of the IGCP Project 433 Scientific Meeting, V Geological and Mining Congress of the Cuban Geological Society.

GARCÍA-CASCO, A., ITURRALDE-VINENT, M.A. y PINDELL, J., 2008. Latest Cretaceous collision-accretion between the Caribbean Plate and Caribean: origin of metamorphic terranes in the Greater Antilles. *International Geology Review*, vol. 50, no. 9, pp. 781-809.

GARCÍA-CASCO, A., TORRES-ROLDÁN, R.L., ITURRALDE-VINENT, M.A., MILLÁN, G., NÚÑEZ-CAMBRA, K., LÁZARO, C. y RODRÍGUEZ-VEGA, A., 2006. High pressure metamorphism of ophiolites in Cuba. *Geologica Acta*, vol. 4, no. 1, pp. 63-88.

GARCÍA-CASCO, A., TORRES-ROLDÁN, R.L., ITURRALDE-VINENT, M.A., MILLÁN, G., NÚÑEZ-CAMBRA, K., LÁZARO, C., MONIÉ, P. y SCHNEIDER, J., 2008. Oscillatory zoning in eclogitic garnet and amphibole, Northern Serpentinite Melange, Cuba: a record of tectonic instability during subduction? *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 20, no. 6, pp. 581-598.

GARCÍA-CASCO, A., TORRES-ROLDÁN, R.L., MILLÁN, G., MONIÉ, P. y SCHNEIDER, J., 2002. Oscillatory zoning in eclogitic garnet and amphibole, Northern Serpentinite Melange, Cuba: a record of tectonic instability during subduction? *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 20, no. 6, pp. 581-598.

GEOLÓGICA, C.N. de I., 2007. Instituto de Geología y Paleontología. Mapa Geológico Digital de la República de Cuba escala 1:100 000.

GERVILLA, F., PADRÓN-NAVARTA, J.A., KERESTEDJIAN, T., SERGEEVA, I., GONZÁLEZ-JIMÉNEZ, J.M. y FANLO, I., 2012. Formation of ferrian chromite in podiform chromitites from the Golyamo Kamenyane serpentinite, Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: a two-stage process. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 164, no. 4, pp. 643-657.

GILL, J.B., 2012. *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer Science & Business Media.

GIUNTA, G., BECCALUVA, L., COLTORTI, M. y SIENA, F., 2003. The Peri-Caribbean Ophiolites and Implications for the Caribbean Plate Evolution. *American Association Petroleum Geologist. International Conference, Barcelona*. pp. 1-6.

GUILD, P.W., 1947. Petrology and structure of the Moa chromite district, Oriente Province, Cuba. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, vol. 28, no. 2, pp. 218-246.

GYARMATI, P. y O'CONNOR, J.L., 1990. Informe final sobre los trabajos de levantamiento geológico en escala 1: 50 000 y búsqueda acompañante en el polígono CAME V, Guantánamo. ONRM. Habana:

GYARMATI, P., MÉNDEZ, I. y LAY, M., 1997. Caracterización de las rocas del arco de islas Cretácico en la Zona Estructuro-Facial Nipe-Cristal-Baracoa. Estudios sobre Geología de Cuba, Ciudad de la Habana, Instituto de Geología y Paleontología, pp. 357-364.

HASTIE, A.R. y KERR, A.C., 2010. Mantle plume or slab window? Physical and geochemical constraints on the origin of the Caribbean oceanic plateau. *Earth-Science Reviews*, vol. 98, no. 3-4, pp. 283-293.

HATTORI, K.H. y GUILLOT, S., 2007. Geochemical character of serpentinites associated with high-to ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Alps, Cuba, and the Himalayas: Recycling of elements in subduction zones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, vol. 8, no. 9.

HESS, H.H., 1950. Investigaciones geofísicas y geológicas en la región del Caribe. Bol. Asoc. Venezolana Geol., II.

HEY, M.H., 1954. A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine and Journal of the Mineralogical Society*, vol. 30, no. 224, pp. 277-292.

HILAIRET, N. y REYNARD, B., 2009. Stability and dynamics of serpentinite layer in subduction zone. *Tectonophysics*, vol. 465, no. 1-4, pp. 24-29.

IRVINE, T.N.J. y BARAGAR, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, vol. 8, no. 5, pp. 523-548.

ISHIWATARI, A. y TSUJIMORI, T., 2003. Paleozoic ophiolites and blueschists in Japan and Russian Primorye in the tectonic framework of East Asia: A synthesis. *Island Arc*, vol. 12, no. 2, pp. 190-206.

ISHIWATARI, A., SOKOLOV, S.D. y VYSOTSKIY, S. V, 2003. Petrological diversity and origin of ophiolites in Japan and Far East Russia with emphasis on depleted harzburgite. *Geological Society, London, Special Publications*, vol. 218, no. 1, pp. 597-617.

ITURRALDE-VINENT, M.A. y LIDIAC, E.G., 2004. IGCP Project 433 Caribbean Plate Tectonics. UGS/UNESCO IGCP Geological Correlation.

ITURRALDE-VINENT, M.A. y LIDIAC, E.G., 2006. Caribbean tectonic, magmatic, metamorphic and stratigraphic events. Implications for plate tectonics. *Geological Acta: an international earth science journal*, vol. 4, no. 1-2, pp. 1-5.

ITURRALDE-VINENT, M.A. y MACPHEE, R.D.E., 1996. Age and paleogeographical origin of Dominican amber. *Science*, vol. 273, no. 5283, pp. 1850-1852.

ITURRALDE-VINENT, M.A., 1976. Estratigrafía de la zona Calabazas-Achotal, Mayarí Arriba, Oriente. *La minería en Cuba*, vol. 5, pp. 9-23.

ITURRALDE-VINENT, M.A., 1989. Role of ophiolites in the geological constitution of Cuba. *Geotectonics*, vol. 4, pp. 63-74.

ITURRALDE-VINENT, M.A., 1994. CUBAN GEOLOGY: A NEW PLATE-TECTONIC SYNTHESIS. *Journal of Petroleum Geology*, ISSN 17475457. DOI 10.1111/j.1747-5457.1994.tb00113.x.

ITURRALDE-VINENT, M.A., 1996. Cuba: el arco de islas volcánicas del Cretácico. *Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba*. IGCP project, vol. 364, pp. 179-189.

ITURRALDE-VINENT, M.A., 1998. Sinopsis de la constitución geológica de Cuba. *Acta geológica hispánica*, vol. 33, no. 1, pp. 9-56.

ITURRALDE-VINENT, M.A., 2006. Meso-Cenozoic Caribbean paleogeography: implications for the historical biogeography of the region. *International Geology Review*, vol. 48, no. 9, pp. 791-827.

ITURRALDE-VINENT, M.A., 2012. *Compendio de Geología de Cuba y del Caribe*. Editorial CITMATEL, La Habana.

ITURRALDE-VINENT, M.A., THIEKE, U. y WOLF, D., 1986. Informe final sobre los resultados del levantamiento geológico complejo y las búsquedas acompañantes a escala 1: 50 000 del polígono CAME-III, Camagüey. *Archivo del Servicio Geológico Nacional*, La Habana,

JAMTVEIT, B. y AUSTRHEIM, H., 2010. Metamorphism: the role of fluids. *Elements*, vol. 6, no. 3, pp. 153-158.

JANOŮŠEK, V., FARROW, C.M. y ERBAN, V., 2006. Interpretation of Whole-rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology* [en línea], vol. 47, no. 6, pp. 1255-1259. ISSN 0022-3530. DOI 10.1093/petrology/egl013. Disponible en: <https://doi.org/10.1093/petrology/egl013>.

JOLLY, W.T., LIDIAK, E.G., DICKIN, A.P. y WU, T.-W., 2001. Secular geochemistry of central Puerto Rican island arc lavas: constraints on Mesozoic tectonism in the eastern Greater Antilles. *Journal of Petrology*, vol. 42, no. 12, pp. 2197-2214.

KERR, A.C., ITURRALDE-VINENT, M.A., SAUNDERS, A.D., BABBS, T.L. y TARNEY, J., 1999. A new plate tectonic model of the Caribbean: Implications from a geochemical reconnaissance of Cuban Mesozoic volcanic rocks. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 111, no. 11, pp. 1581-1599.

KHUDOLEY, K.M. y MEYERHOFF, A.A., 1971. Paleogeography and geological history of Greater Antilles. *Geological Society of America*.

KHUDOLEY, K.M., 1967. Principal features of Cuban geology. *AAPG Bulletin*, vol. 51, no. 5, pp. 668-677.

KLEIN, F. y BACH, W., 2009. Fe-Ni-Co-O-S phase relations in peridotite--seawater interactions. *Journal of Petrology*, vol. 50, no. 1, pp. 37-59.

KNIPPER, A. y CABRERA, R., 1974. Tectónica y geología histórica de la zona de articulación entre el mio-y eugeosinclinal y del cinturón hiperbásico de Cuba-In: Contribución a la Geología de Cuba, ACC-IGA. Pueblo y Educación.

KNIPPER, A. y PUIG, M., 1967. Protrusiones de las serpentinitas en el noroeste de Oriente. *Minería y Geología*, vol. 1, no. 1, pp. 122-137.

KODOLÁNYI, J., PETTKE, T., SPANDLER, C., KAMBER, B.S. y GMÉLING, K., 2011. Geochemistry of ocean floor and fore-arc serpentinites: constraints on the ultramafic input to subduction zones. *Journal of Petrology*, vol. 53, no. 2, pp. 235-270.

KODOLÁNYI, J., PETTKE, T., SPANDLER, C., KAMBER, B.S. y GMÉLING, K., 2012. Geochemistry of ocean floor and fore-arc serpentinites: constraints on the ultramafic input to subduction zones. *Journal of Petrology*, vol. 53, no. 2, pp. 235-270.

KOZARY, M.T., 1968. Ultramafic rocks in thrust zones of northwestern Oriente Province, Cuba. *AAPG Bulletin*, vol. 52, no. 12, pp. 2298-2317.

KUBOVICS, I., ANDÓ, J. y SZAKMÁNY, G., 1989. Comparative petrology and geochemistry of high pressure metamorphic rocks from eastern Cuba and western Alps. *Acta Mineralogica-Petrographica Szeged*, vol. 30, pp. 35-54.

KUBOVICS, I., HARANGI, S., SZABÓ, C., JÓZSA, S., SZOLDÁN, Z., ÁRVA-ŚOS, E. y BALLA, M., 1996. Mesozoic igneous suites in Hungary: Implications for genesis and tectonic setting in the northwestern part of Tethys. *International Geology Review*, vol. 38, no. 4, pp. 336-360.

KUMPERA, O. y SKVOR, V., 1969. Contribution to the information on the geological development and structure of Cuba and the Caribbean region. *Vestnik Osttedniho ustavu geologickeho*, vol. 44, pp. 39-51.

LAGABRIELLE, Y., GUIVEL, C., MAURY, R.C., BOURGOIS, J., FOURCADE, S. y MARTIN, H., 2000. Magmatic-tectonic effects of high thermal regime at the site of active ridge subduction: the Chile Triple Junction model. *Tectonophysics*, vol. 326, no. 3-4, pp. 255-268.

LAVAUT-COPA, W., 1998. Tendencias geológicas del intemperismo de las rocas ultramáficas en Cuba oriental. *Minería y Geología*, vol. 15, no. 1, pp. 9-16.

LAVAUT-COPA, W., 2005. Reporte Final de la Exploración Geológica del yacimiento Camarioca Sur Fase II. Santiago de Cuba.

LÁZARO, C., GARCÍA-CASCO, A., BLANCO-QUINTERO, I.F., ROJAS-AGRAMONTE, Y., CORSINI, M. y PROENZA, J.A., 2015. Did the Turonian-Coniacian plume pulse trigger subduction initiation in the Northern Caribbean? Constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Moa-Baracoa metamorphic sole (eastern Cuba). *International Geology Review*, ISSN 19382839. DOI 10.1080/00206814.2014.924037.

LÁZARO-CALISALVO, C., GARCÍA-CASCO, A., ROJAS-AGRAMONTE, Y., KRÖNER, A., NEUBAUER, F. y ITURRALDE-VINENT, M., 2009. Fifty-five-million-year history of oceanic subduction and exhumation at the northern edge of the Caribbean plate (Sierra del Convent mélange, Cuba). *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 27, no. 1, pp. 19-40. ISSN 02634929. DOI 10.1111/j.1525-1314.2008.00800. x.

LE BAS, M.J., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica system. *J. Petrol.*, vol. 27, pp. 247-257.

LEAKE, B.E., WOOLLEY, A.L., ARPS, C., BIRCH, W.D., GILBERT, M.C., GRICE, J.D., HAWTHORNE, F.C., KATO, A., KISCH, H.J., KRIVOVICHEV, V., LINTHOUT, K., LAIRD, J., MANDARINO, J., MARESCH, W.V., NICKEL, E.H., ROCK, N., SCHUMACHER, J.C., SMITH, D.C., STEPHENSON, N., UNGARETTI, L., WHITTAKER, E. y YOUZHI, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names: *European Journal of Mineralogy*.

LEBRON, M.C. y PERFIT, M.R., 1993. Stratigraphic and petrochemical data support subduction polarity reversal of the Cretaceous Caribbean island arc. *The Journal of Geology*, vol. 101, no. 3, pp. 389-396.

LESNOV, F.P., 2010. Rare Earth Elements in Ultramafic and Mafic Rocks and their Minerals: Main types of rocks. *Rock-forming minerals*.

LEWIS, G.E. y STRACZEK, J.A., 1955. *Geology of south-central Oriente, Cuba*.

LEWIS, J.F., DRAPER, G., BOURDON, C., BOWIN, C., MATTSON, P.O., MAURRASSE, F., NAGLE, F. y PARDO, G., 1990. *The Caribbean Region*. 1990. Geological Society of America, *The Geology of North America* Boulder, Colorado.

LEWIS, J.F., DRAPER, G., PROENZA-FERNÁNDEZ, J.A., ESPAILLAT, J. y JIMÉNEZ, J., 2006. Ophiolite-related ultramafic rocks (serpentinites) in the Caribbean region: a review of their occurrence, composition, origin, emplacement and Nilaterite soil formation. *Geological Acta*, vol. 4, no. 1-2, pp. 237-263. ISSN 16956133.

LEYVA-LABAÑINO, D., 2015. Consideraciones genéticas del dominio geológico No. 2 del yacimiento Camarioca Sur. *Departamento de Geología*.

LI, Z.-X.A. y LEE, C.-T.A., 2006. Geochemical investigation of serpentinized oceanic lithospheric mantle in the Feather River Ophiolite, California: implications for the recycling rate of water by subduction. *Chemical Geology*, vol. 235, no. 1-2, pp. 161-185.

LISTER, G. y FORSTER, M., 2009. Tectonic mode switches and the nature of orogenesis. *Lithos*, vol. 113, no. 1-2, pp. 274-291.

LLANES-CASTRO, A.I., SANTA-CRUZ PACHECO, M., GARCÍA, I., MORALES, A., PALACIO, B. y FONSECA, E., 2001. Petrología y mineralización de la asociación ofiolítica de Habana-Matanzas (Cuba occidental). *Memorias IV Congreso Cubano de Geología y Minería, La Habana*. ISBN 959-7117-10-X, pp. 92-101.

LLANES-CASTRO, A.I., 2009. Subtipos harzburgítico y/o lherzolítico en las ofiolitas cubanas. *Memorias, Trabajos y Resúmenes en CD-Rom, La Habana, 16-20 de marzo*. ISBN: 978-959-7117-19-3., pp. 1-4.

LLANES-CASTRO, A.I., 2015. Al- and Cr-rich chromitites from the Eastern Havana-Matanzas ophiolites (Western Cuba). *Episodes*, vol. 38, no. 4. ISSN 0705-3797. DOI 10.18814/epiiugs/2015/v38i4/82429.

LLANES-CASTRO, A.I., CRUZ-GÁMEZ, E.M., PÉREZ-RODRÍGUEZ, M., LÓPEZ-CRUZ, O. y FURNES, H., 2019. Petrogenesis of plagiogranite and associated diorites and mafic rocks in the Habana-Matanzas ophiolites, northwestern half of central Cuba. *Journal of the Geological Society*, vol. 176, no. 5, pp. 992-1006. DOI <https://doi.org/10.1144/jgs2018-116>.

MARCHESI, C., 2006. Petrogenesis of the ultramafic and mafic rocks from the Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt and the spatially-related volcanism (Eastern Cuba).

MARCHESI, C., GARRIDO, C.J., BOSCH, D., PROENZA-FERNÁNDEZ, J.A., GERVILLA, F., MONIÉ, P. y RODRÍGUEZ-VEGA, A., 2007. Geochemistry of Cretaceous magmatism in eastern Cuba: recycling of North American continental sediments and implications for subduction polarity in the Greater Antilles Paleo-arc. *Journal of Petrology*, vol. 48, no. 9, pp. 1813-1840.

MARCHESI, C., GARRIDO, C.J., GODARD, M., PROENZA-FERNÁNDEZ, J.A., GERVILLA, F. y BLANCO-MORENO, J., 2006. Petrogenesis of highly depleted peridotites and gabbroic rocks from the Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt (eastern Cuba). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 151, pp. 717-736.

MARCHESI, C., GARRIDO, C.J., PADRÓN-NAVARTA, J.A., SÁNCHEZ-VIZCAÍNO, V.L. y GÓMEZ-PUGNAIRE, M.T., 2013. Element mobility from seafloor serpentinization to high-pressure dehydration of antigorite in subducted serpentinite: Insights from the Cerro del Almiraz ultramafic massif (southern Spain). *Lithos*, vol. 178, pp. 128-142.

MASON, R., 1990. *Petrology of the metamorphic rocks*. Springer.

MATTSON, P.H. y PESSAGNO, E.A., 1979. Jurassic and Early Cretaceous radiolarians in Puerto Rican ophiolite - tectonic implications. 1979.

MAZE, W.B., 1984. Jurassic La Quinta Formation in the Sierra de Perijá, northwestern Venezuela: Geology and tectonic environment of red beds and volcanic rocks. The Caribbean--South American plate boundary and regional tectonics: *Geological Society of America Memoir*, vol. 162, pp. 263-282.

MCDONOUGH, W.F. y SUN, S.-S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical geology*, vol. 120, no. 3-4, pp. 223-253.

MCDONOUGH, W.F., 1992. K, Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth's mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 56, pp. 1001-1012.

MELGAREJO, J.-C., 2003. *Atlas de asociaciones minerales en lámina delgada*.

MESCHÉDE, M. y FRISCH, W., 1998. A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. *Tectonophysics*, vol. 296, no. 3-4, pp. 269-291.

METCALF, R. V. y SHERVAIS, J.W., 2008. Suprasubduction-zone ophiolites: Is there really an ophiolite conundrum? *Special Paper 438: Ophiolites, Arcs, and Batholiths: A Tribute to Cliff Hopson*.

MÉVEL, C., 2003. Serpentinization of abyssal peridotites at mid-ocean ridges. *Comptes Rendus Geoscience*, vol. 335, no. 10-11, pp. 825-852.

MEYERHOFF, H.A., 1973. Circum-caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate: Discussion. Bulletin of the Geological Society of America, vol. 84, no. 3, pp. 1101-1104. ISSN 00167606. DOI 10.1130/0016-7606(1973)84<1101:CTAIAA>2.0.CO;2.

MILLÁN, G. y SOMIN, M.L., 1981. Litología, estratigrafía, tectónica y metamorfismo del macizo de Escambray.

MILLÁN, G., 1996. Metamorfitas de la asociación ofiolítica de Cuba. Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba. IGCP Project 364 Special Contribution, vol. 1, pp. 131-146.

MIYASHIRO, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. American journal of science, vol. 274, no. 4, pp. 321-355.

MIYASHIRO, A., SHIDO, F. y EWING, M., 1969. Diversity and origin of abyssal tholeiite from the Mid-Atlantic Ridge near 24 and 30 north latitude. Contributions to Mineralogy and Petrology, vol. 23, no. 1, pp. 38-52.

MOORES, E.M. y VINE, F.J., 1971. The Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences, vol. 268, no. 1192, pp. 443-467.

MOORES, E.M., 1969. Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex of northern Greece. Geological Society of America.

MORRIS, A.E.L., TANER, I., MEYERHOFF, H.A. y MEYERHOFF, A.A., 1990. The Geology of North America Vol. H, The Caribbean Region The Geological Society of America, 1990. The Caribbean region, no. 1, pp. 433.

MUÑOZ-GÓMEZ, J.N., 1997. Geoquímica y mineralogía de la mineralización cromífera asociada al complejo ofiolítico en la región de Moa-Baracoa, Cuba. Tesis en opción al grado científico de Doctor en Ciencias Geológicas.

MUÑOZ-GÓMEZ, J.N., 2004. Geología y Mineralogía de los yacimientos residuales de menas lateríticas de Fe-Ni-Co. ISMMM, pp. 22.

MUÑOZ-GÓMEZ, J.N., INFANTE-RODRÍGUEZ, A., VARGAS, A.M., SARDIÑAS, L.O.V. y MARTÍNEZ, R.L., 2007. Caracterización de los dominios geológicos en las concesiones mineras Camarioca Norte y Camarioca Sur.

MUÑOZ-GÓMEZ, J.N., RODRÍGUEZ-INFANTE, A. y BAREA-PÉREZ, I., 2015. Variabilidad de los perfiles lateríticos en los yacimientos ferroniquelíferos de Moa. Minería y Geología, vol. 3.

NAGY, E., 1976. Texto explicativo del mapa geológico de la provincia de Oriente a escala 1:250 000, levantado y confeccionado por la Brigada Cubano-Húngara entre 1972 y 1976. Manuscrito, IGP-ACC.

NAGY, E., BREZSNYANSZKY, K., BRITO, A., COUTIN, D.P., FORMELL, F., FRANCO, G.L., GYARMATI, P., JAKUS, P. y RADO CZ, G.Y., 1976. Texto explicativo del mapa geológico de la provincia de Oriente a escala 1:250 000. Academia de Ciencias de Cuba.

NICOLAS, A., MAINPRICE, D. y BOUDIER, F., 2003. High-temperature seawater circulation throughout crust of oceanic ridges: A model derived from the Oman ophiolites. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol. 108, no. B8.

NOVELA-LEOVIGILDO, G., 2013. Utilización de la susceptibilidad magnética para la cartografía de las secuencias magnéticas y no magnéticas en la corteza de intemperismo del yacimiento Camarioca Sur de la Empresa Niquelífera Pedro Sotto Alba Moa. Departamento de Geología.

NOVICK, M.R., JACKSON, P.H., THAYER, D.T. y COLE, N.S., 1972. Estimating multiple regressions in m groups: A cross-validation study. *British Journal of Mathematical and Statistical Psychology*, vol. 25, no. 1, pp. 33-50.

O'CONNOR, J.T., 1965. A CLASSIFICATION FOR QUARTZ-RICH IGNEOUS ROCKS. *Geological Survey Professional Paper*, vol. 525, pp. 79.

O'HANLEY, D.S., 1996. *Serpentinites: records of tectonic and petrological history*. Oxford University Press on Demand.

PARDO, G., 1975. *Geology of Cuba. The Gulf of Mexico and the Caribbean*. Springer, pp. 553-615.

PAUL- KERR, F., 1984. *Mineralogía Óptica*.

PEARCE, J.A. y CANN, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and planetary science letters*, vol. 19, no. 2, pp. 290-300.

PEARCE, J.A., LIPPARD, S.J. y ROBERTS, S., 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. *Geological Society, London, Special Publications*, vol. 16, no. 1, pp. 77-94.

PECCERILLO, A. y TAYLOR, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to mineralogy and petrology*, vol. 58, no. 1, pp. 63-81.

PENTELÉNYI, L. y GARCÉS, E., 1988. Informe sobre los Trabajos del Levantamiento Geológico Complejo, escala 1: 50 000 Polígono IV CAME-Holguín, de la Expedición Cubano-Húngara. Ministerio de Industria Básica. Empresa Geominera de Oriente. Cuba, pp. 112-218.

PEÑA-ABREU, R.E. y VERA-SARDIÑAS, L.O., 2013. Identificación de clases patrones para la modelación matemática en yacimientos de níquel cubanos. *Ciencias de la Tierra y el Espacio*, vol. 14, no. 2, pp. 154-169.

PEÑA-ABREU, R.E., CALA CARDERO, Y., CAPOTE FLORES, N., CASANOVA GÓMEZ, A., TOLEDO SÁNCHEZ, C.A., MILIA GONZÁLEZ, I. y LISABET SARRACEN, E., 2017. Caracterización mineralógica de tipologías del comportamiento geoquímico de las lateritas del oriente cubano. *Ciencias de la Tierra y el Espacio*, vol. 18, no. 1, pp. 12-23.

PÉREZ, R. y ORTIZ, M., 1994. Informe de la exploración orientativa del Yacimiento Las Camariocas sectores Camarioca Este (IV), Camarioca Norte (V) y Camarioca Sur

(VI) para la evaluación de las menas lateríticas ferroniquelíferas cobaltíferas, ejecutadas entre los años 1986–1990.

PÉREZ-ALONSO, J.A., 2019. Reporte mineralógico del sulfuro Millerita en un depósito de Niquél supergénico de la región de Moa. INFOMIN, vol. 8, no. 1, pp. 23-33.

PETRELLI, M., POLI, G., PERUGINI, D. y PECCERILLO, A., 2017. PetroGraph2beta. 2017.

PINDELL, J. y DEWEY, J.F., 1982. Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics*, vol. 1, no. 2, pp. 179-211.

PINDELL, J., KENNAN, L., STANEK, K.P., MARESCH, W. V y DRAPER, G., 2006. Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: eight controversies resolved. *Geological Acta: an international earth science journal*, vol. 4, no. 1-2, pp. 303-341.

PINDELL, J., NOGUERA, M.I., WRIGHT, J.E. y URBANI, F., 2011. U-Pb Geochronology of detrital zircons from the Venezuelan passive margin: implications for an Early Cretaceous Proto-Orinoco river system and Proto-Caribbean ocean basin paleogeography. *Geological Acta: an international earth science journal*, vol. 9, no. 3, pp. 265-272.

PINDELL, J.L. y BARRET, S., 1990. Geological evolution of the Caribbean Region, a plate tectonic perspective. In “The geology of North America, vol H, The Caribbean region. *Geol. Soc. Amer.*, 405, vol. 432.

PINDELL, J.L. y KENNAN, L., 2001. Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. *Transactions of the Gulf Coast Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (GCSSEPM) 21st Annual Bob F. Perkins Research Conference, Petroleum Systems of Deep-Water Basins, Houston, Texas, December.* pp. 2-5.

PINDELL, J.L. y KENNAN, L., 2009. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. *Geological Society, London, Special Publications*, vol. 328, no. 1, pp. 1-55.

PINDELL, J.L., 1994. Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. *Caribbean geology: an introduction*, pp. 13-39.

PROENZA, J.A., MELGAREJO, J.C. y GERVILLA, F., 2003. Comments on the paper “Ochreous laterite: a nickel ore from Punta Gorda, Cuba” by Oliveira et al. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 16, no. 2, pp. 199-202.

PROENZA-FERNÁNDEZ, J.A. y CARRALERO-CASTRO, N.M., 1994. Un nuevo enfoque sobre la geología de la parte sur de la cuenca Sagua de Tánamo. *Minería y Geología*, vol. 11, no. 2, pp. 3-10.

PROENZA-FERNÁNDEZ, J.A., 1997. Mineralización de cromita en la faja ofiolítica Mayarí-Baracoa (Cuba). Ejemplo del yacimiento Merceditas. *Barcelona (España)*.

PROENZA-FERNÁNDEZ, J.A., RESTREPO, J., CORREA-MARTÍNEZ, A., BLANCO-QUINTERO, I.F., WEBER, M. y BUTJOSA, L., 2018. The petrologic

nature of the «Medellín Dunite» revisited: An algebraic approach and proposal of a new definition of the geological. *The Geology of Colombia Book*, pp. 33–51.

PROENZA-FERNÁNDEZ, J.A., y MELGAREJO, J.C., 1998. Una introducción a la metalogenia de Cuba bajo la perspectiva de la tectónica de placas. *Acta geológica hispánica*, vol. 33, no. 1, pp. 89-131.

PROENZA-FERNÁNDEZ, J.A., CARLES-MELGAREJO, J., GERVILLA, F. y SOLÉ-VIÑAS, J., 1999. Los niveles de gabros bandeados en el macizo ofiolítico Moa-Baracoa (Cuba). Gabros característicos de cumulos de ofiolitas de zona de suprasubducción. *Minería y Geología*, vol. 16, no. 2, pp. 5-12. ISSN 02585979.

PROENZA-FERNÁNDEZ, J.A., DÍAZ MARTÍNEZ, R., R., I., A., M., C., MELGAREJO, J.C., GERVILLA, F., GARRIDO, C.J., RODRIGUEZ-VEGA, A., LOZANO-SANTACRUZ, R. y BLANCO-MORENO, J.A., 2006. Primitive Cretaceous island-arc volcanic rocks in eastern Cuba: the Téneme Formation. *Geologica Acta*, 2006, vol. 4, no 1-2, p. 0103-121., vol. 4, no. 1-2, pp. 0103-0121.

PROENZA-FERNÁNDEZ, J.A., GERVILLA, F., MELGAREJO, J. y BODINIER, J.-L., 1999. Al-and Cr-rich chromitites from the Mayari-Baracoa ophiolitic belt (eastern Cuba); consequence of interaction between volatile-rich melts and peridotites in suprasubduction mantle. *Economic Geology*, vol. 94, no. 4, pp. 547-566.

PROENZA-FERNÁNDEZ, J. A., GONZÁLEZ-JIMÉNEZ, J.M., GARCIA-CASCO, A., BELOUSOVA, E., GRIFFIN, W.L., TALAVERA, C., ROJAS-AGRAMONTE, Y., AIGLSPERGER, T., NAVARRO-CIURANA, D., PUJOL-SOLÀ, N., GERVILLA, F., O'REILLY, S.Y. y JACOB, D.E., 2018. Cold plumes trigger contamination of oceanic mantle wedges with continental crust-derived sediments: Evidence from chromitite zircon grains of eastern Cuban ophiolites. *Geoscience Frontiers*, ISSN 16749871. DOI 10.1016/j.gsf.2017.12.005.

PROENZA-FERNÁNDEZ, J.A., MELGAREJO, J.C., GERVILLA, F. y LAVAUT, W., 1998. Cromititas podiformes en la Faja Ofiolítica Mayarí- Baracoa. *Acta Geológica Hispánica*, vol. 33, pp. 153-177.

PROENZA-FERNÁNDEZ, J.A., MELGAREJO, J.C., GERVILLA, F. y SOLÉ, J., 2018. Los niveles de gabros bandeados en el macizo ofiolítico Moa-Baracoa (Cuba). Gabros característicos de cumulos de ofiolitas de zona de suprasubducción. *Minería y Geología*, vol. 16, no. 2, pp. 5-12.

PROENZA-FERNÁNDEZ, J.A., GARCÍA-CASCO, A., GONZÁLEZ-JIMÉNEZ, J.M., DE PABLO, J.F., LÁZARO, C., CAMPRUBÍ, A. y COLÁS, V., 2017. "Minerales Exóticos" en Cromititas Ofiolíticas. Implicaciones para la Geodinámica Mantélica. *Macla: Revista de la Sociedad Española de Mineralogía*, vol. 22, pp. 109-110.

PUJOL-SOLÀ, N., GARCIA-CASCO, A., PROENZA, J.A., GONZÁLEZ-JIMÉNEZ, J.M., DEL CAMPO, A., V., C., CANALS, À., SÁNCHEZ-NAVAS, A. y ROQUÉ-ROSELL, J., 2020. Diamond forms during low pressure serpentinisation of oceanic lithosphere. *Geochem. Persp.*, vol. 15, pp. 19-24.

PUSHCHAROVSKY, Y., ED., 1988, Mapa geológico de la República de Cuba escala 1:250 000: Academias de Ciencias de Cuba y la URSS.

PUJOL-SOLÀ, N., PROENZA-FERNÁNDEZ, J.A., GARCIA-CASCO, A., GONZÁLEZ-JIMÉNEZ, J.M., COLÁS, V., CANALS, A., MELGAREJO, J.C. y GERVILLA, F., 2019. Minerales super-reducidos en ofiolitas: No siempre una evidencia de manto profundo. El ejemplo de Cuba Oriental. *Macla: revista de la Sociedad Española de Mineralogía* [en línea], vol. 24, pp. 2. Disponible en: <http://www.ehu.es/sem/revista/macla.htm>.

PUJOL-SOLÀ, Núria, PROENZA-FERNÁNDEZ, J.A., GARCIA-CASCO, A., GONZÁLEZ-JIMÉNEZ, J.M., ROMÁN-ALPISTE, M.J., GARRIDO, C.J., MELGAREJO, J.C., GERVILLA, F. y LLOVET, X., 2020. Fe-Ti-Zr metasomatism in the oceanic mantle due to extreme differentiation of tholeiitic melts (Moa-Baracoa ophiolite, Cuba). *Lithos* [en línea], vol. 358-359, pp. 105420. [Consulta: 25 abril 2020]. ISSN 18726143. DOI 10.1016/j.lithos.2020.105420. Disponible en: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0024493720300578>.

QUINTAS, F., COBIELLA, J. y CAMPOS, M., 1985. Estratigrafía y tectónica de Cuba oriental y Camagüey. Departamento de Geología, ISMMM.

QUINTAS-CABALLERO, F., 1989. Análisis estratigráfico y paleogeografía del Cretácico Superior y del Paleógeno de la provincia Guantánamo y áreas cercanas. Universidad de Moa.

QUINTAS-CABALLERO, F., 1996. Bioestratigrafía del corte Meso-Cenozoico del extremo oriental de Cuba. *Minería y Geología*, vol. 13, no. 1, pp. 3-8.

RANKIN, D.W., 2002. *Geology of St. John, US Virgin Islands*. US Geological Survey.

REINHARDT, N., PROENZA-FERNÁNDEZ, J.A., VILLANOVA-DE-BENAVENT, C. y DZIGGEL, A., 2018. Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements (REE) in Bauxitic Ores of the Catalan Coastal Range. DOI 10.3390/min8120562.

REYES-CEDEÑO, Y., 2010. Evaluación de la susceptibilidad por deslizamientos en el territorio de Moa aplicando métodos geomorfológicos y estadísticos. Universidad de Moa.

REYNARD, B., 2013. *Serpentine in active subduction zones*. Elsevier.

RÍOS, H., MAURICIO, E., RÍOS, E.M.H., RÍOS, H. y MAURICIO, E., 2015. Geología y geoquímica de las rocas ultramáficas del sector de la cabaña, IX Región, Chile. Universidad de Chile.

RIOS-MARTINEZ, Y. y COBIELLA-REGUERA, J.L., 1984. Estudio preliminar del Macizo de gabroides Quesigua de las ofiolitas del este de la provincia Holguín. *Minería y Geología*, vol. 2, no. 2, pp. 109-132.

RODRÍGUEZ-INFANTE, A., 1983. Características geólogo-geomorfológicas, del yacimiento Punta Gorda, Moa. *Minería y Geología*, vol. 1, no. 1, pp. 107-114.

RODRÍGUEZ-INFANTE, A., 1998. Estilo tectónico y geodinámica de la región de Moa. *Minería y Geología*, vol. 15, no. 2, pp. 37-41.

RODRÍGUEZ-INFANTE, A., 2001. Peligro sismotectónico en la región de Moa. *Memorias IV Congreso Cubano de Geología y Minería*, La Habana. ISBN 959-7117-10-X.

- ROJAS-AGRAMONTE, Y., KRÖNER K., A.I., SOMIN, M. y WINGATE, M.T.D., 2005. Cretaceous island-arc magmatism in Cuba as revealed by U-Pb SHRIMP zircon dating. 19 Conference of Latin America Geosciences.
- ROJAS-PURÓN, A.L. y OROZCO-MELGAR, G., 1994. Iniciación al estudio de las fases minerales portadoras de níquel en el horizonte limonítico del yacimiento Moa. *Minería y Geología*, vol. 11, no. 2, pp. 11-15.
- ROJAS-PURÓN, A.L., ROMULO-SIMÕES, A. y MELGAR-OROZCO, G., 2012. Identificación mineralógica de los óxidos de manganeso del yacimiento laterítico Punta Gorda, Moa, Cuba. *Minería y Geología*, vol. 28, no. 1, pp. 1-26.
- RUIZ-QUINTANA, J., CARBALLO-PEÑA, A., MUÑOZ-GÓMEZ, J.N. y OROZCO-MELGAR, G.A., 2020. Concentraciones anómalas de escandio y samario en el depósito laterítico de níquel Cajálbana. *Minería y Geología*, vol. 36, no. 2, pp. 124-136.
- SCHELLEKENS, J. (E. G.L. & D.K.L. (Eds., 1998. *Geochemical evolution and tectonic history of Puerto Rico. Tectonics and geochemistry of the Northeastern Caribbean*. GSA Spec., vol. 322, pp. 35-67.
- SCHNEIDER, J., BOSCH, D., MONIÉ, P., GUILLOT, S., GARCÍA-CASCO, A., LARDEAUX, J.M., TORRES-ROLDÁN, R.L. y TRUJILLO, G.M., 2004. Origin and evolution of the Escambray Massif (Central Cuba): an example of HP/LT rocks exhumed during intraoceanic subduction. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 22, no. 3, pp. 227-247.
- SHERVAIS, J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and planetary science letters*, vol. 59, no. 1, pp. 101-118.
- SITNIKOV, V., 1976. Informe sobre la exploración orientativa del yacimiento Camarioca con el cálculo de reservas. ONRM. La Habana, Cuba,
- SOMIN, M.L. y MILLÁN, G., 1981. *Geología de los complejos metamórficos de Cuba*. Moscow (ed), Nauka, pp. 219.
- SRIVASTAVA, R.K., CHANDRA, R. y SHASTRY, A., 2004. High-Ti type N-MORB parentage of basalts from the south Andaman ophiolite suite, India. *Journal of Earth System Science*, vol. 113, no. 4, pp. 605-618.
- STEIMAN, G., 1927. Der ophiolitischen Zonen in der Mediterranean Kettengebirgen. INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 14. Madrid, España. pp. 638-667.
- STERN, R.J. y BLOOMER, S.H., 1992. Subduction zone infancy: examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California arcs. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 104, no. 12, pp. 1621-1636.
- STERN, R.J., REAGAN, M., ISHIZUKA, O., OHARA, Y. y WHATTAM, S., 2012. To understand subduction initiation, study forearc crust: To understand forearc crust, study ophiolites. *Lithosphere*, vol. 4, no. 6, pp. 469-483.
- STRECKEISEN, A.L., 1973. Plutonic rock: Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes*, vol. 18, pp. 26-30.

SUN, S.-S. y NESBITT, R.W., 1978. Geochemical regularities and genetic significance of ophiolitic basalts. *Geology*, vol. 6, no. 11, pp. 689-693.

TENTHOREY, E. y HERMANN, J., 2004. Composition of fluids during serpentinite breakdown in subduction zones: evidence for limited boron mobility. *Geology*, vol. 32, no. 10, pp. 865-868.

THAYER, T.P., 1942. Chrome resources of Cuba.

TORRES, M. y FONSECA, E., 1990. Características geólogo-petrológicas del contacto entre la asociación ofiolítica y el arco volcánico en Moa-Baracoa. *Boletín de Geociencias*, vol. 4, no. 1, pp. 18-32.

TORRÓ, L., CAMBESES, A., ROJAS-AGRAMONTE, Y., BUTJOSA, L., ITURRALDE-VINENT, M., LÁZARO, C., PIÑERO, E., PROENZA, J.A. y GARCIA-CASCO, A., 2020. Cryptic alkaline magmatism in the oceanic Caribbean arc (Camagüey area, Cuba). *Lithos*, pp. 105736.

UYSAL, I., KALIWODA, M., KARSLI, O., TARKIAN, M., SADIKLAR, M.B. y OTTLEY, C.J., 2007. Compositional variations as a result of partial melting and melt-peridotite interaction in an upper mantle section from the Ortaca area, southwestern Turkey. *The Canadian Mineralogist*, vol. 45, no. 6, pp. 1471-1493.

VALDÉS-MARIÑO, Y., 2015. Caracterización petrológica y geoquímica de las rocas metamórficas, sector Camarioca sur [en línea]. Tesis en opción al título académico de Máster en Geología. Mención Prospección y Exploración de Yacimientos Minerales Sólidos. Disponible en: <https://ninive.ismm.edu.cu/bitstream/handle/123456789/1202/Tesismaestriayurisley.pdf>

VALDÉS-MARIÑO, Y., MUÑOZ-GÓMEZ, J.N., OROZCO-MELGAR, Gerardo Antonio, BLANCO-QUINTERO, I.F., MENGUEL, K. y URRA-ABRAIRA, J., 2019. Rocas vulcanógenas ultramáficas metamorizadas asociadas al complejo ofiolítico Moa-Baracoa en el sector Camarioca Sur. *Minería y Geología*, vol. 35, no. 3, pp. 252-269.

VALDÉS-MARIÑO, Y., MUÑOZ-GÓMEZ, J.N., OROZCO-MELGAR, Gerardo, BLANCO-QUINTERO, F., PÉREZ-GARCÍA, L. y URRA-ABRAIRA, J., 2019. Caracterización petrológica-geoquímica de la asociación ultramáfica del complejo ofiolítico Moa-Baracoa en el sector Camarioca Sur. *Minería y Geología*. 2019. pp. 384-399.

VALLS, R., 2019. La Búsqueda de Crisoprasa en las Cortezas de Intemperismo de los Masivos Ultramáficos cubanos.

VARFALVY, V., HEBERT, R., BEDARD, J.H. y LAFLECHE, M.R., 1997. Petrology and geochemistry of pyroxenite dykes in upper mantle peridotites of the North Arm Mountain Massif, Bay of Islands Ophiolite, Newfoundland; implications for the genesis of boninitic and related magmas. *The Canadian Mineralogist*, vol. 35, no. 2, pp. 543-570.

VERA-SARDIÑAS, L.O., 2001. Procedimiento para la determinación de las redes racionales de explotación de los Yacimientos Lateríticos de Níquel y Cobalto en la región de Moa. Tesis en opción al grado científico de Doctor en Ciencias Técnicas.

VILTRES-MILÁN, Y. y GUARDADO-LACABA, R., 2014. Evaluación y cartografiado del peligro por deslizamientos en el municipio de Moa. *Minería y Geología*, vol. 30, no. 3, pp. 16-32.

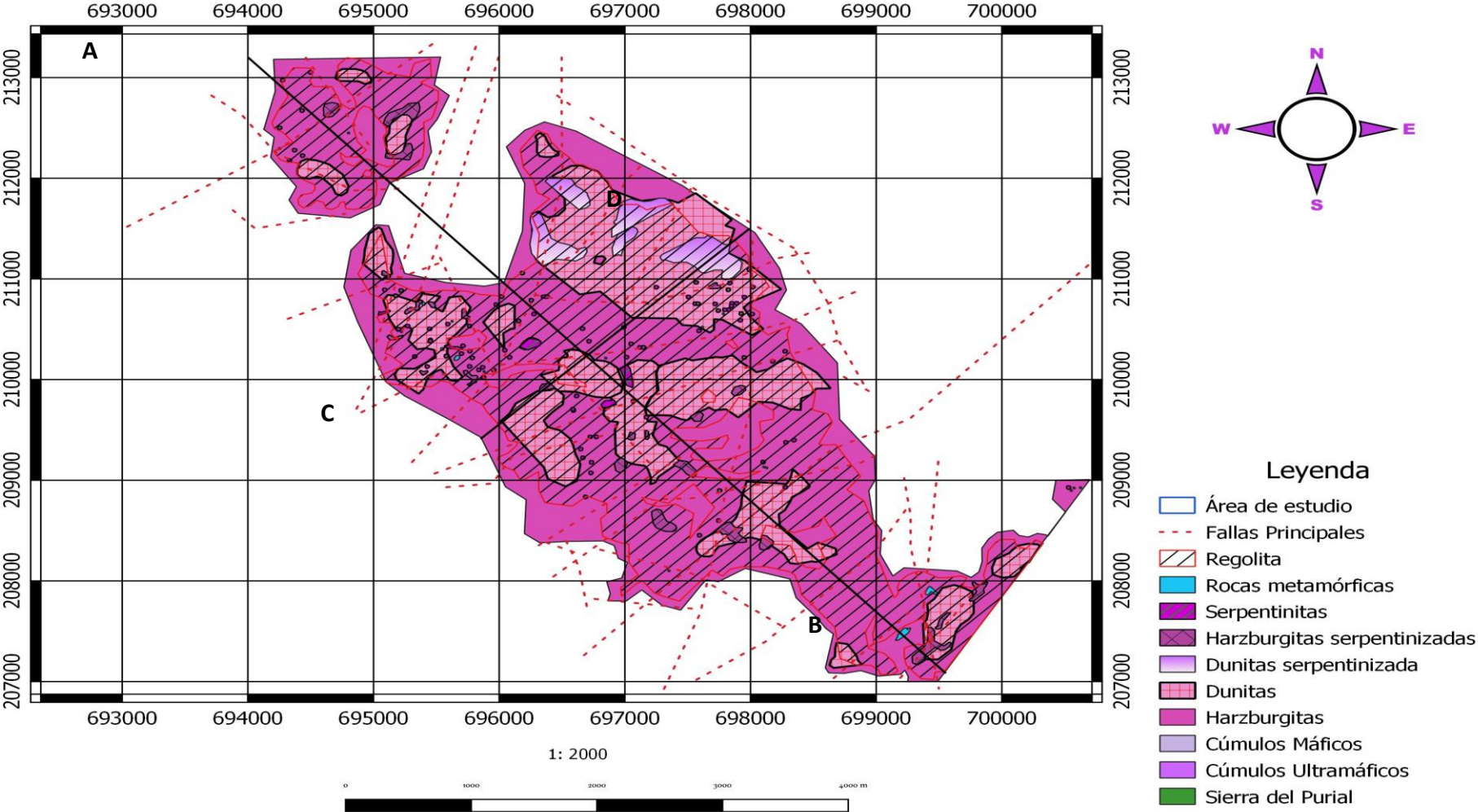
WAKABAYASHI, J. y DILEK, Y., 2003. What constitutes emplacement of an ophiolite: Mechanisms and relationship to subduction initiation and formation of metamorphic soles. *Geological Society, London, Special Publications*, vol. 218, no. 1, pp. 427-447.

WHITNEY, J., 1932. *Geología de Cuba*. American Association of Petroleum Geologists, vol. 16, no. 6, pp. 533- 555.

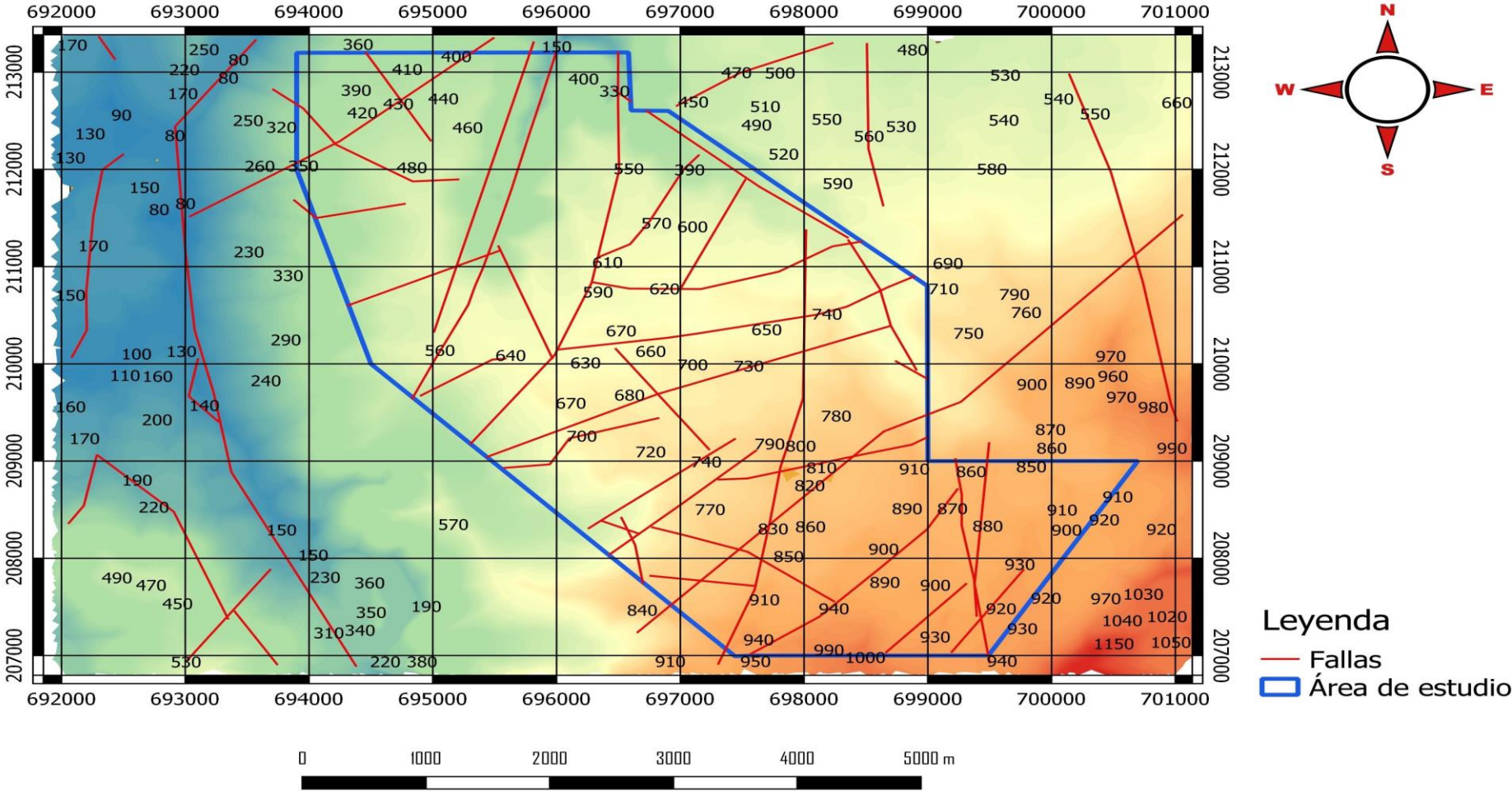
WILSON, B.M., 2007. *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*. Springer Science & Business Media.

ANEXOS

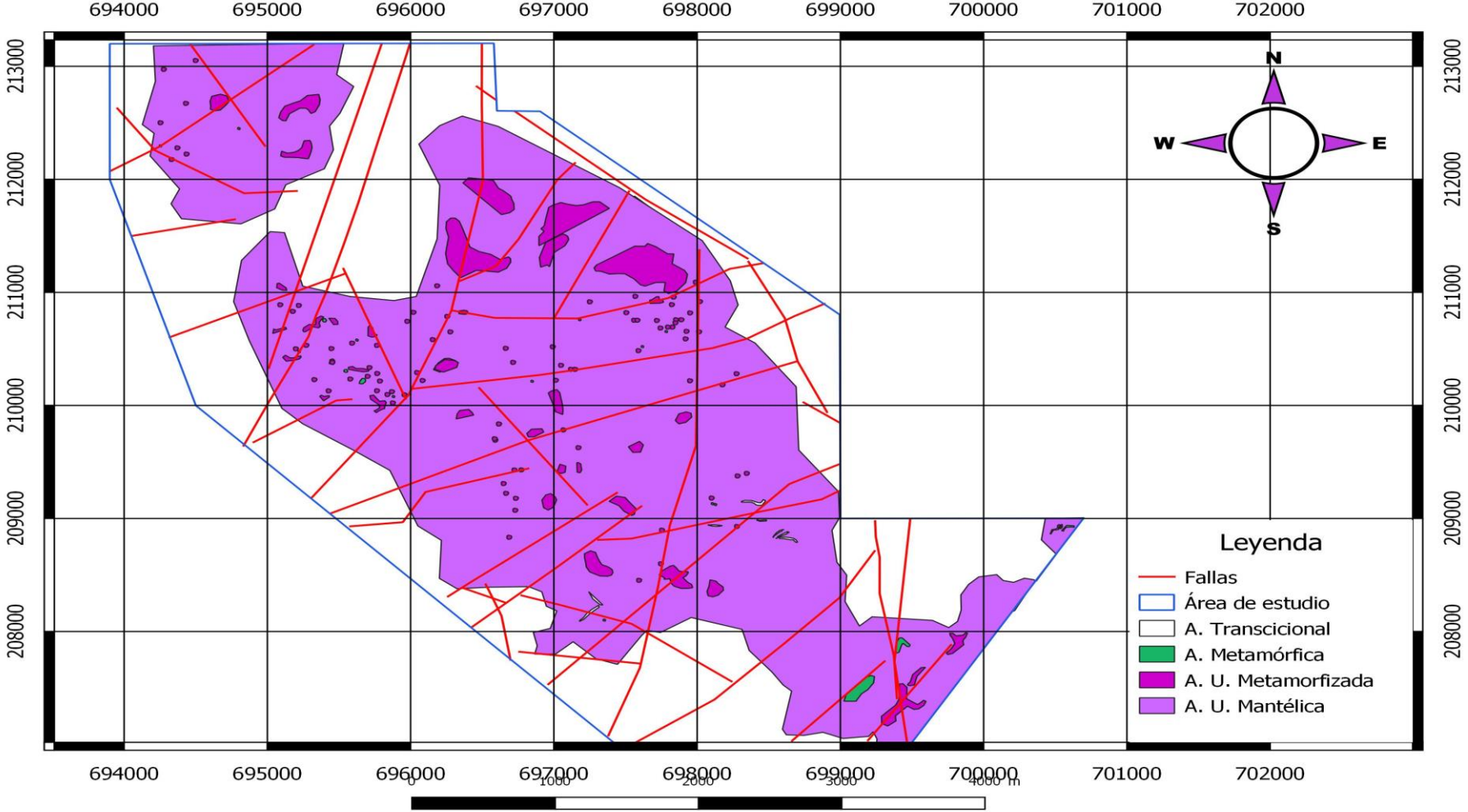
Anexo 1. Representación gráfica del mapa geológico sector Camarioca Sur, escala original 1:3500, (Figueras-Serrano et al. 2012).



Anexo 2. Representación gráfica del mapa tectónico sector Camarioca Sur. Escala original 1: 10 000.



Anexo 3. Representación gráfica del mapa de asociaciones litológicas del sector Camarioca Sur.



Anexo 4. Base de datos de puntos de documentación.

| Punto Doc | Muestra | X | Y | Resultados del Análisis Petrográfico |
|-------------|---------------|-----------|-----------|--------------------------------------|
| CS-OM-20232 | CS-OM-20232-1 | 699425 | 207925 | Anfibolitas gnéicas |
| CS-YV-6066 | CS-YV-6066 | 695650 | 210800 | Anfibolitas gnéicas |
| CS-OV-5 | CS-OV-5-1 | 695475 | 210475 | Esquistos cloríticos |
| CS-IB-10335 | CS-IB-10335-1 | 696250 | 211016.66 | Esquistos cloríticos |
| CS-IB-10124 | CS-IB-10124-1 | 695175 | 210275 | Esquistos cloríticos |
| CS-MG-5008 | CS-MG-5008 | 697347.94 | 210584.44 | Esquistos cloríticos |
| CS-OV-183 | CS-OV-183-1 | 695675 | 210175 | Esquistos cloríticos |
| CS-YV-6069 | CS-YV-6069 | 695400 | 210750 | Esquistos cloríticos |
| CS-MG-5020 | CS-MG-5020-1 | 695948.69 | 210216.06 | Granofels Anfibolíticos |
| CS-MG-5774 | CS-MG-5774-1 | 694800 | 212450 | Granofels Anfibolíticos |
| CS-OV-13635 | CS-OV-13635 | 695675 | 210075 | Granofels Anfibolíticos |
| CS-OV-145 | CS-OV-145-1 | 695625 | 210275 | Granofels Anfibolíticos |
| CS-OV-146 | CS-OV-146-2 | 695657.45 | 210305.11 | Granofels Anfibolíticos |
| CS-OV-161 | CS-OV-161-1 | 695625 | 210225 | Granofels Anfibolíticos |
| CS-OV-163 | CS-OV-163-2 | 695675 | 210185 | Granofels Anfibolíticos |
| CS-OV-187 | CS-OV-187-1 | 695750 | 210100 | Granofels Anfibolíticos |
| CS-OV-195 | CS-OV-195-1 | 695675 | 210225 | Granofels Anfibolíticos |
| CS-MG-5060 | CS-MG-5060-1 | 695716 | 210650 | Metabasita |
| CS-YV-6064 | CS-YV-6064 | 695685 | 210085 | Metabasita |
| CS-IB-10077 | CS-IB-10077-1 | 696048.81 | 210549.48 | Dunita serpentinizada |
| CS-IB-10079 | CS-IB-10079-1 | 695982.31 | 210549.47 | Dunita serpentinizada |
| CS-MG-5013 | CS-MG-5013-1 | 695975 | 210075 | Dunita serpentinizada |
| CS-MG-5059 | CS-MG-5059-A1 | 695716 | 210616 | Dunita serpentinizada |
| CS-MG-7484 | CS-MG-7484-1 | 695794 | 210521 | Dunita serpentinizada |
| CS-MG-7485 | CS-MG-7485-1 | 697050.28 | 211350.16 | Dunita serpentinizada |
| CS-OV-121 | CS-OV-121-1 | 695150 | 210400 | Dunita serpentinizada |
| CS-IB-10060 | CS-IB-10060-1 | 695949.69 | 210416.19 | Harzburgita |
| CS-OV-635 | CS-OV-635-1 | 697783.38 | 210283.38 | Harzburgita |
| CS-MG-5116 | CS-MG-5116-1 | 696450 | 210617 | Harzburgita antigorítica |
| CS-MG-5126 | CS-MG-5126-1 | 696785.13 | 210617.09 | Harzburgita antigorítica |
| CS-OV-355 | CS-OV-355-1 | 696483.25 | 210783.03 | Harzburgita antigorítica |
| CS-YV-6071 | CS-YV-6071 | 696451.34 | 210348.54 | Harzburgita antigorítica |
| CS-AM-15005 | CS-AM-15005-1 | 696049.13 | 210284.06 | Harzburgita serpentinizada |
| CS-AM-15038 | CS-AM-15038-1 | 695883 | 210883 | Harzburgita serpentinizada |
| CS-IB-10011 | CS-IB-10011-1 | 695783 | 210250 | Harzburgita serpentinizada |
| CS-IB-10026 | CS-IB-10026-1 | 696081.88 | 210249.23 | Harzburgita serpentinizada |
| CS-MG-5120 | CS-MG-5120-1 | 696586 | 210616.86 | Harzburgita serpentinizada |
| CS-MG-5166 | CS-MG-5166-1 | 696449.75 | 210950.27 | Harzburgita serpentinizada |
| CS-MG-7481 | CS-MG-7481-1 | 696401.54 | 211405.49 | Harzburgita serpentinizada |
| CS-MG-7486 | CS-MG-7486-1 | 699225 | 207375 | Harzburgita serpentinizada |

| | | | | |
|--------------|----------------|-----------|-----------|----------------------------|
| CS-OV-150 | CS-OV-150-1 | 695525 | 210225 | Harzburgita serpentinizada |
| CS-OV-158 | CS-OV-158-1 | 695425 | 210075 | Harzburgita serpentinizada |
| CS-OV-30 | CS-OV-30-1 | 695375 | 210225 | Harzburgita serpentinizada |
| CS-OV-636 | CS-OV-636-1 | 697718.44 | 210316.91 | Harzburgita serpentinizada |
| CS-YV-6070 | CS-YV-6070 | 696050 | 210316 | Harzburgita serpentinizada |
| CS-MG-5048 | CS-MG-5048-1 | 695705 | 210307 | Harzburgita antigorítica |
| CS-OV-177 | CS-OV-177-1 | 695625 | 210125 | Harzburgita serpentinizada |
| CS-OV-196 | CS-OV-196-1 | 695700 | 210250 | Harzburgita talcitzada |
| CS-IB-10109 | CS-IB-10109-1 | 696138 | 210582 | Peridotita plagioclásica |
| CS-YV-6072 | CS-YV-6072 | 696385.69 | 210616.42 | Peridotita plagioclásica |
| CS-YV-7014 | CS-YV-6014a | 700592.15 | 208906.12 | Tonalita |
| CS-YV-7014 | CS-YV-6014b | 700600.16 | 208915.12 | Tonalita |
| CS-YV-6067 | CS-YV-6067 | 695800 | 210050 | Tonalita |
| CS-YV-7002 | CS-YV-7002 | 697356 | 208086 | Tonalita |
| CS-YV-6061 | CS-YV-6061 | 695647.45 | 210325.11 | Trondhjemita |
| CS-YV-7003 | CS-YV-7003 | 698237.25 | 209082 | Trondhjemita |
| CS-YV-7004 | CS-YV-7004 | 698874 | 207202 | Trondhjemita |
| CS-YV-7007 | CS-YV-7007 | 698300 | 209115 | Trondhjemita |
| CS-YV-6062 | CS-YV-6062 | 697083.19 | 211016.81 | Antigoritas |
| CS-YV-6063 | CS-YV-6063 | 697349.81 | 211016.19 | Serpentinitas |
| CS-YV-6068 | CS-YV-6068 | 695275 | 210825 | Antigoritas |
| CS-MG-5074 | CS-MG-5074-1 | 695325 | 210225 | Antigoritas |
| CS-YV-5079 | CS-YV-5079 | 695475 | 210675 | Antigoritas |
| CS-IB-10090 | CS-IB-10090-1 | 695867 | 210283 | Serpentinitas |
| CS-MG-5222 | CS-MG-5222-1 | 697017.56 | 210616.63 | Serpentinitas |
| CS-YV-6090 | CS-YV-6090 | 696350.7 | 211049.9 | Serpentinitas |
| CS-MG-5048 | CS-MG-5048-2 | 695705 | 210307 | Serpentinitas |
| CS-MG-5312 | CS-MG-5312-1 | 698016.44 | 210651.67 | Serpentinitas |
| CS-OV-104 | CS-OV-104-1 | 695492.61 | 210699.9 | Serpentinitas |
| CS-OV-200 | CS-OV-200-1 | 695775 | 210075 | Serpentinitas |
| CS-OV-240 | CS-OV-240-1 | 695075 | 211025 | Serpentinitas |
| CS-OV-51-1 | CS-OV-51-1 | 695325 | 210375 | Serpentinitas |
| CS-OV-639 | CS-OV-639-1 | 697614.88 | 210316.66 | Serpentinitas |
| CS-YV-6060 | CS-YV-6060 | 695725 | 210025 | Serpentinitas |
| CS-OV-161 | CS-OV-161 | 695675 | 210225 | Serpentinitas |
| CS-YV-6065 | CS-YV-6065 | 695450 | 210400 | Serpentinitas Antigóricas |
| CS-MG-7482 | CS-MG-7482-1 | 697046.25 | 211149.4 | Serpentinitas |
| CS-OV-95 | CS-OV-95-1 | 695525 | 210825 | Serpentinitas |
| CS-OV-132 | CS-OV-132 | 695325 | 210725 | Serpentinitas |
| CS-OM-20117 | CS-OM-20117-1 | 697883.69 | 210751.19 | Serpentinitas |
| CS-MG-5316 | CS-MG-5316-1 | 697783 | 210650 | Serpentinitas antigóricas |
| CS-MG-5059-2 | CS-MG-5059-2 | 698275 | 210275 | Serpentinitas antigóricas |
| CS-MG-5070 | CS-MG-5070-1/2 | 695446.58 | 210350.2 | Serpentinitas antigóricas |

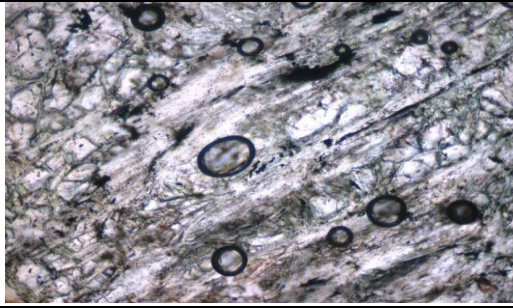
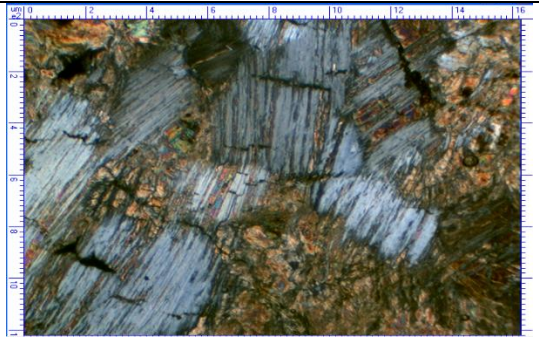
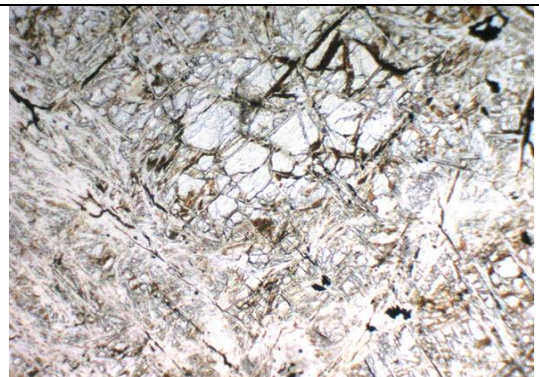
| | | | | |
|-------------|---------------|-----------|-----------|-----------------------------|
| CS-AM-15019 | CS-AM-15019-1 | 695983 | 210750 | Serpentinitas antigoríticas |
| CS-IB-10666 | CS-IB-10666-1 | 700525 | 208925 | Serpentinitas antigoríticas |
| CS-MG-5145 | CS-MG-5145-1 | 696783.69 | 210949.52 | Serpentinitas antigoríticas |
| CS-IB-10041 | CS-OM-20116-1 | 697856.94 | 210750.98 | Serpentinitas antigoríticas |
| CS-OV-254 | CS-OV-254-1 | 694975 | 211075 | Serpentinitas antigoríticas |
| CS-OV-229 | CS-OV-229-1 | 695225 | 210875 | Serpentinitas antigoríticas |
| CS-MG-5050 | CS-MG-5050-1a | 695706 | 210315 | Serpentinitas antigoríticas |
| CS-MG-5050 | CS-MG-5050-2b | 695716 | 210335 | Serpentinitas antigoríticas |

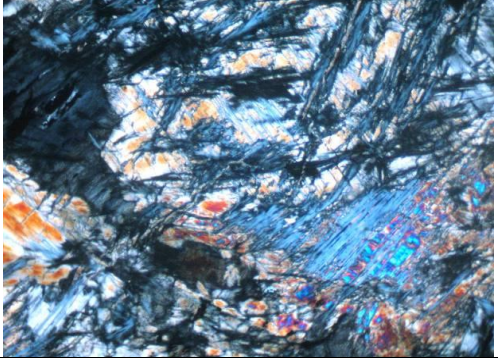
Anexo 5. Resultados de análisis químicos

| Muestra | CS-OV-13635 | CS-OV-146-2 | CS-OV-187-1 | CS-YV-6064 | CS-YV-6066 | CS-YV-6069 | CS-YV-6065 | CS-YV-6068 | CS-YV-6070 | CS-YV-6071 | CS-YV-6072 | CS-YV-6061 | CS-YV-7007 | CS-YV-7014b | CS-YV-7014a | CS-YV-6067 | CS-20232-1 | CS-IB-10666-1 | CS-IB-15019-1 | CS-YV-6062 | CS-YV-6063 |
|---------------------------------|-------------|-------------|-------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|-------------|-------------|------------|------------|---------------|---------------|------------|------------|
| SiO ₂ | 45,32 | 44,18 | 46,66 | 41,75 | 45,43 | 29,57 | 39,34 | 40,90 | 39,68 | 38,35 | 38,76 | 72,11 | 77,11 | 61,02 | 59,29 | 54,95 | 42,99 | 40,22 | 47,31 | 41,15 | 37,48 |
| TiO ₂ | 0,43 | 0,44 | 0,86 | 0,90 | 0,88 | 0,08 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,07 | 0,10 | 0,05 | 0,54 | 0,46 | 0,29 | 1,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,07 |
| Al ₂ O ₃ | 16,01 | 15,20 | 16,43 | 16,26 | 16,06 | 19,01 | 0,72 | 1,01 | 0,93 | 0,68 | 7,29 | 14,58 | 14,69 | 21,53 | 22,53 | 21,51 | 17,44 | 0,61 | 0,68 | 0,89 | 4,10 |
| TFe ₂ O ₃ | 7,40 | 7,47 | 8,30 | 10,20 | 8,23 | 6,97 | 8,41 | 8,35 | 8,11 | 7,58 | 9,06 | 0,79 | 0,35 | 1,89 | 1,88 | 0,67 | 10,69 | 9,02 | 8,93 | 8,99 | 9,68 |
| FeO | 6,66 | 6,72 | 7,47 | 7,81 | 6,48 | 5,44 | 4,40 | 5,44 | 3,36 | 3,54 | 6,38 | 0,70 | 0,31 | 1,72 | 1,69 | 0,56 | ---- | 8,12 | 8,04 | 3,32 | 2,28 |
| MnO | 0,12 | 0,13 | 0,13 | 0,14 | 0,12 | 0,05 | 0,12 | 0,11 | 0,10 | 0,11 | 0,13 | 0,01 | 0,01 | 0,03 | 0,04 | 0,01 | 0,16 | 0,18 | 0,12 | 0,11 | 0,14 |
| MgO | 12,77 | 15,44 | 11,52 | 13,60 | 11,56 | 31,32 | 39,42 | 41,02 | 39,02 | 40,55 | 29,13 | 1,97 | 0,52 | 2,94 | 2,81 | 2,12 | 13,24 | 37,29 | 41,27 | 38,85 | 34,19 |
| CaO | 10,96 | 10,49 | 10,54 | 11,26 | 10,64 | 0,17 | 0,51 | 1,02 | 0,22 | 0,76 | 5,98 | 1,26 | 0,54 | 3,85 | 3,92 | 5,48 | 11,04 | 0,01 | 0,06 | 0,18 | 1,42 |
| Na ₂ O | 3,12 | 1,94 | 3,59 | 3,16 | 3,62 | 0,08 | 0,12 | 0,14 | 0,10 | 0,11 | 0,10 | 8,12 | 6,23 | 5,36 | 5,41 | 9,04 | 3,02 | ---- | ---- | 0,12 | 0,12 |
| K ₂ O | 0,05 | 0,05 | 0,14 | 0,21 | 0,20 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,05 | 0,01 | 0,09 | 0,10 | 0,33 | 0,20 | ---- | --- | 0,02 | 0,02 |
| P ₂ O ₅ | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,05 | 0,14 | 0,32 | 0,27 | 0,05 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 |
| CO ₂ | --- | --- | --- | 0,80 | 0,89 | 0,12 | 1,31 | 0,72 | 0,20 | 0,12 | 0,20 | 0,29 | ---- | ---- | ---- | 0,38 | ---- | ---- | ---- | 0,12 | 0,46 |
| H ₂ O+ | --- | --- | --- | 1,82 | 2,16 | 12,80 | 9,74 | 7,18 | 11,78 | 11,54 | 8,76 | 0,32 | ---- | ---- | ---- | 4,40 | ---- | ---- | ---- | 9,44 | 11,68 |
| LOI | 3,15 | 4,22 | 1,34 | 1,69 | 2,40 | 12,21 | 10,87 | 7,25 | 11,50 | 11,74 | 8,26 | 0,58 | 0,09 | 3,08 | 2,90 | 4,66 | 29,35 | 11,89 | 1,32 | 9,62 | 11,84 |
| #Mg | 77,36 | 80,37 | 73,32 | 75,63 | 76,07 | 91,12 | 94,11 | 93,07 | 95,39 | 95,33 | 89,05 | 83,38 | 74,63 | 75,30 | 74,75 | 87,09 | 58,72 | 89,12 | 90,15 | 95,42 | 96,39 |
| #Fe | 22,64 | 19,63 | 26,68 | 24,37 | 23,93 | 8,88 | 5,89 | 6,93 | 4,61 | 4,67 | 10,95 | 16,62 | 25,37 | 24,70 | 25,25 | 12,91 | 41,28 | 10,88 | 9,85 | 4,58 | 3,61 |
| Li | 7,63 | 8,14 | 3,97 | 4,20 | 3,19 | 7,27 | 0,22 | 0,44 | 0,14 | 0,36 | 2,16 | 2,16 | 1,01 | 1,07 | 1,09 | 11,70 | 16,89 | 0,15 | 0,87 | 0,16 | 2,04 |
| Be | 0,21 | 0,23 | 0,34 | 0,39 | 0,19 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 1,78 | 0,79 | 0,90 | 0,86 | 1,10 | 0,31 | 0,15 | 0,15 | 0,05 | 0,05 |
| Sc | 29,22 | 30,09 | 32,74 | 33,60 | 35,30 | 4,53 | 9,16 | 11,20 | 10,60 | 9,33 | 13,90 | 3,58 | 1,25 | 5,13 | 4,52 | 1,43 | 10,65 | 11,24 | 10,98 | 10,50 | 8,97 |
| Ti | ---- | ---- | ---- | 5254 | 5042 | 472 | 25,50 | 30,60 | 26,80 | 21,50 | 314 | 555 | ---- | ---- | ---- | 1801 | ---- | ---- | ---- | 35,30 | 307 |
| V | 120,96 | 123,50 | 170,79 | 189 | 171 | 91,70 | 29,70 | 45,30 | 39,80 | 35,10 | 81,20 | 7,03 | 1,57 | 11,86 | 18,76 | 2,74 | 70,92 | 42,95 | 33,93 | 31,30 | 45,10 |
| Cr | 627,65 | 638,25 | 539,85 | 652 | 559 | 2300 | 1822 | 3069 | 2754 | 3566 | 1942 | 86,90 | 36,43 | 58,01 | 60,13 | 68,50 | 22,44 | 2376,00 | 1815,31 | 2339 | 3074 |
| Mn | --- | ---- | --- | 1079 | 884 | 387 | 864 | 824 | 708 | 873 | 941 | 57,40 | ---- | ---- | ---- | 67,10 | ---- | ---- | ---- | 779 | 1034 |
| Co | 69,83 | 513,36 | 63,87 | 65,00 | 53,50 | 79,20 | 108 | 103 | 100 | 110 | 84,50 | 6,81 | 40,81 | 28,32 | 27,63 | 6,58 | 40,79 | 107,84 | 83,26 | 96,70 | 113 |
| Ni | 432,68 | 555,95 | 310,55 | 672 | 372 | 1067 | 2734 | 2030 | 2032 | 2281 | 1531 | 95,30 | 26,23 | 118,23 | 123,32 | 106 | 26,75 | 3707,56 | 2752,11 | 2499 | 7697 |
| Cu | 39,28 | 37,19 | 108,81 | 1,71 | 98,90 | 0,68 | 2,46 | 13,50 | 2,78 | 30,50 | 66,80 | 2,21 | 3,29 | 3,53 | 3,13 | 3,82 | 21,68 | 5,01 | 20,91 | 3,47 | 16,30 |
| Zn | 31,31 | 34,71 | 40,64 | 52,40 | 42,30 | 67,90 | 42,80 | 52,60 | 46,40 | 51,40 | 56,40 | 8,44 | 6,79 | 17,13 | 19,08 | 5,12 | 24,95 | 36,99 | 28,64 | 46,70 | 186 |
| Ga | 10,91 | 9,66 | 12,58 | 11,60 | 13,40 | 10,90 | 0,73 | 0,88 | 0,84 | 0,75 | 5,11 | 19,30 | 17,68 | 17,76 | 17,17 | 15,60 | 4,30 | 1,20 | 1,39 | 0,78 | 2,52 |
| As | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,21 | 0,31 | 0,05 | 3,79 | 1,40 | 1,71 | 0,05 | 0,28 | 0,20 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,14 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 4,46 | 0,07 |
| Rb | 1,31 | 0,76 | 5,51 | 0,70 | 7,06 | 0,08 | 0,06 | 0,08 | 0,07 | 0,06 | 0,09 | 2,27 | 1,70 | 2,96 | 3,21 | 3,29 | 1,25 | 0,27 | 0,40 | 0,13 | 0,14 |
| Sr | 173,17 | 149,81 | 212,41 | 61,40 | 178 | 0,73 | 3,24 | 2,14 | 0,94 | 1,16 | 8,15 | 304 | 60,27 | 506,08 | 611,99 | 1406 | 299,63 | 1,91 | 0,60 | 0,76 | 2,63 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-----------|-------|-------|--------|-------|-------|------|------|------|------|------|------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|------|------|------|-------|
| Y | 9,85 | 10,11 | 17,20 | 16,00 | 15,60 | 0,05 | 0,18 | 0,12 | 0,10 | 0,06 | 6,53 | 3,66 | 1,31 | 3,86 | 4,37 | 0,78 | 5,63 | 2,16 | 0,38 | 0,18 | 88,60 |
| Zr ICP | 11,86 | 12,45 | 21,66 | 32,80 | 33,60 | 1,02 | 0,18 | 0,16 | 0,07 | 0,44 | 1,05 | 33,30 | 5,24 | 6,29 | 7,29 | 90,10 | 14,12 | 0,47 | 0,67 | 0,22 | 11,00 |
| Zr XRF | 9,10 | 10,30 | 28,80 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 17,70 | 88,80 | 116,70 | ---- | 11,60 | ---- | ---- | ---- | ---- |
| Nb | 0,12 | 1,41 | 0,25 | 0,07 | 0,06 | 0,19 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 4,29 | 1,13 | 10,69 | 11,36 | 6,43 | 0,31 | 0,12 | 0,14 | 0,09 | 0,32 |
| Mo | 2,84 | 1,73 | 1,96 | 0,10 | 0,06 | 0,12 | 0,50 | 0,29 | 0,29 | 0,27 | 0,17 | 0,05 | 5,79 | 3,70 | 2,65 | 1,89 | 2,08 | 1,19 | 0,47 | 0,39 | 0,88 |
| Cd | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,06 | 0,08 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,68 |
| In | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,05 |
| Sn | 0,20 | 0,18 | 0,51 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,22 | 0,30 | 0,36 | 0,05 | 0,10 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,05 |
| Cs | 0,08 | 0,07 | 0,66 | 0,05 | 0,35 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,09 | 0,02 | 0,05 | 0,06 | 0,41 | 0,07 | 0,06 | 0,20 | 0,05 | 0,05 |
| Ba | 14,26 | 12,38 | 251,46 | 10,50 | 171 | 0,82 | 2,06 | 1,91 | 1,59 | 1,62 | 6,34 | 42,70 | 102,53 | 35,06 | 38,68 | 193 | 50,14 | 9,82 | 1,71 | 1,85 | 3,40 |
| La | 0,32 | 0,37 | 1,24 | 1,21 | 1,13 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,58 | 6,23 | 1,23 | 9,05 | 10,96 | 4,34 | 2,42 | 4,50 | 0,08 | 0,08 | 1,96 |
| Ce | 1,36 | 1,46 | 3,43 | 3,24 | 3,12 | 0,06 | 0,08 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,13 | 13,10 | 2,70 | 19,51 | 21,48 | 5,99 | 3,81 | 0,09 | 0,07 | 0,06 | 1,01 |
| Pr | 0,32 | 0,33 | 0,88 | 0,93 | 0,78 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,20 | 1,61 | 0,37 | 2,13 | 2,38 | 0,57 | 0,60 | 0,58 | 0,02 | 0,05 | 1,31 |
| Nd | 2,20 | 2,30 | 5,27 | 5,83 | 5,26 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,95 | 6,52 | 1,47 | 8,54 | 9,09 | 1,86 | 2,79 | 2,00 | 0,08 | 0,05 | 7,02 |
| Sm | 1,00 | 1,05 | 2,01 | 2,13 | 1,81 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,23 | 1,26 | 0,43 | 1,51 | 1,83 | 0,22 | 0,74 | 0,18 | 0,02 | 0,05 | 4,13 |
| Eu | 0,66 | 0,64 | 1,02 | 1,17 | 0,92 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,09 | 0,23 | 0,05 | 0,52 | 0,62 | 0,25 | 0,26 | 0,04 | 0,01 | 0,05 | 2,02 |
| Gd | 1,44 | 1,48 | 2,61 | 3,06 | 2,82 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,47 | 1,10 | 0,33 | 1,10 | 1,29 | 0,16 | 0,86 | 0,20 | 0,03 | 0,05 | 8,61 |
| Tb | 0,26 | 0,27 | 0,44 | 0,56 | 0,48 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,08 | 0,15 | 0,06 | 0,14 | 0,17 | 0,05 | 0,13 | 0,02 | 0,00 | 0,05 | 2,01 |
| Dy | 1,69 | 1,74 | 2,83 | 3,63 | 2,96 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,60 | 0,79 | 0,28 | 0,75 | 0,86 | 0,10 | 0,81 | 0,12 | 0,03 | 0,05 | 14,40 |
| Ho | 0,37 | 0,38 | 0,61 | 0,68 | 0,59 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,15 | 0,12 | 0,04 | 0,13 | 0,16 | 0,05 | 0,19 | 0,02 | 0,01 | 0,05 | 3,24 |
| Er | 0,96 | 0,99 | 1,52 | 1,95 | 1,67 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,51 | 0,33 | 0,08 | 0,31 | 0,38 | 0,07 | 0,50 | 0,06 | 0,03 | 0,05 | 9,75 |
| Tm | 0,17 | 0,14 | 0,23 | 0,29 | 0,23 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,07 | 0,05 | 0,02 | 0,05 | 0,06 | 0,05 | 0,08 | 0,01 | 0,01 | 0,05 | 1,24 |
| Yb | 0,93 | 0,95 | 1,31 | 1,77 | 1,37 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,42 | 0,31 | 0,09 | 0,25 | 0,36 | 0,08 | 0,52 | 0,07 | 0,04 | 0,05 | 6,08 |
| Lu | 0,14 | 0,14 | 0,20 | 0,27 | 0,21 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,07 | 0,05 | 0,01 | 0,05 | 0,06 | 0,05 | 0,08 | 0,01 | 0,01 | 0,05 | 1,05 |
| Hf | 0,00 | 0,00 | 0,59 | 1,44 | 1,51 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 1,57 | 0,12 | 0,05 | 0,04 | 2,62 | 0,35 | 0,00 | 0,03 | 0,05 | 0,36 |
| Ta | 0,26 | 4,14 | 0,30 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,27 | 0,30 | 0,53 | 0,78 | 0,38 | 0,33 | 0,24 | 0,23 | 0,05 | 0,07 |
| W | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,12 | 0,09 | 0,16 | 0,14 | 0,06 | 0,07 | 0,08 | 0,05 | 0,17 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,55 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,14 | 0,13 |
| Tl | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,05 | 0,15 | 0,01 | 0,01 | 0,05 | 0,05 |
| Pb | 0,27 | 0,68 | 0,81 | 0,29 | 0,50 | 0,08 | 0,18 | 0,09 | 0,09 | 0,27 | 0,08 | 1,46 | 1,89 | 1,53 | 1,34 | 1,28 | 1,73 | 0,18 | 0,50 | 0,15 | 0,09 |
| Bi | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,05 |
| Th | 0,02 | 0,01 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 1,47 | 0,58 | 0,69 | 0,92 | 0,24 | 0,18 | 0,07 | 0,02 | 0,05 | 0,05 |
| U | 0,01 | 0,01 | 0,03 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,52 | 0,22 | 0,16 | 0,10 | 0,13 | 1,31 | 0,01 | 0,00 | 0,05 | 0,05 |

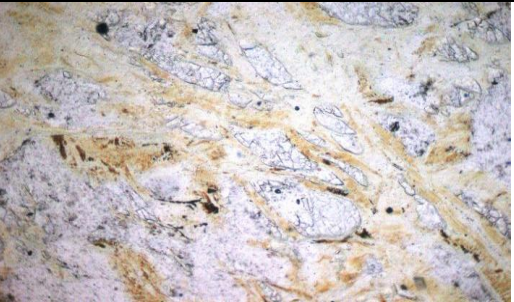
Anexo 6. Descripciones petrográficas de secciones delgadas.

| | |
|--|--|
| <p>Muestra No: CS-MG-7484-1</p> <p>Coordenadas: X: 695794 Y: 210521</p> <p>Nombre de la roca: dunita serpentinizada</p> <p>Textura: pseudomórfica. Color: verde oscuro</p> <p>Composición general:</p> <p>Relictos de olivino y piroxenos (ortopiroxeno). Minerales del grupo de la serpentina: antigorita y lizardita.</p> <p>Minerales secundarios: carbonato</p> |  |
| <p>DESCRIPCIÓN DE DETALLE</p> | |
| <p>La muestra presenta relictos de olivino, rodeado de cristales fibrosos de lizardita forma la típica textura mallada. Se observan además algunos cristales de piroxenos (ortopiroxenos, enstatita), los mismos se encuentran fracturados y entre las fracturas se encuentra la lizardita. Aparecen también minerales fibrosos muy finos de baja birrefringencia, antigorita, así como vetillas rellenas de carbonato.</p> | |
| <p>Muestra No: CS-MG-5116-1.</p> <p>Coordenadas: X: 696450 Y: 210616</p> <p>Roca: harzburgita antigoritizada y talcitzada con carbonatización posterior.</p> <p>Descripción. La muestra está compuesta principalmente por relictos de cristales de olivino y piroxenos los que están sustituidos por antigorita, la que se presenta en su forma típica de haces paralelos y muestra un color de interferencia gris de primer orden.</p> |  |
| <p>Se observa un abundante proceso de talcitzación y anfibolitización (actinolita) y también carbonatos en vetillas finas. La mena metálica es cromita con típica textura esquelética, aunque algunos granos sobrepasan los 100 µm. Con nicoles cruzados. Se aprecia la antigorita que sustituye a los cristales de olivino (alta birrefringencia) y piroxenos. Se observa una vetilla de carbonatos.</p> | |
| <p>Muestra No: CS-OV-177-1</p> <p>Coordenadas: X: 625275 Y: 210025</p> <p>Nombre de la roca: harzburgita serpentinizada</p> <p>En la muestra se observan cristales de piroxenos muy fracturados, entre las fracturas se encuentra un mineral fibroso del grupo de la serpentina, antigorita, de baja birrefringencia. Existen cristales de piroxenos transformado totalmente a antigorita. Se observan además proceso de hematización y algunas vetillas de talco.</p> |  |

| | |
|--|--|
| Muestra No: CS-MG-7481-1 |  |
| Coordenadas: X: 696401 Y: 211405 Nombre de la roca: harzburgita serpentizada Textura: pseudomórfica Color: verde oscuro Composición general: Relictos de olivino y piroxenos (ortopiroxeno). Minerales del grupo de la serpentina: antigorita y lizardita. Minerales de alteración: clorita, talco, bastita. Minerales secundarios: magnetita, carbonato. | |

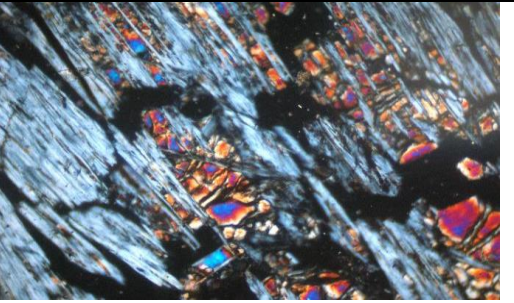
DESCRIPCIÓN DE DETALLE

La roca presenta relictos de olivino y piroxenos, abundan los de piroxenos rómbico (ortopiroxenos), algunos de estos se encuentran bastitizados. La roca presenta una textura mallada, donde se intercala las fibras de antigorita y clorita con los cristales de piroxenos y olivino. Presenta proceso de carbonatización, las grietas se encuentran rellenas de carbonato, hay presencia de magnetita, formada en el proceso de serpentinización.

| | |
|--|---|
| Muestra No: CS-MG-7486-1 |  |
| Coordenadas: X: 697050 Y: 211350 Nombre de la roca: harzburgita serpentizada Textura: pseudomórfica Color: verde oscuro Composición general: Relictos de olivino y piroxenos. Minerales del grupo de la serpentina: antigorita y lizardita. Minerales secundarios: magnetita | |

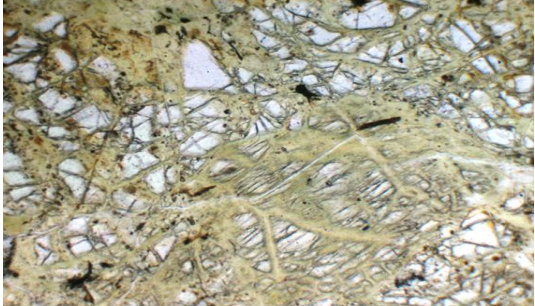
DESCRIPCIÓN DE DETALLE

En la muestra se observan relictos de olivino, xenomorfos y piroxenos prismático corto, muy agrietados, entre los cristales de olivino y las grietas de los piroxenos se encuentra fibras de minerales del grupo de la serpentina, lizardita, de color verde, forma la típica textura de malla.

| | |
|--|--|
| Muestra No: CS-MG-5166-1 |  |
| Coordenadas: X: 696449.75 Y: 210950.27 Nombre de la roca: harzburgita serpentizada. Textura: pseudomórfica Color: verde oscuro Composición general: Relictos de piroxenos y olivino (en menor cantidad). Minerales del grupo de la serpentina: antigorita. Minerales accesorios: cromita. Minerales secundarios: hematita. | |

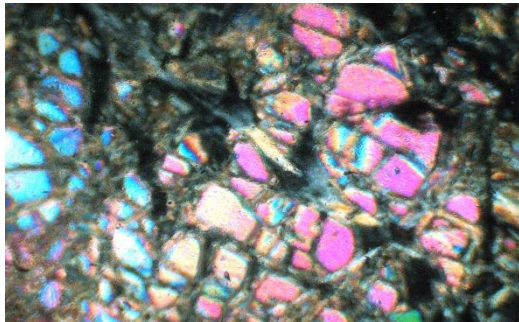
DESCRIPCIÓN DE DETALLE

En la muestra se observan cristales de olivino relícticos, rodeados de un mineral fibroso cuyo color de interferencia a veces llega hasta amarillo pálido de 1er orden, otras veces toma tonalidades verdosas, antigorita, con forma típica de textura mallada. Se observan pequeños cristales de piroxenos, relícticos, fracturados, entre las fracturas se observa la antigorita. Se observan además granos de cromita, pardo-rojiza y hematita.

| | |
|--|--|
| Muestra No: CS-IB-10026-1 |  |
| Coordenadas: X: 696016 Y: 210250 Nombre de la roca: harzburgita serpentizada. Textura: pseudomórfica. Estructura: Color: verde oscuro. Composición general: Relictos de olivino y relictos de piroxenos. Minerales del grupo de la serpentina: antigorita, lizardita. Minerales secundarios: hematita. | |


DESCRIPCIÓN DE DETALLE

La muestra está constituida por cristales de olivino, relícticos, los cuales presentan elevados colores de interferencia que llegan hasta el verde del 2do orden, se encuentran fracturados, entre las fracturas aparece la lizardita, mineral del grupo de la serpentina. Se observan además cristales de ortopiroxenos, con bajos colores de interferencia, llegan al gris del 1er orden. Estos se encuentran fracturados, sustituyéndose por minerales del grupo de la serpentina, lizardita. Se observa la presencia de talco y de hematita. La textura es pseudomórfica.

| | |
|---|---|
| Muestra No: CS-IB-10060-1 |  |
| Coordenadas: X: 695950 Y: 210416 Nombre de la roca: harzburgita Textura: pseudomórfica Color: verde oscuro Composición general: Relictos de olivino y grandes cristales de piroxenos. Minerales del grupo de la serpentina: antigorita | |

DESCRIPCIÓN DE DETALLE

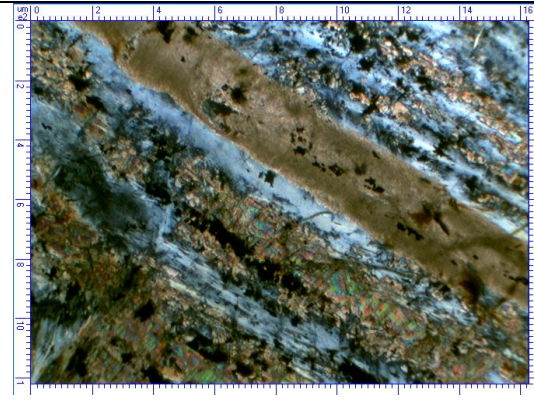
La muestra está constituida por abundantes cristales relícticos de olivino, así como cristales bien formados de piroxenos ortorrómbicos que llegan hasta 1 mm, bien preservados, agrietados. Los mismos han sido parcialmente reemplazados por antigorita. Su textura es pseudomórfica.

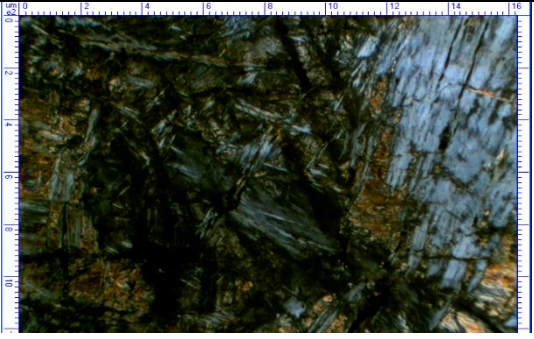
| | |
|--|--|
| Muestra No: CS-IB-10011-1 |  |
| Coordenadas: X: 695783 Y: 210250 Nombre de la roca: harzburgita serpentizada (antigorítica). Textura: pseudomórfica. Estructura: Color: verde oscuro. Composición general: Abundantes relictos de olivino y piroxenos, Minerales del grupo de la serpentina: antigorita. Minerales accesorios: cromita. | |

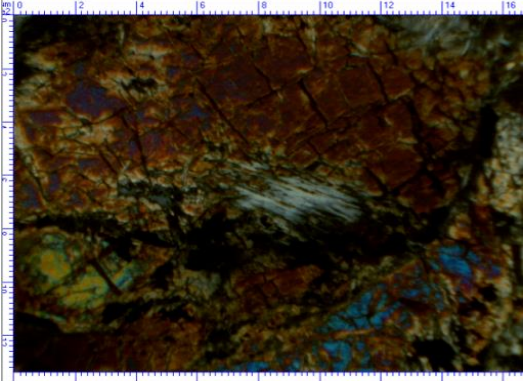
DESCRIPCIÓN DE DETALLE

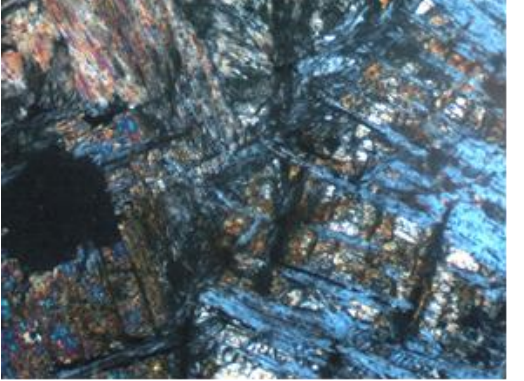
Se observan cristales de piroxenos muy fracturados, cristales de olivino relícticos, entre las fracturas y los relictos se observa la antigorita y la típica textura mallada. Se observan además cristales de cromita.

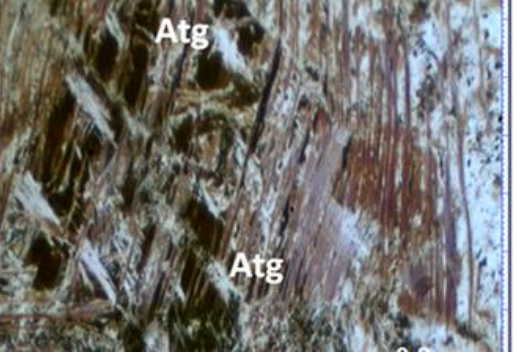
| | |
|--|--|
| Muestra No: CS- IB- 635-1 |  |
| Coordenadas: X: 697783 Y: 210283 Nombre de la roca: harzburgita serpentizada. Textura: pseudomórfica. Color: verde oscuro Composición general: Pequeños relictos de piroxenos Minerales del grupo de la serpentina: antigorita. Minerales de sustitución: bastita | |
| DESCRIPCIÓN DE DETALLE | |
| En la muestra se observan pequeños cristales de piroxenos muy fracturados, hay abundante presencia de minerales fibrosos de antigorita que muestran una baja birrefringencia. Algunos piroxenos se encuentran bastitizados. | |

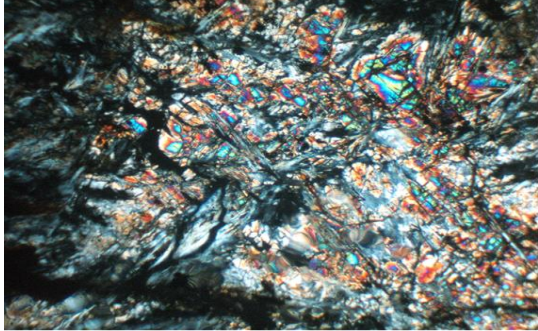
| | |
|---|---|
| Muestra No: CS-MG-5126-1 |  |
| Coordenadas: X: 696785 Y: 210617 Roca: harzburgita antigorítica talcificada y carbonatada. La roca está compuesta por cristales relictos de olivino y piroxenos sustituidos en gran medida por antigorita. Como mena primaria se observan cristales irregulares de cromita, relacionados con la antigorita se observan bandas alineadas de magnetita en los haces paralelos de cristales de antigorita. Se observan abundantes agregados criptocristalinos de talco. | |
| Con nicoles cruzados. Se observan los haces paralelos de antigorita y cristales relictos de olivino. Hay una vetilla rellena por carbonatos que se dispone paralela a los haces de cristales de antigorita, al igual que la magnetita. Objetivo 4X. Escala horizontal: 1620 μm. | |

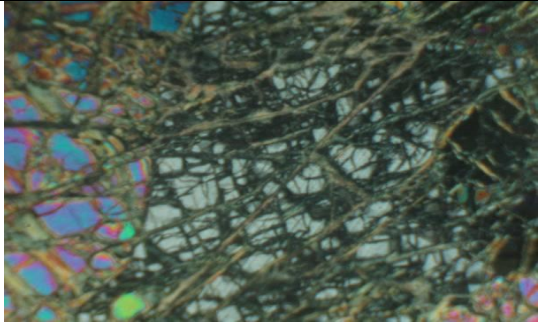
| | |
|--|--|
| Muestra No: CS- OV- 355-1 |  |
| Coordenadas: X: 696483 Y: 210783 Roca: harzburgita antigorítica con talco. La muestra relictos de grandes cristales de Olivino y piroxenos ortorrómbicos los que están parcialmente reemplazados por antigorita, la que se presenta como haces que se acomodan entre las líneas de clivaje de los minerales. La antigorita tiene el típico color gris de primer orden. | |
| Se observan relictos de los cristales de olivino sustituidos por la antigorita, con su color de interferencia gris. La magnetita se alinea según las direcciones de clivaje. Hay cristales irregulares de cromita y también magnetita la que en gran medida se alinea con las direcciones de clivaje. Se observa la presencia de talco de manera subordinada. | |

| | |
|---|--|
| Muestra No CS-OV-30-1 |  |
| <p>Coordenadas: X: 695375 Y: 210225</p> <p>Roca: harzburgita serpentinizada y antigoritizada con talco. La muestra está constituida por grandes cristales de olivino y piroxenos que han sido parcialmente remplazados minerales de la serpentina (lizardita) y principalmente por antigorita. Muchos cristales de olivino presentan diaclasas que forman un enrejado en forma de cuadrado que están rellenas por hematina.</p> | |
| <p>Se observan los cristales de olivino diaclasados con elevados colores de interferencia y la antigorita al centro de la foto. Se observa la presencia de agregados criptocristalinos de talco. La mena metálica es magnetita diseminada y hay procesos de oxidación (hematización).</p> | |

| | |
|---|---|
| Muestra No: CS -OV- 158-1 |  |
| <p>Coordenadas: X: 695425 Y: 210075</p> <p>Nombre de la roca: Harzburgita serpentinizada. Textura: pseudomórfica.</p> <p>Estructura: masiva. Color: verde oscuro</p> <p>Composición general: Abundantes relictos de olivino y piroxenos. Minerales del grupo de la serpentina: lizardita, antigorita</p> <p>Minerales accesorios: cromita.</p> <p>Minerales secundarios: magnetita, hematita.</p> <p>Minerales de alteración: bastita, talco.</p> | |
| DESCRIPCIÓN DE DETALLE | |
| <p>Se observan abundantes piroxenos bastitizados, relictos de olivino, muchos de los cuales están cloritizados. Se observan minerales del grupo de la serpentina, como la antigorita y lizardita. Hay proceso de hematización y talcificación, así como cristales esqueléticos de cromita, estos llegan hasta 2,05 mm y cristales irregulares de magnetita. La distribución de los minerales forma una textura pseudomórfica.</p> | |

| | |
|---|--|
| Muestra No: CS-OV-636-1 |  |
| <p>Coordenadas: X: 697718 Y: 210316</p> <p>Nombre de la roca: harzburgita serpentinizada. Textura: pseudomórfica.</p> <p>Color: verde oscuro. Composición general: Pequeños relictos de olivino y piroxenos,</p> <p>Minerales del grupo de la serpentina: antigorita. Minerales accesorios: cromita.</p> <p>Minerales secundarios: hematita, magnetita.</p> <p>Minerales de alteración: talco</p> | |
| DESCRIPCIÓN DE DETALLE | |
| <p>La muestra presenta grandes cristales fibrosos de antigorita que se entrecruzan unos con otros. Se observan pequeños relictos de olivino con altos colores de interferencia. Se observa además proceso de hematización y presencia de abundantes granos de magnetitas y cristales esqueléticos de cromita. En algunos sectores de la muestra se observa proceso de talcificación. La textura es pseudomórfica.</p> | |

| | |
|---|--|
| Muestra No: CS-AM-15038-1 |  |
| Coordinadas: X: 695883 Y: 210883 Nombre de la roca: harzburgita serpentizada Textura: pseudomórfica. Color: verde oscuro. Composición general: Relictos de olivino y piroxenos (ortopiroxeno). Minerales del grupo de la serpentina: antigorita. Minerales secundarios: carbonato, hematita, magnetita. Minerales de alteración: talco, bastita | |
| DESCRIPCIÓN DE DETALLE | |
| La muestra presenta cristales relictos de olivino, con altos colores de interferencia llegan hasta verde-amarillo del 2do orden, los que han sufrido una sustitución por minerales del grupo de la serpentina: antigorita. Hay presencia de talco, con altos colores de interferencia, cristales fibrosos. Se observan además cristales diseminados de magnetita, hay procesos de hematización. Se observan pequeños cristales de piroxenos bastitizados. | |

| | |
|--|---|
| Muestra No: CS-AM-15005-1 |  |
| Coordinadas: X: 696050 Y: 210283 Nombre de la roca: harzburgita serpentizada Textura: pseudomórfica. Color: verde oscuro. Composición general: Relictos de olivino y piroxenos (ortopiroxeno). Minerales del grupo de la serpentina: antigorita y lizardita | |
| DESCRIPCIÓN DE DETALLE | |
| La muestra es de granulometría gruesa, constituida por cristales relictos de olivino y algunos de piroxenos ortorrómbicos. Algunos cristales de estos piroxenos están muy bien preservados, algunos tienen 1mm de longitud. Los cristales de olivino y piroxenos se encuentran sustituidos por minerales del grupo de la serpentina, antigorita y lizardita. Presenta textura pseudomórfica. | |

| | |
|---|--|
| Muestra No: CS-GM-196-1 |  |
| Coordinadas: X: 695700 Y: 210250 Nombre de la roca: harzburgita talcitizada. Textura: pseudomórfica. Color: verde oscuro. Composición general: Relictos de piroxenos y olivino (en menor cantidad). Minerales del grupo de la serpentina: antigorita. Minerales secundarios: hematita. Minerales de alteración: talco, clorita, bastita | |
| DESCRIPCIÓN DE DETALLE | |
| La muestra está constituida por granos gruesos fibrosos de clorita, los cuales son producto de la pseudomorfosis parcial de los cristales de olivino, se presentan también granos fibrosos de antigoritas con bajos colores de interferencia, blanco-gris de primer orden, se observan procesos de talcitización y cristales de piroxenos bastitizados. | |

Muestra No: CS- OV- 150-1

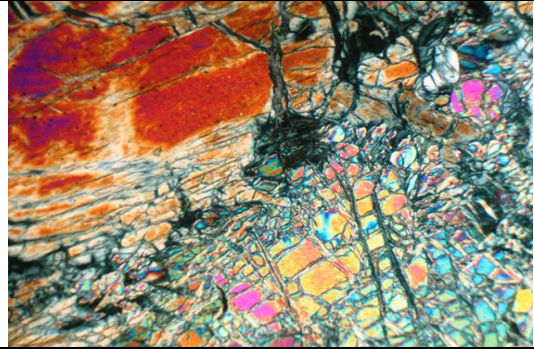
Coordenadas: X: 695525 Y: 210225

Nombre de la roca: harzburgita serpentinizada.

Textura: pseudomórfica

Estructura: masiva. Color: verde oscuro

Composición general: Abundantes relictos de olivino y piroxenos. Minerales del grupo de la serpentina: lizardita. Minerales accesorios: cromita. Minerales secundarios: carbonato.

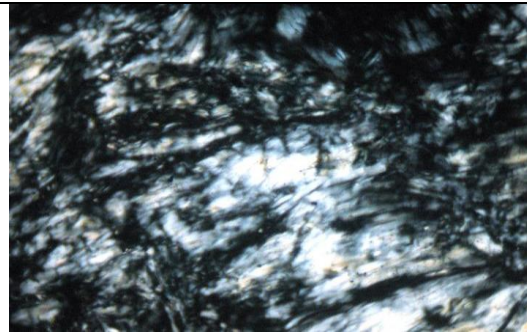


Muestra No: CS-OV-104-1

Coordenadas: X: 695500 Y: 210700

Nombre de la roca: serpentinita. Posible protolito: ortopiroxenita.

La roca es de grano fino. Contiene minerales del grupo de la serpentina (antigorita) con aspecto fibroso. Hay piroxenos bastitizados y pocos relictos de piroxenos que se presentan aislados en la masa de los minerales de la serpentina.

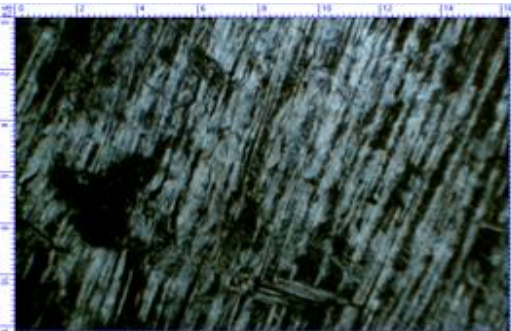


Se observan algunos relictos de piroxenos y pequeños puntos de magnetita. Nícoles paralelos 10x. Se observa la baja birrefringencia de los minerales de la serpentina y piroxenos bastitizados hacia la parte superior derecha. Nícoles cruzados. 10x.

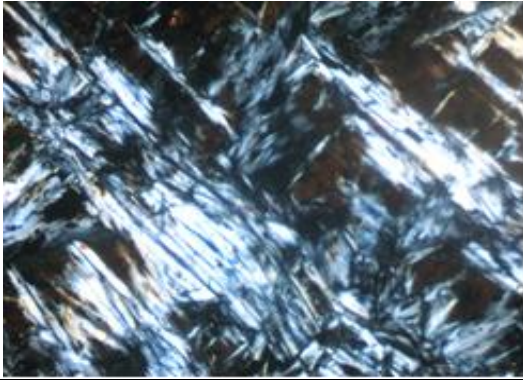
Muestra CS-MG-5145-1

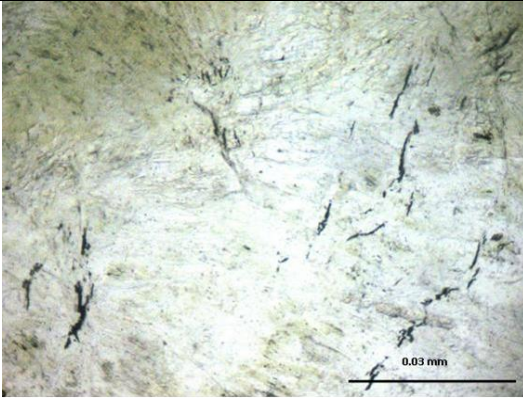
Coordenadas: X: 696784 Y: 210950

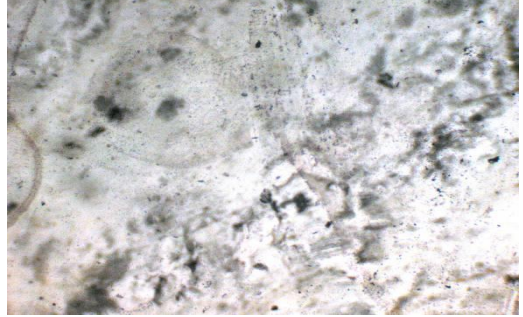
Roca: serpentinita antigorítica. Protolito: desconocido. La roca está compuesta en su totalidad por el mineral antigorita. La mena metálica parece ser magnetita. Se observan procesos de hematitización y también kinkbands producto de los esfuerzos tectónicos. Subordinadamente y asociado a los cristales de antigorita se observa talco.

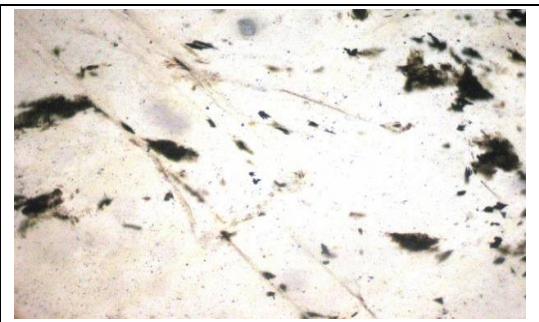


Con nícoles cruzados. Agregado de cristales de antigorita con típico color de interferencia gris de primer orden. Se observa la magnetita que se alinea según los planos de clivaje dentro de la antigorita

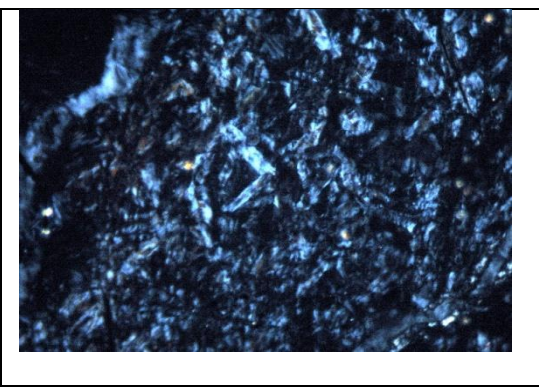
| | |
|---|--|
| Muestra No: CS- OV- 639-1 |  |
| Coordinadas: X: 697614 Y: 210316 Nombre de la roca: serpentinita antigorítica, posible protolito harzburgita Textura: pseudomórfica Color: verde oscuro Composición general: Pequeños relictos de olivino y piroxenos, Minerales del grupo de la serpentina: antigorita. Minerales secundarios: hematita Minerales de alteración: bastita | |
| DESCRIPCIÓN DE DETALLE | |
| <p>En la muestra abunda la antigorita la cual se presenta en forma fibrosa y rodea los relictos de olivino que han sufrido un proceso de hematización, color pardo oscuro. Existen algunos relictos de piroxenos, algunos bastitizados. Se pueden observar además granos diseminados de magnetita.</p> | |

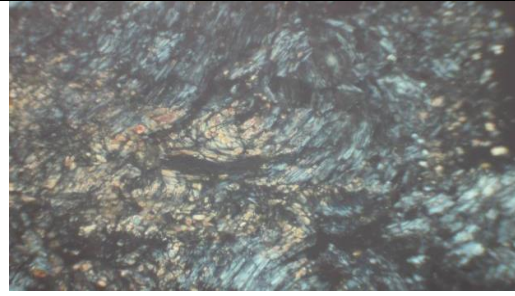
| | |
|--|---|
| Muestra CS-OV- 254-1 |  |
| Coordinadas: X: 695127 Y: 210923 Roca: serpentinita antigorítica talcitzada. Posible protolito: piroxenita. La muestra está compuesta principalmente por minerales del grupo de la serpentina (antigorita) con carácter laminar y en parte fibroso. Se observan abundantes cristales fragmentados y relícticos de ortopiroxenos, algunos bastitizados y hay procesos de cloritización, observándose el color verde claro propio de la clorita sin analizador. | |

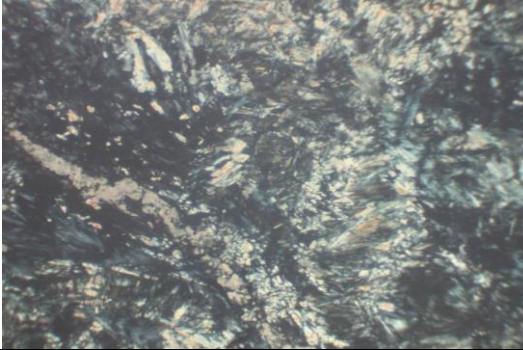
| | |
|---|--|
| No Muestra: CS-OV-95-1 |  |
| Coordinadas: X: 695525 Y: 210825 Nombre de la roca: serpentinita Textura: pseudomórfica Color: verde oscuro Composición general: Relictos de piroxenos Minerales del grupo de la serpentina: antigorita. Minerales secundarios: magnetita | |
| DESCRIPCIÓN DE DETALLE | |
| <p>La muestra está compuesta principalmente por minerales del grupo de la serpentina. Se observan finas fibras de antigorita, que rodean, algunos pequeños relictos de piroxenos. Se observan además cristales diseminados de magnetita.</p> | |


| | |
|--|--|
| No Muestra: CS-MG-7482-1 |  |
| Coordinadas: X: 696974 Y: 211224 Nombre de la roca: serpentinita Textura: pseudomórfica Color: verde oscuro Composición general: Minerales del grupo de la serpentina: antigorita y lizardita. Minerales secundarios: magnetita | |
| DESCRIPCIÓN DE DETALLE | |
| La muestra está compuesta totalmente por minerales del grupo de la serpentina. Se observan finas fibras entrecruzadas de antigorita. Se observan además cristales diseminados de magnetita | |

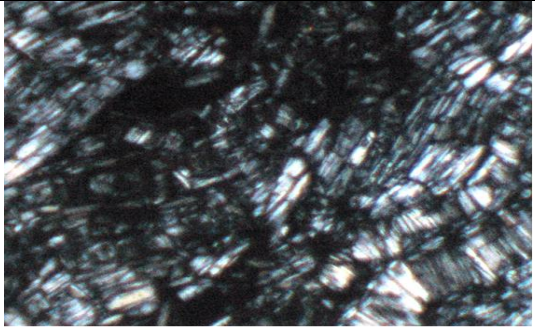
| | |
|--|---|
| No Muestra: CS-MG-5059-2 |  |
| Coordinadas: X: 695725 Y: 210619 Nombre de la roca: serpentinita antigorítica Textura: pseudomórfica Color: verde oscuro Composición general: Relictos de piroxenos Minerales del grupo de la serpentina: antigorita y lizardita. Minerales secundarios: magnetita | |
| DESCRIPCIÓN DE DETALLE | |
| La muestra está compuesta principalmente por minerales del grupo de la serpentina. Se observan finas fibras de antigorita, que rodean, algunos pequeños relictos de piroxenos. Se observan además cristales diseminados de magnetita. | |

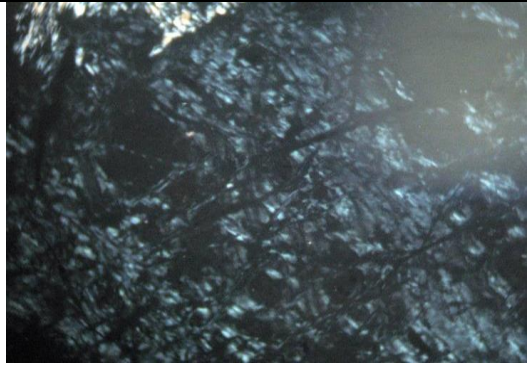
| | |
|---|--|
| Muestra No: CS-GM-5048-2 Coordinadas: X: 695705 Y: 210307 Nombre de la roca: serpentinita Textura: pseudomórfica Color: verde oscuro. Composición general: Relictos de piroxenos y olivino (en mayor cantidad). Minerales del grupo de la serpentina: antigorita. Minerales accesorios: cromita. Minerales secundarios: hematita, magnetita. Minerales de alteración: talco, clorita, bastita, iddingsita |  |
| Se observan abundantes relictos de olivino, los cuales han sido reemplazados parcialmente por minerales del grupo de la serpentina, antigorita, además se han alterado a iddingsita, de color pardo-rojiza, y se presentan cristales de piroxenos ortorrómbicos. Se observan además procesos de hematización y cloritización, en algunas partes de la muestra se observan pequeñas fibras de elevados colores de interferencia, pertenecientes al talco. De manera diseminada se observan granos irregulares de magnetita y algunos de cromita. | |


| | |
|---|--|
| No Muestra: CS-MG-5050-1a |  |
| Coordinadas: X: 695716 Y: 210335 Nombre de la roca: serpentinita antigorítica Textura: pseudomórfica Estructura: Color: verde oscuro Composición general: Algunos relictos de piroxenos. Minerales del grupo de la serpentina: antigorita. Minerales secundarios: hematita, magnetita. | |
| DESCRIPCIÓN DE DETALLE | |
| La muestra está compuesta por serpentinita tipo antigorita. Se observan los cristales de antigorita en forma de hojas al parecer con cierto grado de orientación. Hay relictos pequeños de cristales de piroxenos, los que están en parte hematitizados. Se observa abundante magnetita. | |

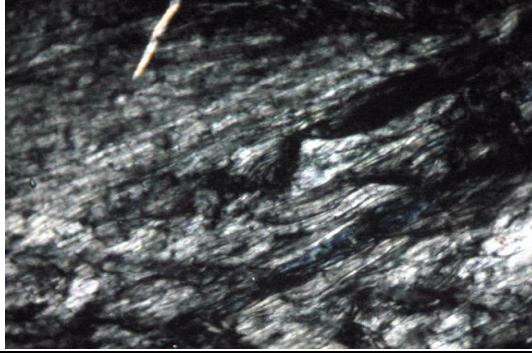
| | |
|--|---|
| No Muestra: CS-OV-51-1 |  |
| Coordinadas: X: 695325 Y: 210375 Nombre de la roca: serpentinita, posible protolito piroxenita Textura: pseudomórfica Estructura: masiva Color: verde oscuro. Composición general: Algunos relictos de ortopiroxenos. Minerales del grupo de la serpentina: antigorita. Minerales accesorios: cromita. Minerales secundarios: magnetita. | |
| DESCRIPCIÓN DE DETALLE | |
| La muestra está compuesta principalmente por minerales del grupo de la serpentina (antigorita) con carácter laminar y en parte fibroso. Se observan abundantes cristales fragmentados y relícticos de ortopiroxenos, algunos bastitizados y hay procesos de cloritización, observándose el color verde claro propio de la clorita sin analizador. Hay calcita en agregados y en finas vetillas y también talco. Se observan además algunos cristales esqueléticos de cromita y magnetita en cristales alargados. | |


| | |
|---|--|
| No Muestra: CS- OV- 163-1 Coordinadas: X: 695575 Y: 210325 Nombre de la roca: serpentinita antigorítica. Textura: pseudomórfica Estructura: masiva. Color: verde oscuro. Composición general: Algunos pequeños relictos de piroxenos. Minerales del grupo de la serpentina: antigorita. Minerales accesorios: magnetita, hematita, cromita. Minerales de alteración: bastita, talco |  |
| DESCRIPCIÓN DE DETALLE | |
| La muestra está formada completamente por piroxenos serpentinizados (bastita), los que se presentan en forma de grandes cristales de hasta 5 mm con buena exfoliación en una dirección. Se observa proceso de talcificación de la antigorita. Este mineral muestra en parte un hábito fibroso. Se observa agrietamiento transversal a las direcciones de exfoliación y procesos de hematización en el contorno de los granos. Hay cristales irregulares y esqueléticos de cromita de color negro. | |


| | |
|---|--|
| Muestra No: CS-OV-200-1 |  |
| Coordinadas: X: 695774 Y: 210074 Nombre de la roca: serpentinita antigorítica. Textura: pseudomórfica Estructura: masiva. Color: verde oscuro. Composición general: Algunos pequeños relictos de piroxenos. Minerales del grupo de la serpentina: antigorita. Minerales accesorios: magnetita, hematita, cromita. Minerales de alteración: bastita, talco. | |
| La muestra está constituida completamente por minerales del grupo de la serpentina, perteneciente a la antigorita, cuyos cristales se presentan en forma fibrosa, las mismas son producto de la alteración de los piroxenos bastitizados. Se presentan abundantes granos xenomorfs de magnetita, diseminados en toda la muestra. | |


| | |
|--|---|
| Muestra No: CS-OV-240-1 |  |
| Coordinadas: X: 695075 Y: 210025 Nombre de la roca: serpentinita, posible protolito, harzburgita. Textura: pseudomórfica Estructura: masiva. Color: verde oscuro. Composición general: Algunos pequeños relictos de piroxenos. Minerales del grupo de la serpentina: antigorita. Minerales accesorios: magnetita, hematita, cromita | |
| Descripción. | |
| En la muestra se observan abundantes minerales del grupo de la serpentina, principalmente finas fibras de antigorita. Se observan además pequeños relictos de piroxenos rómbicos, exfoliación perfecta, algunos bastitizados. | |

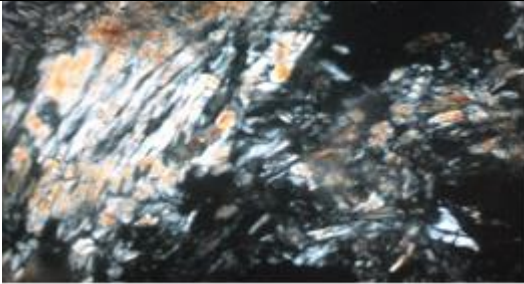
| | |
|--|--|
| No Muestra: CS-MG-5008-2 |  |
| Coordinadas: X: 695675 Y: 210075 Nombre de la roca: esquistos clorítico Textura: pseudomórfica Estructura: Color: verde oscuro Composición general: Minerales metamórficos: cuarzo, adularia Minerales de alteración: clorita | |
| DESCRIPCIÓN DE DETALLE | |
| La muestra está compuesta por pequeños cristales de cuarzo, con una matriz fina. También se observan cristales idiomórficos de adularia, en corte basal rómbico, de aspecto prismático corto, presentan maclas en plumilla (albita+periclina), algunos cristales presentan zonación concéntrica. Se observan además fibras muy finas de clorita, con colores de interferencia anómalos | |

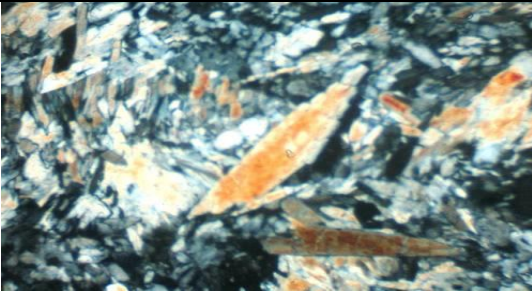
| | |
|--|--|
| Muestra No: CS-IB-10124-1 |  |
| Coordenadas: X: 695174 Y: 210276 | |
| Nombre de la roca: esquistos clorítico, posible protolito serpentinita | |
| Textura: lepidoblástica. Estructura: esquistosa | |
| Color: verde | |
| Composición general: Roca constituida por clorita. Minerales accesorios: cromita. Minerales secundarios: hematita. | |
| DESCRIPCIÓN DE DETALLE | |
| La muestra está completamente constituida de clorita, minerales alargados con baja birrefringencia, exfoliación en una sola dirección y de coloración verde claro. Se presentan además granos de cromitas y vetillas de óxido de hierro. | |

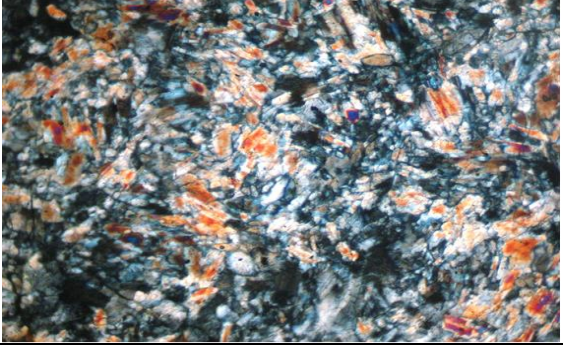
| | |
|--|---|
| Muestra No: CS-OV-5-1 |  |
| Coordenadas: X: 697050 Y: 211350 | |
| Nombre de la roca: esquistos clorítico | |
| La muestra está formada completamente por minerales del grupo de la serpentina. Se observa como una alineación de la antigorita y una coloración verde pálida que se asume como posible cloritización de la antigorita. | |
| Descripción | |
| Con nicoles cruzados se observa el carácter fibroso alargado de la antigorita y también de la clorita, con baja birrefringencia. No se aprecian relictos de los minerales primarios y la magnetita aparece como pequeños puntos. | |

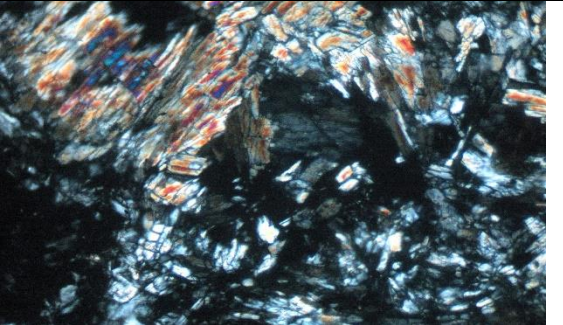
| | |
|--|--|
| No Muestra: CS-YV-7003 |  |
| Coordenadas: X: 695657 Y: 210305 | |
| Nombre de la roca: tonalia (Plagiogranito) | |
| Textura: pseudomórfica | |
| Color: verde oscuro | |
| Composición general: Minerales metamórficos: cuarzo, actinolita | |
| DESCRIPCIÓN DE DETALLE | |
| En la muestra se observan pequeños cristales xenomorfos de cuarzo, estos se confunden con los de la cordierita, que se presenta en agregados anhédricos con hábitos prismático corto, incoloros, en algunos campos se observa algo de pleocroísmo amarillo, no presenta exfoliación y un relieve bajo, la birrefringencia es bastante débil. El relieve es moderadamente alto, los colores de interferencia llegan hasta el azul del 2do orden. La extinción es recta. | |

| | |
|--|--|
| No Muestra: CS-YV-7007 |  |
| Coordenadas: | |
| X: 695657,45 | |
| Y: 210305,11 | |
| Nombre de la roca: trondhjemitita | |
| Nombre de la roca: trondhjemitita (Plagiogranito) Textura: pseudomórfica Color: verde oscuro. Composición general: Minerales metamórficos: cuarzo, actinolita | |
| <p>En la muestra se observan cristales de cuarzo, que se presenta en agregados anhédricos con hábitos prismático corto, incoloros, en algunos campos se observa algo de pleocroismo amarillo, no presenta exfoliación y un relieve bajo, la birrefringencia es bastante débil. Se llega a la conclusión que es actinolita por la Figura de interferencia que es biáxica. El relieve es moderadamente alto, los colores de interferencia llegan hasta el azul del 2do orden. La extinción es recta.</p> | |

| | |
|---|---|
| Muestra No: CS-MG-5060-1 |  |
| Coordenadas: X: 695716 Y: 210650 | |
| Nombre de la roca: Metabasita | |
| Textura: nematogranoblástica. Estructura: | |
| Color: verde oscuro Composición general: Minerales metamórficos; andalucita, cordierita, sillimanita, calcedonia. | |
| DESCRIPCIÓN DE DETALLE | |
| <p>Se observa además cristales euhedrales de andalucita, de coloración rosada, baja birrefringencia y alto relieve. Se encuentran cristales anhedrales de anfíboles, baja birrefringencia, puede confundirse con el cuarzo. Encontramos cristales prismáticos de sillimanita, elevados colores de interferencia y relieve alto. Con la distribución de los minerales se forma una textura nematogranoblástica. Se observan vetillas rellenas de un material criptocristalino de baja birrefringencia al parecer calcedonia.</p> | |

| | |
|---|--|
| No Muestra: CS- OV- 145-1 |  |
| Coordenadas: X: 695325 Y: 210725 | |
| Nombre de la roca: Granofels anfibolíticos | |
| Textura: granoblástica. Estructura: masiva Color: gris Composición general: | |
| Minerales metamórficos: pargasita | |
| DESCRIPCIÓN DE DETALLE | |
| <p>La muestra presenta cristales alargados de cianita, de coloración azul pálido, pleocroica, con extinción oblicua, los cristales alcanzan hasta 0.065mm. se observa además cristales euhedrales de andalucita, de coloración rosada, baja birrefringencia y alto relieve. Se encuentran cristales anhedrales de cordierita, baja birrefringencia, puede confundirse con el cuarzo. Encontramos cristales prismáticos de sillimanita, elevados colores de interferencia y relieve alto. Con la distribución de los minerales se forma una textura nematogranoblástica.</p> | |

| | |
|--|--|
| Muestra No: CS-MG-5020-1 |  |
| Coordinadas: X: 695950 Y: 210216 Nombre de la roca: Granofels anfibolíticos. Textura: nematogranoblástica. Estructura: Color: verde oscuro Composición general: Minerales metamórficos; pargacita, edenita. | |
| DESCRIPCIÓN DE DETALLE | |
| <p>La muestra presenta pequeños cristales alargados de pargacita, de coloración azul pálido, pleocroica, se observa además cristales euhedrales de andalucita, de coloración rosada, baja birrefringencia y alto relieve. Se encuentran cristales anhedrales de cordierita, baja birrefringencia, puede confundirse con el cuarzo. Encontramos pequeños cristales prismáticos de sillimanita, elevados colores de interferencia y relieve alto. Con la distribución de los minerales se forma una textura nematogranoblástica.</p> | |

| | |
|---|---|
| Muestra No: CS- OV-145-1 |  |
| Coordinadas: X: 695625 Y: 210275 Nombre de la roca: Granofels anfibolíticos. La muestra presenta cristales alargados prismáticos de anfíboles, de coloración amarillo pálido, extinción paralela, relieve moderadamente alto y los colores de interferencia llegan hasta el azul del 2do orden. | |

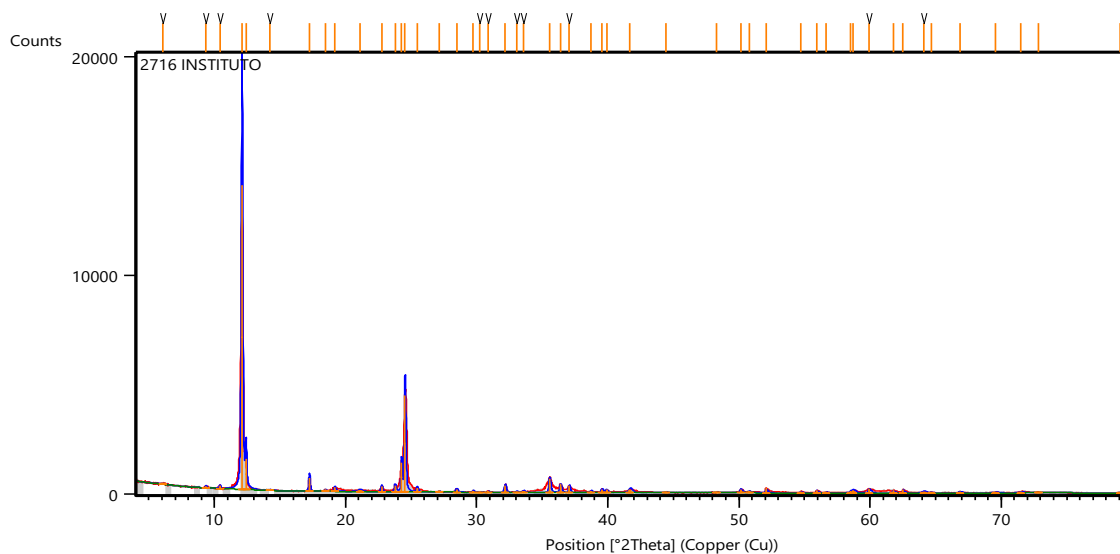
Anexo 7. Difractogramas

Relación de difractogramas de 20 muestras analizadas, se muestran los valores difractométricos y su representación gráfica.

Condiciones de análisis de las muestras

Configuration=PW3064/60 Reflection-Transmission Spinner, Owner=User-1, Creation date=24/09/2015 16:39:37
Goniometer=PW3050/60 (Theta/Theta); Minimum step size 2Theta:0.001; Minimum step size Omega:0.001
Sample stage=Reflection-Transmission Spinner PW3064/60; Minimum step size Phi:0.1
Diffractometer system=XPERT-3
Measurement program=C:\PANalytical\Data Collector\Programs\Principal.xrdmp, Identifier={025FE041-27E5-4DD8-B755-6B7DFCD25CD4}
PHD Lower Level = 6.68 (keV), PHD Upper Level = 12.88 (keV)
Measurement Date / Time 13/07/2018 08:33:23 a.m.
Operator User
Raw Data Origin XRD measurement (*XRDML)
Scan Axis Gonio
Start Position [$^{\circ}2\text{Th.}$] 4.0042
End Position [$^{\circ}2\text{Th.}$] 79.9962
Step Size [$^{\circ}2\text{Th.}$] 0.0080
Scan Step Time [s] 50.1650
Scan Type Continuous
PSD Mode Scanning
PSD Length [$^{\circ}2\text{Th.}$] 2.12
Offset [$^{\circ}2\text{Th.}$] 0.0000
Divergence Slit Type Fixed
Divergence Slit Size [$^{\circ}$] 0.4354
Specimen Length [mm] 10.00
Measurement Temperature [$^{\circ}\text{C}$] 25.00
Anode Material Cu
K-Alpha1 [\AA] 1.54060
K-Alpha2 [\AA] 1.54443
K-Beta [\AA] 1.39225
K-A2 / K-A1 Ratio 0.50000
Generator Settings 40 mA, 45 kV
Diffractometer Type 0000000011173165
Diffractometer Number 0
Goniometer Radius [mm] 240.00
Dist. Focus-Diverg. Slit [mm] 100.00
Incident Beam Monochromator No

Dunita serpentinizada, muestra CS-121-1

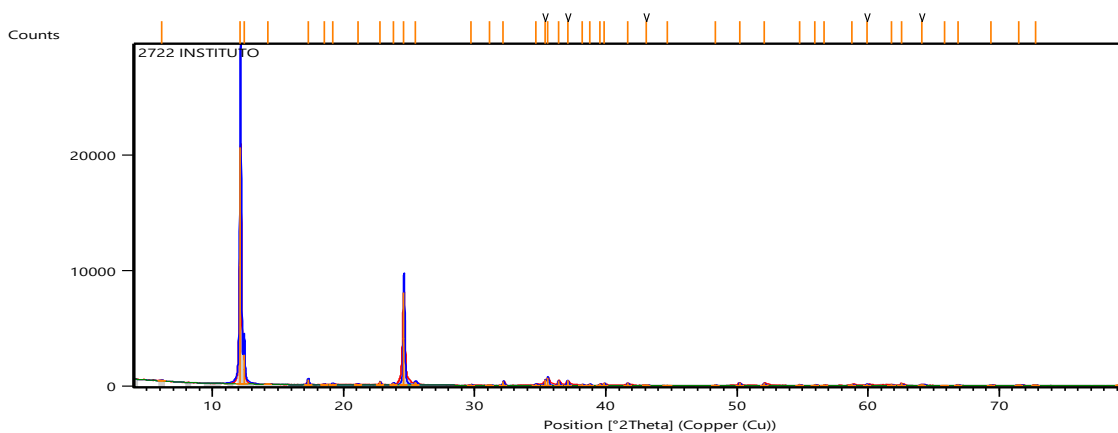


| Pos. [°2Th.] | Height [cts] | FWHM Left [°2Th.] | d-spacing [Å] | Rel. Int. [%] |
|--------------|--------------|-------------------|---------------|---------------|
| 6.0571 | 36.03 | 0.3779 | 14.59171 | 0.26 |
| 9.3538 | 83.78 | 0.1260 | 9.45508 | 0.60 |
| 10.4119 | 127.34 | 0.1260 | 8.49645 | 0.91 |
| 12.1008 | 13918.53 | 0.1260 | 7.31418 | 100.00 |
| 12.4076 | 1404.88 | 0.1102 | 7.13400 | 10.09 |
| 14.2467 | 19.51 | 0.5038 | 6.21692 | 0.14 |
| 17.2400 | 617.82 | 0.1102 | 5.14369 | 4.44 |
| 18.4393 | 68.18 | 0.1574 | 4.81175 | 0.49 |
| 19.1715 | 183.61 | 0.1574 | 4.62961 | 1.32 |
| 21.0937 | 68.81 | 0.3779 | 4.21186 | 0.49 |
| 22.7516 | 247.43 | 0.1102 | 3.90856 | 1.78 |
| 23.7788 | 294.11 | 0.1102 | 3.74199 | 2.11 |
| 24.2729 | 1325.38 | 0.0787 | 3.66693 | 9.52 |
| 24.5386 | 4411.22 | 0.1023 | 3.62783 | 31.69 |
| 25.4439 | 175.97 | 0.1574 | 3.50076 | 1.26 |
| 27.1407 | 31.67 | 0.1260 | 3.28563 | 0.23 |
| 28.4678 | 132.88 | 0.1574 | 3.13540 | 0.95 |
| 29.7267 | 66.12 | 0.1260 | 3.00543 | 0.48 |
| 30.2231 | 20.57 | 0.2519 | 2.95719 | 0.15 |
| 30.8898 | 48.27 | 0.1260 | 2.89487 | 0.35 |
| 32.1724 | 318.54 | 0.1417 | 2.78233 | 2.29 |
| 33.0417 | 38.38 | 0.1889 | 2.71109 | 0.28 |
| 33.5720 | 62.56 | 0.2519 | 2.66947 | 0.45 |
| 35.5624 | 642.97 | 0.1260 | 2.52449 | 4.62 |
| 36.3904 | 376.40 | 0.1260 | 2.46893 | 2.70 |
| 37.0590 | 332.90 | 0.1102 | 2.42591 | 2.39 |
| 38.6972 | 75.95 | 0.1889 | 2.32690 | 0.55 |
| 39.5547 | 146.62 | 0.1574 | 2.27841 | 1.05 |
| 39.9101 | 134.64 | 0.1260 | 2.25894 | 0.97 |

| | | | | |
|---------|--------|--------|---------|------|
| 41.7032 | 150.71 | 0.3149 | 2.16586 | 1.08 |
| 44.4464 | 31.34 | 0.1889 | 2.03835 | 0.23 |
| 48.3229 | 36.15 | 0.1574 | 1.88351 | 0.26 |
| 50.1408 | 158.11 | 0.1889 | 1.81940 | 1.14 |
| 50.7874 | 73.20 | 0.1889 | 1.79774 | 0.53 |
| 52.0935 | 238.77 | 0.0672 | 1.75425 | 1.72 |
| 54.7439 | 63.32 | 0.0945 | 1.67681 | 0.45 |
| 55.9591 | 130.57 | 0.0787 | 1.64324 | 0.94 |
| 56.6668 | 45.64 | 0.0945 | 1.62439 | 0.33 |
| 58.5264 | 84.78 | 0.1152 | 1.57583 | 0.61 |
| 58.7379 | 112.64 | 0.2519 | 1.57196 | 0.81 |
| 59.9343 | 192.99 | 0.1574 | 1.54341 | 1.39 |
| 61.8003 | 140.19 | 0.0945 | 1.50121 | 1.01 |
| 62.5250 | 154.18 | 0.0960 | 1.48431 | 1.11 |
| 64.0963 | 68.49 | 0.3779 | 1.45287 | 0.49 |
| 64.6548 | 51.04 | 0.0945 | 1.44166 | 0.37 |
| 66.8523 | 71.67 | 0.1889 | 1.39951 | 0.51 |
| 69.5817 | 35.09 | 0.4408 | 1.35114 | 0.25 |
| 71.5214 | 58.31 | 0.2519 | 1.31919 | 0.42 |
| 72.8394 | 24.08 | 0.3779 | 1.29854 | 0.17 |
| 79.0885 | 25.97 | 0.4408 | 1.21088 | 0.19 |

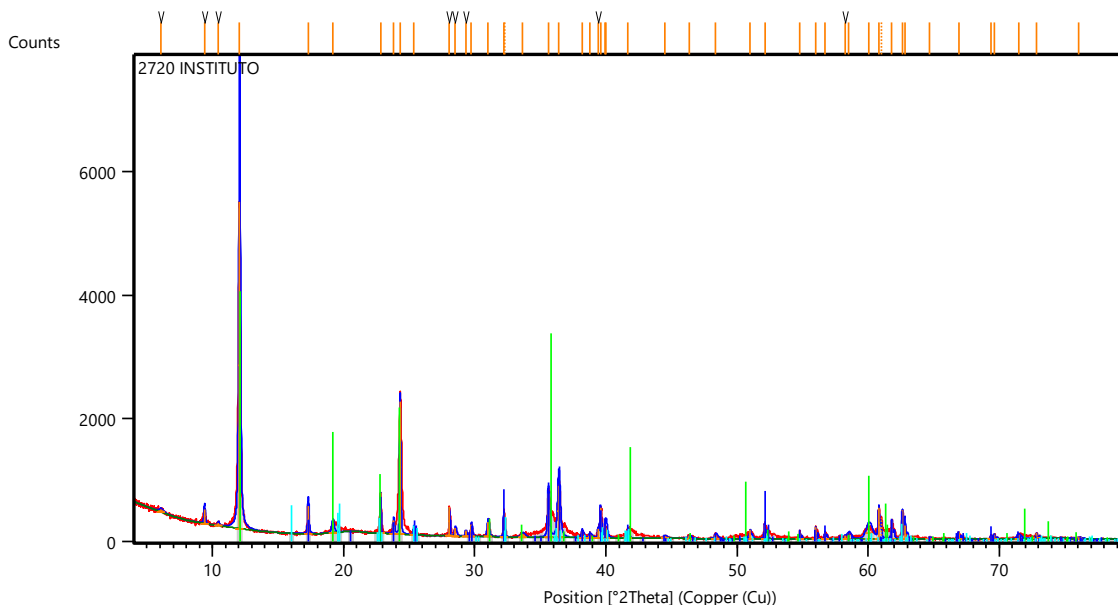
| Visible | Ref. Code | Score | Compound Name | Displacement [°2Th.] | Scale Factor | Chemical Formula |
|---------|-------------|-------|---------------|----------------------|--------------|--|
| | 96-901-3096 | 54 | Forsterite | 0.000 | 0.032 | Mg8.00 Si4.00 O16.00 |
| | 96-900-4000 | 27 | Antigorite | 0.000 | 0.314 | Mg90.00 Si64.00 O276.00 H116.00 |

Dunita serpentinizada, muestra CS-IB-10079



| Pos. [°2Th.] | Height [cts] | FWHM Left [°2Th.] | d-spacing [Å] | Rel. Int. [%] | | |
|--------------|--------------|-------------------|---------------|----------------------|--------------|-------------------------|
| 6.1319 | 78.42 | 0.2519 | 14.41403 | 0.38 | | |
| 12.1348 | 20447.74 | 0.1338 | 7.29373 | 100.00 | | |
| 12.4237 | 2505.78 | 0.1102 | 7.12480 | 12.25 | | |
| 14.2439 | 46.62 | 0.3779 | 6.21817 | 0.23 | | |
| 17.3042 | 448.97 | 0.1260 | 5.12475 | 2.20 | | |
| 18.5157 | 74.55 | 0.1260 | 4.79207 | 0.36 | | |
| 19.1863 | 112.32 | 0.1889 | 4.62605 | 0.55 | | |
| 21.0915 | 70.74 | 0.2519 | 4.21230 | 0.35 | | |
| 22.7913 | 299.58 | 0.0551 | 3.90184 | 1.47 | | |
| 23.7979 | 139.07 | 0.1260 | 3.73903 | 0.68 | | |
| 24.6046 | 7987.08 | 0.1023 | 3.61824 | 39.06 | | |
| 25.4997 | 250.10 | 0.2204 | 3.49323 | 1.22 | | |
| 29.7469 | 54.92 | 0.1260 | 3.00343 | 0.27 | | |
| 31.1508 | 15.08 | 0.3779 | 2.87120 | 0.07 | | |
| 32.1873 | 339.93 | 0.0945 | 2.78108 | 1.66 | | |
| 34.6588 | 106.60 | 0.1889 | 2.58821 | 0.52 | | |
| 35.3922 | 484.79 | 0.0945 | 2.53625 | 2.37 | | |
| 35.5820 | 674.37 | 0.0945 | 2.52315 | 3.30 | | |
| 36.3912 | 415.67 | 0.0945 | 2.46888 | 2.03 | | |
| 37.0811 | 429.57 | 0.1102 | 2.42452 | 2.10 | | |
| 38.1943 | 91.14 | 0.1574 | 2.35637 | 0.45 | | |
| 38.7775 | 113.18 | 0.1574 | 2.32227 | 0.55 | | |
| 39.5631 | 144.88 | 0.1260 | 2.27795 | 0.71 | | |
| 39.9039 | 184.91 | 0.0787 | 2.25928 | 0.90 | | |
| 41.6597 | 190.71 | 0.1260 | 2.16803 | 0.93 | | |
| 43.1063 | 33.98 | 0.3779 | 2.09857 | 0.17 | | |
| 44.6915 | 13.72 | 0.7557 | 2.02774 | 0.07 | | |
| 48.3801 | 34.19 | 0.1889 | 1.88142 | 0.17 | | |
| 50.1945 | 257.85 | 0.0945 | 1.81758 | 1.26 | | |
| 52.0775 | 210.66 | 0.0945 | 1.75621 | 1.03 | | |
| 54.7738 | 71.95 | 0.1102 | 1.67596 | 0.35 | | |
| 55.9647 | 74.77 | 0.1260 | 1.64309 | 0.37 | | |
| 56.6691 | 58.57 | 0.0945 | 1.62433 | 0.29 | | |
| 58.7872 | 119.45 | 0.1260 | 1.57076 | 0.58 | | |
| 59.9111 | 129.69 | 0.1889 | 1.54395 | 0.63 | | |
| 61.7923 | 109.00 | 0.0945 | 1.50139 | 0.53 | | |
| 62.5500 | 188.85 | 0.0945 | 1.48501 | 0.92 | | |
| 64.1083 | 103.68 | 0.3779 | 1.45262 | 0.51 | | |
| 65.8380 | 15.86 | 0.3779 | 1.41859 | 0.08 | | |
| 66.8447 | 71.96 | 0.1889 | 1.39965 | 0.35 | | |
| 69.3472 | 66.02 | 0.1417 | 1.35513 | 0.32 | | |
| 71.5025 | 52.48 | 0.4408 | 1.31949 | 0.26 | | |
| 72.7650 | 25.20 | 0.2519 | 1.29968 | 0.12 | | |
| 79.1173 | 47.17 | 0.5038 | 1.21051 | 0.23 | | |
| Visible | Ref. Code | Score | Compound Name | Displacement [°2Th.] | Scale Factor | Chemical Formula |
| | 96-901-3096 | 57 | Forsterite | 0.000 | 0.023 | Mg8.00 Si4.00 O16.00 |
| | 96-900-4515 | 29 | Antigorite | 0.000 | 0.416 | Mg48.00 Si34.00 O147.00 |

Harzburgita, muestra CS-OV-196-1

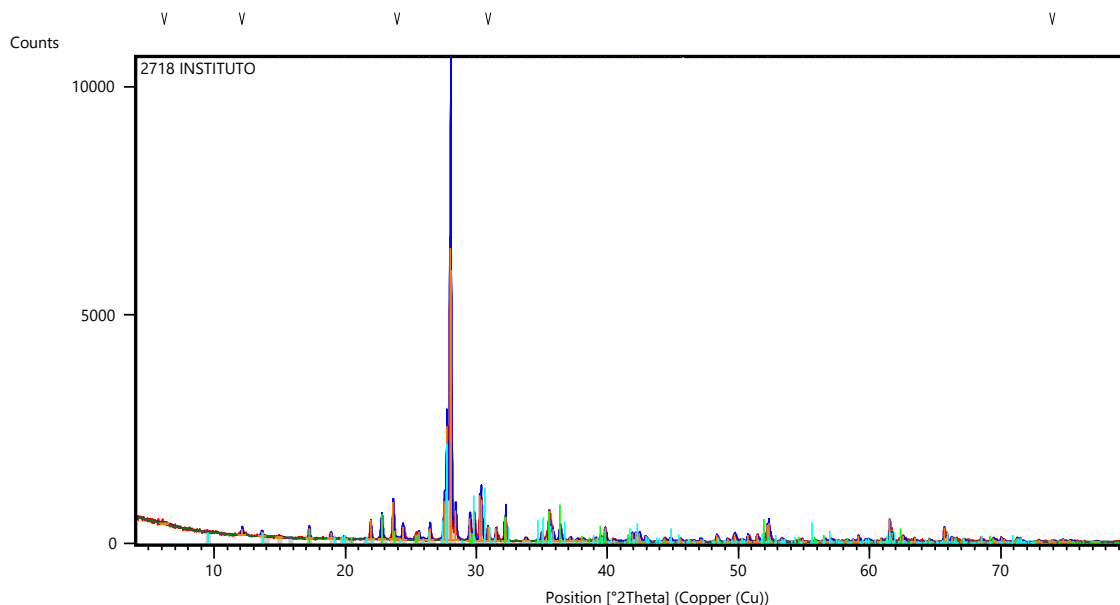


| Pos. [°2Th.] | Height [cts] | FWHM Left [°2Th.] | d-spacing [Å] | Rel. Int. [%] |
|--------------|--------------|-------------------|---------------|---------------|
| 6.0788 | 42.57 | 0.3779 | 14.53976 | 0.80 |
| 9.3949 | 225.27 | 0.1102 | 9.41382 | 4.25 |
| 10.4472 | 50.35 | 0.1260 | 8.46787 | 0.95 |
| 12.0613 | 5295.78 | 0.1496 | 7.33804 | 100.00 |
| 17.2990 | 451.23 | 0.1102 | 5.12628 | 8.52 |
| 19.1718 | 160.56 | 0.1889 | 4.62952 | 3.03 |
| 22.8130 | 655.48 | 0.0394 | 3.89817 | 12.38 |
| 23.8111 | 212.43 | 0.1102 | 3.73700 | 4.01 |
| 24.3096 | 2144.28 | 0.0630 | 3.66148 | 40.49 |
| 25.3546 | 120.44 | 0.1102 | 3.51288 | 2.27 |
| 28.0732 | 471.11 | 0.0394 | 3.17858 | 8.90 |
| 28.5198 | 123.98 | 0.1574 | 3.12981 | 2.34 |
| 29.3136 | 90.86 | 0.1102 | 3.04684 | 1.72 |
| 29.7484 | 194.61 | 0.1102 | 3.00329 | 3.67 |
| 31.0046 | 236.90 | 0.1574 | 2.88441 | 4.47 |
| 32.2080 | 392.89 | 0.0672 | 2.77703 | 7.42 |
| 32.3109 | 339.08 | 0.0576 | 2.77530 | 6.40 |
| 33.6298 | 52.96 | 0.3840 | 2.66280 | 1.00 |
| 35.6107 | 710.22 | 0.1344 | 2.51910 | 13.41 |
| 36.3954 | 837.53 | 0.2112 | 2.46656 | 15.82 |
| 38.2012 | 103.13 | 0.1536 | 2.35401 | 1.95 |
| 38.7868 | 58.30 | 0.2304 | 2.31981 | 1.10 |
| 39.4061 | 152.96 | 0.0768 | 2.28477 | 2.89 |
| 39.5859 | 486.60 | 0.0960 | 2.27480 | 9.19 |
| 39.9528 | 198.10 | 0.0864 | 2.25475 | 3.74 |
| 40.0233 | 167.18 | 0.1536 | 2.25095 | 3.16 |
| 41.6752 | 154.41 | 0.1152 | 2.16546 | 2.92 |

| | | | | |
|---------|--------|--------|---------|------|
| 44.5269 | 34.43 | 0.3072 | 2.03317 | 0.65 |
| 46.3553 | 42.89 | 0.2304 | 1.95714 | 0.81 |
| 48.3714 | 69.14 | 0.2304 | 1.88017 | 1.31 |
| 51.0125 | 143.03 | 0.1152 | 1.78886 | 2.70 |
| 52.1250 | 235.83 | 0.1152 | 1.75327 | 4.45 |
| 54.7908 | 111.74 | 0.0768 | 1.67409 | 2.11 |
| 56.0096 | 190.56 | 0.0672 | 1.64052 | 3.60 |
| 56.7139 | 115.02 | 0.0960 | 1.62181 | 2.17 |
| 58.2467 | 60.23 | 0.1152 | 1.58272 | 1.14 |
| 58.5311 | 96.38 | 0.2304 | 1.57571 | 1.82 |
| 60.0560 | 191.63 | 0.5376 | 1.53930 | 3.62 |
| 60.8182 | 510.82 | 0.1152 | 1.52182 | 9.65 |
| 61.0228 | 347.35 | 0.0960 | 1.52097 | 6.56 |
| 61.8177 | 298.01 | 0.1152 | 1.49959 | 5.63 |
| 62.6138 | 469.17 | 0.0576 | 1.48242 | 8.86 |
| 62.8399 | 215.06 | 0.1152 | 1.47763 | 4.06 |
| 64.6892 | 29.60 | 0.1920 | 1.43978 | 0.56 |
| 66.9089 | 112.00 | 0.1152 | 1.39731 | 2.11 |
| 69.3733 | 58.64 | 0.1152 | 1.35357 | 1.11 |
| 69.6303 | 71.26 | 0.1152 | 1.34920 | 1.35 |
| 71.4659 | 65.08 | 0.3072 | 1.31899 | 1.23 |
| 72.8566 | 82.06 | 0.1152 | 1.29720 | 1.55 |
| 76.0899 | 17.03 | 0.4608 | 1.24992 | 0.32 |

| Visible | Ref. Code | Score | Compound Name | Displacement [°2Th.] | Scale Factor | Chemical Formula |
|---------|-------------|-------|---------------|----------------------|--------------|--------------------------------------|
| * | 96-900-4332 | 62 | Forsterite | 0.000 | 0.146 | Si4.00 Mg7.24 Fe0.76 O16.00 |
| * | 96-900-4510 | 31 | Lizardite-1T | 0.000 | 0.487 | Mg3.00 Si2.00 O9.00 |
| * | 96-900-0921 | 17 | Andalusite | 0.000 | 0.058 | Al8.00 Si4.00 O20.00 |

Harzburgita, muestra CS-OV- 30-1

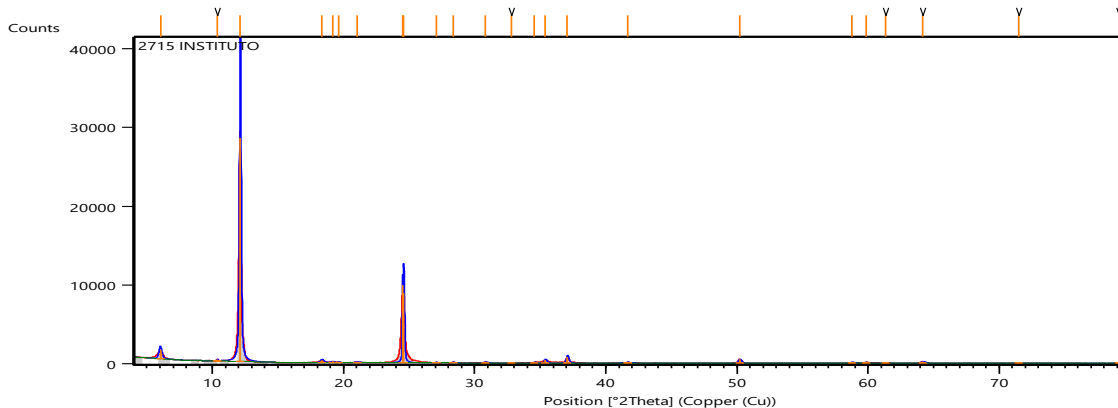


| Pos. [°2Th.] | Height [cts] | FWHM Left [°2Th.] | d-spacing [Å] | Rel. Int. [%] |
|--------------|--------------|-------------------|---------------|---------------|
| 6.1887 | 20.94 | 0.7557 | 14.28183 | 0.33 |
| 12.1255 | 129.46 | 0.1260 | 7.29931 | 2.02 |
| 13.6381 | 102.63 | 0.1260 | 6.49296 | 1.60 |
| 14.9529 | 20.85 | 0.3779 | 5.92488 | 0.33 |
| 17.2412 | 227.59 | 0.0787 | 5.14332 | 3.55 |
| 18.8986 | 130.11 | 0.0945 | 4.69584 | 2.03 |
| 19.9102 | 53.96 | 0.0945 | 4.45946 | 0.84 |
| 21.9229 | 425.68 | 0.0551 | 4.05440 | 6.64 |
| 22.7669 | 426.80 | 0.1417 | 3.90597 | 6.66 |
| 23.6375 | 818.49 | 0.0630 | 3.76404 | 12.77 |
| 23.9535 | 34.50 | 0.5038 | 3.71509 | 0.54 |
| 24.3714 | 288.36 | 0.1102 | 3.65233 | 4.50 |
| 25.5917 | 171.81 | 0.0945 | 3.48088 | 2.68 |
| 25.9221 | 41.64 | 0.1260 | 3.43726 | 0.65 |
| 26.3881 | 233.73 | 0.0576 | 3.37481 | 3.65 |
| 26.4569 | 252.38 | 0.0787 | 3.36898 | 3.94 |
| 27.5465 | 844.61 | 0.0945 | 3.23814 | 13.18 |
| 27.7286 | 2495.28 | 0.0708 | 3.21729 | 38.94 |
| 27.9716 | 6408.66 | 0.0768 | 3.18725 | 100.00 |
| 28.0361 | 5931.58 | 0.0630 | 3.18269 | 92.56 |
| 28.3852 | 646.18 | 0.1102 | 3.14434 | 10.08 |
| 29.4849 | 490.78 | 0.1417 | 3.02953 | 7.66 |
| 29.8119 | 608.34 | 0.0551 | 2.99703 | 9.49 |
| 30.2574 | 990.96 | 0.0384 | 2.95147 | 15.46 |
| 30.3626 | 903.35 | 0.0787 | 2.94392 | 14.10 |
| 30.8553 | 309.97 | 0.0630 | 2.89803 | 4.84 |
| 31.4574 | 269.54 | 0.0630 | 2.84392 | 4.21 |

| | | | | |
|---------|--------|--------|---------|-------|
| 32.1461 | 481.04 | 0.0768 | 2.78224 | 7.51 |
| 32.2265 | 519.83 | 0.0472 | 2.77778 | 8.11 |
| 33.7407 | 69.08 | 0.1574 | 2.65650 | 1.08 |
| 34.9622 | 200.09 | 0.0630 | 2.56645 | 3.12 |
| 35.5159 | 663.35 | 0.0551 | 2.52769 | 10.35 |
| 35.8043 | 264.10 | 0.0945 | 2.50799 | 4.12 |
| 36.3504 | 318.67 | 0.1417 | 2.47155 | 4.97 |
| 37.1251 | 80.36 | 0.1574 | 2.42174 | 1.25 |
| 37.6377 | 53.41 | 0.1574 | 2.38993 | 0.83 |
| 38.1838 | 44.77 | 0.1889 | 2.35700 | 0.70 |
| 39.1357 | 66.43 | 0.1889 | 2.30184 | 1.04 |
| 39.5056 | 122.42 | 0.0945 | 2.28113 | 1.91 |
| 39.8671 | 310.15 | 0.0630 | 2.26128 | 4.84 |
| 40.5173 | 35.12 | 0.1889 | 2.22648 | 0.55 |
| 41.6169 | 67.33 | 0.0945 | 2.17016 | 1.05 |
| 41.9339 | 179.34 | 0.0630 | 2.15448 | 2.80 |
| 42.1736 | 189.59 | 0.0945 | 2.14279 | 2.96 |
| 42.4447 | 185.35 | 0.1574 | 2.12973 | 2.89 |
| 42.9370 | 119.35 | 0.0787 | 2.10645 | 1.86 |
| 44.3975 | 65.21 | 0.1574 | 2.04048 | 1.02 |
| 44.8126 | 69.10 | 0.1889 | 2.02254 | 1.08 |
| 45.6147 | 62.74 | 0.0945 | 1.98883 | 0.98 |
| 46.5914 | 27.64 | 0.1889 | 1.94939 | 0.43 |

| Visible | Ref. Code | Score | Compound Name | Displacement [°2Th.] | Scale Factor | Chemical Formula |
|---------|-------------|-------|---------------|----------------------|--------------|---|
| * | 96-901-3097 | 37 | Forsterite | 0.000 | 0.075 | Mg8.00 Si4.00 O16.00 |
| | 96-900-9664 | 24 | Albite | 0.000 | 0.382 | Na1.96 Ca0.04 Si5.96 Al2.04 O16.00 |
| * | 96-900-1646 | 29 | Enstatite | 0.000 | 0.197 | Mg12.02 Fe3.98 Si16.00 O48.00 |

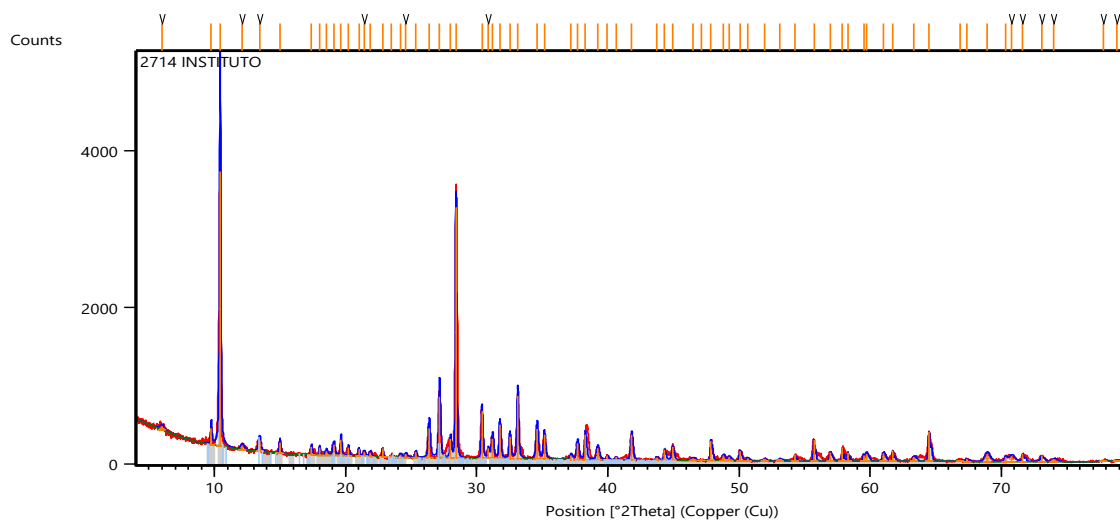
Harzburgita serpentinizada, muestra: CS-OV-150-1



| Pos. [°2Th.] | Height [cts] | FWHM Left [°2Th.] | d-spacing [Å] | Rel. Int. [%] |
|--------------|--------------|-------------------|---------------|---------------|
| 6.0319 | 1073.46 | 0.2519 | 14.65264 | 3.78 |
| 10.3873 | 177.59 | 0.0787 | 8.51654 | 0.63 |
| 12.1235 | 28394.04 | 0.1496 | 7.30052 | 100.00 |
| 18.3521 | 267.77 | 0.2834 | 4.83441 | 0.94 |
| 19.1456 | 102.18 | 0.1889 | 4.63581 | 0.36 |
| 19.6155 | 71.63 | 0.1260 | 4.52580 | 0.25 |
| 21.0101 | 35.56 | 0.5038 | 4.22844 | 0.13 |
| 24.5075 | 9818.80 | 0.0576 | 3.62934 | 34.58 |
| 24.6036 | 8844.25 | 0.0787 | 3.61839 | 31.15 |
| 27.0676 | 56.77 | 0.1260 | 3.29433 | 0.20 |
| 28.3599 | 121.38 | 0.0945 | 3.14709 | 0.43 |
| 30.8276 | 106.72 | 0.3149 | 2.90057 | 0.38 |
| 32.8218 | 27.71 | 0.3779 | 2.72875 | 0.10 |
| 34.5692 | 101.88 | 0.1889 | 2.59471 | 0.36 |
| 35.3977 | 383.86 | 0.1889 | 2.53586 | 1.35 |
| 37.0737 | 773.87 | 0.1732 | 2.42498 | 2.73 |
| 41.6795 | 64.89 | 0.6298 | 2.16704 | 0.23 |
| 50.2123 | 482.13 | 0.1732 | 1.81698 | 1.70 |
| 58.7709 | 91.12 | 0.4408 | 1.57115 | 0.32 |
| 59.8572 | 124.59 | 0.1260 | 1.54521 | 0.44 |
| 61.3401 | 56.08 | 0.3149 | 1.51136 | 0.20 |
| 64.1472 | 191.46 | 0.3149 | 1.45184 | 0.67 |
| 71.5243 | 25.34 | 0.5038 | 1.31914 | 0.09 |
| 79.1654 | 91.46 | 0.5038 | 1.20990 | 0.32 |

| Visible | Ref. Code | Score | Compound Name | Displacement [°2Th.] | Scale Factor | Chemical Formula |
|---------|-------------|-------|---------------|----------------------|--------------|---|
| | 96-900-4000 | 34 | Antigorite | 0.000 | 0.355 | Mg90.00 Si64.00 O276.00 H116.00 |
| | 96-900-0147 | 23 | Vermiculite | 0.000 | 0.039 | Mg13.64 Si11.44 Al4.56 O48.00 At14.88 |

Tonalita, muestra CS-YV-6061



| Pos. [°2Th.] | Height [cts] | FWHM Left [°2Th.] | d-spacing [Å] | Rel. Int. [%] |
|--------------|--------------|-------------------|---------------|---------------|
| 5.9925 | 49.10 | 0.3779 | 14.74902 | 1.40 |
| 9.7586 | 208.30 | 0.0945 | 9.06379 | 5.95 |
| 10.4261 | 3503.78 | 0.1181 | 8.48491 | 100.00 |
| 12.1223 | 52.63 | 0.3149 | 7.30123 | 1.50 |
| 13.4397 | 138.89 | 0.2204 | 6.58837 | 3.96 |
| 14.9881 | 137.18 | 0.1260 | 5.91105 | 3.92 |
| 17.3906 | 98.61 | 0.1260 | 5.09948 | 2.81 |
| 18.0029 | 99.30 | 0.0787 | 4.92740 | 2.83 |
| 18.5362 | 57.63 | 0.1889 | 4.78682 | 1.64 |
| 19.0985 | 135.57 | 0.1889 | 4.64712 | 3.87 |
| 19.6460 | 200.93 | 0.1260 | 4.51884 | 5.73 |
| 20.2124 | 110.31 | 0.1102 | 4.39347 | 3.15 |
| 21.0103 | 88.91 | 0.0945 | 4.22840 | 2.54 |
| 21.4125 | 57.42 | 0.1889 | 4.14987 | 1.64 |
| 21.8675 | 53.56 | 0.1889 | 4.06454 | 1.53 |
| 22.8173 | 109.22 | 0.0630 | 3.89746 | 3.12 |
| 23.5129 | 19.53 | 0.2519 | 3.78370 | 0.56 |
| 24.1721 | 35.36 | 0.1889 | 3.68199 | 1.01 |
| 24.6053 | 43.05 | 0.1889 | 3.61814 | 1.23 |
| 25.3532 | 69.41 | 0.1260 | 3.51307 | 1.98 |
| 26.3686 | 375.65 | 0.1732 | 3.38006 | 10.72 |
| 27.1496 | 782.26 | 0.1574 | 3.28457 | 22.33 |
| 28.0015 | 238.58 | 0.1102 | 3.18656 | 6.81 |
| 28.4089 | 3201.06 | 0.0708 | 3.14177 | 91.36 |
| 30.3978 | 604.81 | 0.1102 | 2.94059 | 17.26 |
| 30.8708 | 126.72 | 0.0945 | 2.89660 | 3.62 |
| 31.1883 | 252.52 | 0.1889 | 2.86784 | 7.21 |
| 31.7586 | 429.11 | 0.1260 | 2.81763 | 12.25 |
| 32.5215 | 277.53 | 0.1417 | 2.75325 | 7.92 |
| 33.1142 | 798.97 | 0.1260 | 2.70532 | 22.80 |

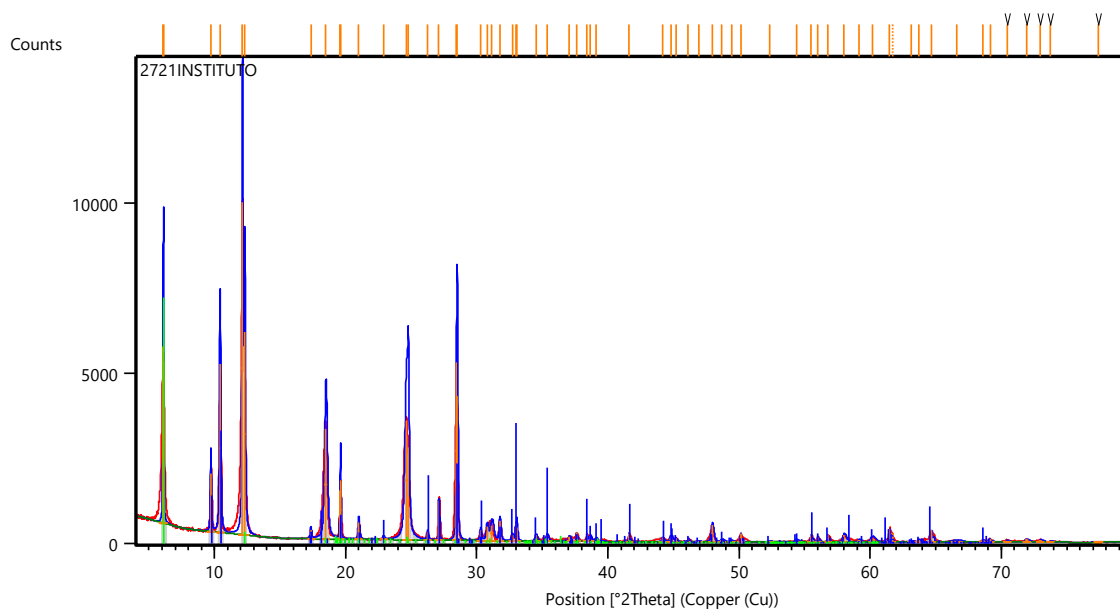
| | | | | |
|---------|--------|--------|---------|-------|
| 34.5928 | 380.18 | 0.1889 | 2.59300 | 10.85 |
| 35.1535 | 310.12 | 0.1417 | 2.55291 | 8.85 |
| 37.1882 | 53.42 | 0.1889 | 2.41778 | 1.52 |
| 37.6863 | 209.20 | 0.1732 | 2.38696 | 5.97 |
| 38.2767 | 316.01 | 0.1417 | 2.35149 | 9.02 |
| 39.2269 | 141.35 | 0.2204 | 2.29669 | 4.03 |
| 39.9584 | 50.72 | 0.1260 | 2.25632 | 1.45 |
| 40.6137 | 36.20 | 0.1260 | 2.22141 | 1.03 |
| 41.8077 | 318.96 | 0.1574 | 2.16069 | 9.10 |
| 43.7149 | 32.00 | 0.2204 | 2.07075 | 0.91 |
| 44.3256 | 131.53 | 0.1260 | 2.04363 | 3.75 |
| 44.9333 | 170.58 | 0.1574 | 2.01739 | 4.87 |
| 46.4668 | 27.52 | 0.3779 | 1.95432 | 0.79 |
| 47.1594 | 8.38 | 0.1889 | 1.92722 | 0.24 |
| 47.8687 | 246.24 | 0.1417 | 1.90031 | 7.03 |
| 48.8118 | 69.57 | 0.2204 | 1.86578 | 1.99 |
| 49.2569 | 46.42 | 0.1889 | 1.84996 | 1.32 |
| 50.0815 | 127.33 | 0.1574 | 1.82141 | 3.63 |
| 50.6672 | 35.15 | 0.1889 | 1.80173 | 1.00 |
| 51.9443 | 21.47 | 0.2519 | 1.76040 | 0.61 |

| Visible | Ref. Code | Score | Compound Name | Displacement [°2Th.] | Scale Factor | Chemical Formula |
|---------|-------------|-------|---------------------|----------------------|--------------|--|
| | 96-900-4351 | 55 | Pargasite | 0.000 | 0.329 | Si12.56 Ga4.72 Mg9.14 Ca3.56 Na1.60 O44.00 F4.00 |
| | 96-900-9664 | 13 | Albite | 0.000 | 0.071 | Na1.96 Ca0.04 Si5.96 Al2.04 O16.00 |
| | 96-900-1933 | 31 | Actinolite | 0.000 | 0.585 | Fe5.42 Mn0.08 Mg4.79 Ti0.00 Ca3.65 Na0.24 Si15.84 Al0.16 K0.03 H3.76 O48.00 |
| | 96-901-1442 | 45 | Magnesiohastingsite | 0.000 | 0.244 | Na1.46 K0.30 Am0.40 Ca3.80 Fe3.31 Mg6.27 Ti0.63 Si11.88 Al4.12 O48.00 |
| | 96-900-1227 | 46 | Hornblende | 0.000 | 0.183 | Al4.84 Si12.88 Fe3.77 Mg4.37 Ti0.14 Ca3.61 Na1.33 O48.00 H3.56 |

| | | | | |
|---------|--------|--------|---------|------|
| 31.9558 | 105.45 | 0.1344 | 2.79838 | 0.53 |
| 33.2822 | 87.80 | 0.3072 | 2.68982 | 0.44 |
| 33.8591 | 107.78 | 0.1728 | 2.64530 | 0.54 |
| 35.3965 | 477.24 | 0.0576 | 2.53385 | 2.38 |
| 35.7319 | 95.98 | 0.1536 | 2.51083 | 0.48 |
| 36.2778 | 104.35 | 0.1920 | 2.47429 | 0.52 |
| 36.7407 | 87.03 | 0.1536 | 2.44417 | 0.43 |
| 37.1422 | 123.05 | 0.1536 | 2.41867 | 0.61 |
| 37.7159 | 89.02 | 0.1920 | 2.38318 | 0.44 |
| 38.5927 | 51.81 | 0.4608 | 2.33103 | 0.26 |
| 39.1991 | 166.37 | 0.1920 | 2.29636 | 0.83 |
| 39.6640 | 87.90 | 0.2688 | 2.27051 | 0.44 |
| 40.8741 | 64.20 | 0.1920 | 2.20603 | 0.32 |
| 41.3590 | 41.08 | 0.2304 | 2.18128 | 0.21 |
| 41.8317 | 36.67 | 0.2304 | 2.15772 | 0.18 |
| 42.3048 | 355.54 | 0.0768 | 2.13468 | 1.78 |
| 42.4245 | 489.22 | 0.0768 | 2.12894 | 2.44 |
| 42.5659 | 328.00 | 0.1152 | 2.12219 | 1.64 |
| 42.9298 | 126.20 | 0.2304 | 2.10504 | 0.63 |
| 43.2620 | 114.37 | 0.1536 | 2.08964 | 0.57 |
| 44.8808 | 59.47 | 0.1920 | 2.01796 | 0.30 |
| 45.7340 | 110.73 | 0.2688 | 1.98227 | 0.55 |
| 46.9058 | 52.18 | 0.1536 | 1.93545 | 0.26 |

| Visible | Ref. Code | Score | Compound Name | Displacement [°2Th.] | Scale Factor | Chemical Formula |
|---------|-------------|-------|---------------|----------------------|--------------|---|
| * | 96-900-1633 | 44 | Albite | 0.000 | 0.377 | Na2.00 Al2.00 Si6.00 O16.00 |
| * | 96-900-2210 | 29 | Pargasite | 0.000 | 0.029 | O48.00 Si13.76 Al3.44 Mg9.12 Ca3.68 Na1.16 |

Serpentinita, muestra CS-OV-51-1

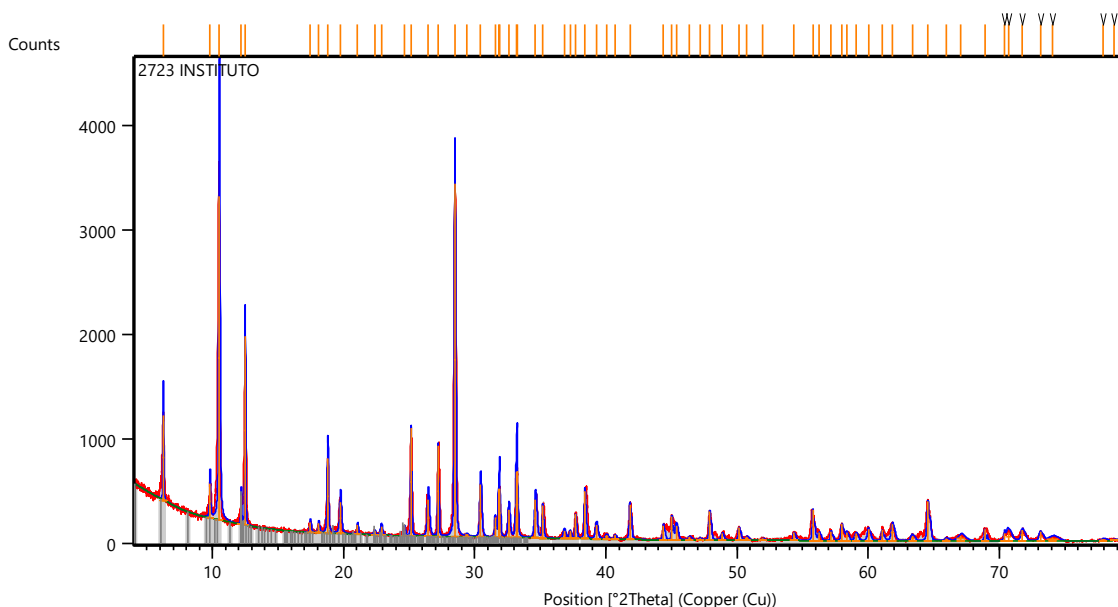


| Pos. [$^{\circ}2\text{Th.}$] | Height [cts] | FWHM Left [$^{\circ}2\text{Th.}$] | d-spacing [\AA] | Rel. Int. [%] |
|--------------------------------|--------------|-------------------------------------|----------------------------|---------------|
| 6.0815 | 5188.82 | 0.0630 | 14.53326 | 53.19 |
| 6.1214 | 4752.58 | 0.0315 | 14.43875 | 48.72 |
| 9.7192 | 1709.15 | 0.0866 | 9.10046 | 17.52 |
| 10.4222 | 4947.47 | 0.1181 | 8.48813 | 50.72 |
| 12.1315 | 9755.43 | 0.0945 | 7.29573 | 100.00 |
| 12.2940 | 5954.34 | 0.1102 | 7.19966 | 61.04 |
| 17.3490 | 265.39 | 0.0945 | 5.11161 | 2.72 |
| 18.5001 | 3227.66 | 0.2362 | 4.79608 | 33.09 |
| 19.5673 | 1424.95 | 0.0576 | 4.53309 | 14.61 |
| 19.6115 | 1721.50 | 0.0315 | 4.52672 | 17.65 |
| 20.9991 | 499.39 | 0.1260 | 4.23062 | 5.12 |
| 22.8787 | 80.18 | 0.1260 | 3.88713 | 0.82 |
| 24.6422 | 3509.85 | 0.2834 | 3.61280 | 35.98 |
| 24.7843 | 2714.97 | 0.0945 | 3.59242 | 27.83 |
| 26.2434 | 240.11 | 0.0945 | 3.39590 | 2.46 |
| 27.1091 | 1162.23 | 0.0551 | 3.28939 | 11.91 |
| 28.4624 | 5214.35 | 0.0768 | 3.13340 | 53.45 |
| 28.5194 | 4245.09 | 0.0630 | 3.12985 | 43.52 |
| 30.2860 | 320.12 | 0.1102 | 2.95119 | 3.28 |
| 30.7915 | 407.31 | 0.1574 | 2.90389 | 4.18 |
| 31.1617 | 447.06 | 0.2834 | 2.87023 | 4.58 |
| 31.7646 | 593.35 | 0.1260 | 2.81711 | 6.08 |
| 32.7069 | 181.80 | 0.1417 | 2.73807 | 1.86 |
| 32.9832 | 505.68 | 0.0768 | 2.71351 | 5.18 |
| 33.0643 | 402.21 | 0.0630 | 2.70929 | 4.12 |
| 34.5202 | 165.64 | 0.1574 | 2.59829 | 1.70 |

| | | | | |
|---------|--------|--------|---------|------|
| 35.3740 | 166.03 | 0.1889 | 2.53750 | 1.70 |
| 37.0688 | 136.17 | 0.1574 | 2.42529 | 1.40 |
| 37.6169 | 255.03 | 0.0630 | 2.39121 | 2.61 |
| 38.3993 | 210.75 | 0.0630 | 2.34426 | 2.16 |
| 38.6780 | 164.28 | 0.1260 | 2.32801 | 1.68 |
| 39.1012 | 90.06 | 0.1574 | 2.30379 | 0.92 |
| 41.6216 | 227.45 | 0.0630 | 2.16992 | 2.33 |
| 44.1736 | 120.37 | 0.1260 | 2.05031 | 1.23 |
| 44.8193 | 153.50 | 0.2204 | 2.02226 | 1.57 |
| 45.1889 | 107.19 | 0.0945 | 2.00657 | 1.10 |
| 46.1361 | 98.59 | 0.0630 | 1.96756 | 1.01 |
| 46.9205 | 19.10 | 0.1889 | 1.93648 | 0.20 |
| 47.9590 | 496.63 | 0.1732 | 1.89695 | 5.09 |
| 48.7033 | 59.74 | 0.2519 | 1.86968 | 0.61 |
| 49.4633 | 36.12 | 0.1889 | 1.84272 | 0.37 |
| 50.1491 | 256.38 | 0.0630 | 1.81912 | 2.63 |
| 52.3444 | 17.96 | 0.3779 | 1.74788 | 0.18 |
| 54.3950 | 57.20 | 0.2519 | 1.68673 | 0.59 |
| 55.5191 | 204.94 | 0.1102 | 1.65522 | 2.10 |
| 56.0342 | 161.68 | 0.0768 | 1.63986 | 1.66 |
| 56.7940 | 196.45 | 0.0672 | 1.61971 | 2.01 |
| 58.0247 | 210.28 | 0.2519 | 1.58957 | 2.16 |
| 59.1517 | 59.91 | 0.2519 | 1.56194 | 0.61 |
| 60.1868 | 126.71 | 0.3779 | 1.53753 | 1.30 |

| Visible | Ref. Code | Score | Compound Name | Displacement [°2Th.] | Scale Factor | Chemical Formula |
|---------|-------------|-------|---------------|----------------------|--------------|--|
| | 96-900-4032 | 17 | Enstatite | 0.000 | 0.115 | Mg15.44 Ca0.56 Si16.00 O48.00 |
| | 96-900-0061 | 41 | Vermiculite | 0.000 | 0.378 | Mg5.35 Fe0.96 Al2.88 Si5.44 O36.00 |
| | 96-900-9783 | 36 | Hematite | 0.000 | 0.045 | Fe36.00 O36.00 |
| | 96-900-1925 | 44 | Actinolite | 0.000 | 0.242 | Fe2.27 Mn0.04 Mg7.76 Ti0.04 Al0.51 Ca3.71 Na0.57 Si15.55 K0.18 H2.87 O47.07 F0.93 |
| | 96-900-4515 | 29 | Antigorite | 0.000 | 0.567 | Mg48.00 Si34.00 O147.00 |
| * | 96-900-0159 | 37 | Chlorite | 0.000 | 0.506 | Mg12.00 Si8.00 O36.00 |

Serpentinita, muestra CS-MG-5048-2

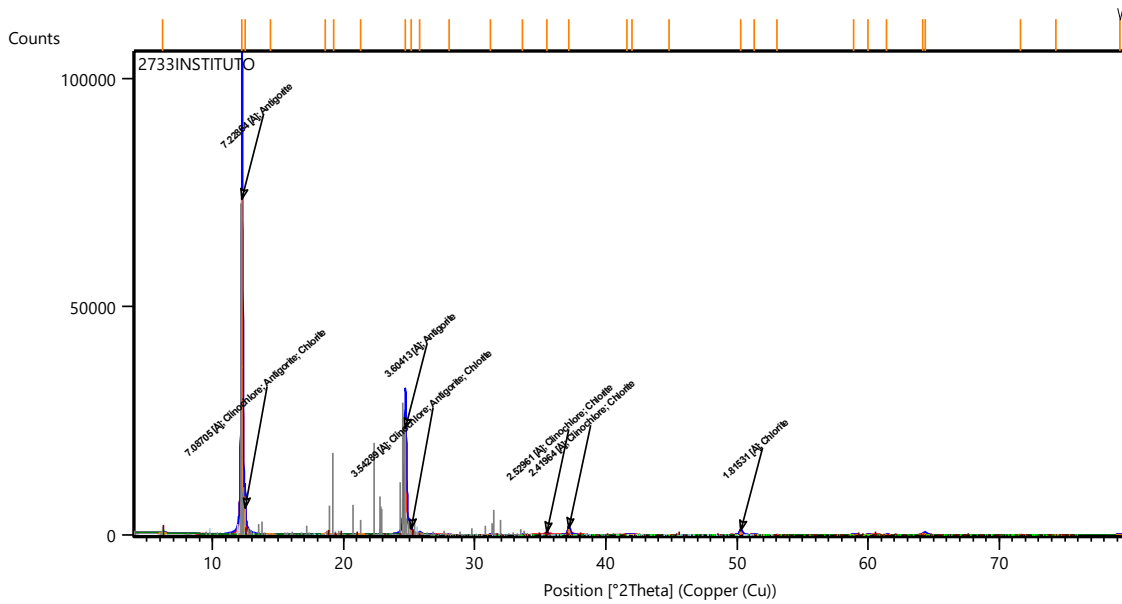


| Pos. [°2Th.] | Height [cts] | FWHM Left [°2Th.] | d-spacing [Å] | Rel. Int. [%] |
|--------------|--------------|-------------------|---------------|---------------|
| 6.2524 | 811.98 | 0.0551 | 14.13656 | 24.03 |
| 9.8170 | 324.32 | 0.0787 | 9.00998 | 9.60 |
| 10.5227 | 3098.94 | 0.1102 | 8.40728 | 91.70 |
| 12.1918 | 273.64 | 0.0630 | 7.25976 | 8.10 |
| 12.4956 | 1806.42 | 0.0472 | 7.08392 | 53.45 |
| 17.4696 | 93.69 | 0.1260 | 5.07658 | 2.77 |
| 18.1032 | 88.42 | 0.0945 | 4.90031 | 2.62 |
| 18.7889 | 714.94 | 0.1023 | 4.72299 | 21.16 |
| 19.7627 | 301.04 | 0.1574 | 4.49241 | 8.91 |
| 21.0666 | 90.90 | 0.0945 | 4.21723 | 2.69 |
| 22.3623 | 37.11 | 0.1260 | 3.97571 | 1.10 |
| 22.8790 | 83.98 | 0.1574 | 3.88708 | 2.49 |
| 24.6531 | 83.73 | 0.0945 | 3.61123 | 2.48 |
| 25.1451 | 1030.38 | 0.0551 | 3.54168 | 30.49 |
| 26.4641 | 350.04 | 0.1732 | 3.36807 | 10.36 |
| 27.2119 | 865.48 | 0.0551 | 3.27719 | 25.61 |
| 28.4848 | 3379.38 | 0.0945 | 3.13358 | 100.00 |
| 29.4114 | 21.31 | 0.2204 | 3.03693 | 0.63 |
| 30.4494 | 504.88 | 0.1417 | 2.93572 | 14.94 |
| 31.5602 | 187.13 | 0.0945 | 2.83489 | 5.54 |
| 31.8255 | 466.98 | 0.0768 | 2.80954 | 13.82 |
| 31.8972 | 467.58 | 0.0630 | 2.80570 | 13.84 |
| 32.6019 | 269.08 | 0.1574 | 2.74665 | 7.96 |
| 33.1594 | 632.97 | 0.0960 | 2.69950 | 18.73 |
| 33.2388 | 634.47 | 0.0630 | 2.69547 | 18.77 |
| 34.6333 | 368.74 | 0.1732 | 2.59006 | 10.91 |
| 35.1831 | 309.42 | 0.0787 | 2.55084 | 9.16 |

| | | | | |
|---------|--------|--------|---------|-------|
| 36.8234 | 75.53 | 0.1889 | 2.44089 | 2.23 |
| 37.2744 | 69.58 | 0.1260 | 2.41239 | 2.06 |
| 37.7019 | 233.10 | 0.0787 | 2.38601 | 6.90 |
| 38.3994 | 454.59 | 0.1102 | 2.34426 | 13.45 |
| 39.2763 | 137.93 | 0.1889 | 2.29392 | 4.08 |
| 40.0563 | 38.43 | 0.2204 | 2.25103 | 1.14 |
| 40.7007 | 37.30 | 0.1574 | 2.21687 | 1.10 |
| 41.8442 | 332.44 | 0.1260 | 2.15889 | 9.84 |
| 44.4029 | 137.42 | 0.1260 | 2.04025 | 4.07 |
| 45.0431 | 227.68 | 0.0787 | 2.01273 | 6.74 |
| 45.3779 | 137.53 | 0.1889 | 1.99865 | 4.07 |
| 46.3873 | 33.45 | 0.1889 | 1.95749 | 0.99 |
| 47.1773 | 15.62 | 0.1889 | 1.92654 | 0.46 |
| 47.9216 | 276.18 | 0.1260 | 1.89834 | 8.17 |
| 48.8682 | 62.90 | 0.1889 | 1.86376 | 1.86 |
| 50.1695 | 121.92 | 0.1417 | 1.81843 | 3.61 |
| 50.7500 | 34.86 | 0.2204 | 1.79898 | 1.03 |
| 51.9633 | 19.68 | 0.1889 | 1.75980 | 0.58 |
| 54.3501 | 73.52 | 0.1574 | 1.68802 | 2.18 |
| 55.7954 | 291.13 | 0.1260 | 1.64767 | 8.62 |
| 56.2727 | 77.57 | 0.1574 | 1.63482 | 2.30 |
| 57.1828 | 88.96 | 0.1260 | 1.61095 | 2.63 |
| 58.0076 | 156.04 | 0.1574 | 1.58999 | 4.62 |

| Visible | Ref. Code | Score | Compound Name | Displacement [°2Th.] | Scale Factor | Chemical Formula |
|---------|-------------|-------|---------------|----------------------|--------------|---|
| | 96-900-4384 | 60 | Hornblende | 0.000 | 0.377 | Si13.22 Al13.40 Mg8.28 Fe0.70 Ti0.12 Cr0.44 Ca3.84 Na1.07 K0.34 H4.00 O48.00 |
| | 96-900-2230 | 31 | Clinochlore | 0.000 | 0.239 | Mg2.97 Al0.99 Si3.04 O12.00 I12.00 |
| * | 96-900-3104 | 20 | Antigorite | 0.000 | 0.068 | Si34.00 Mg48.00 O147.00 H62.00 |
| | 96-900-1825 | 32 | Richterite | 0.000 | 0.523 | Si16.00 Ni10.00 Ca2.04 Na5.96 O48.00 |

Serpentinita antigorítica, muestra CS-IB-10041

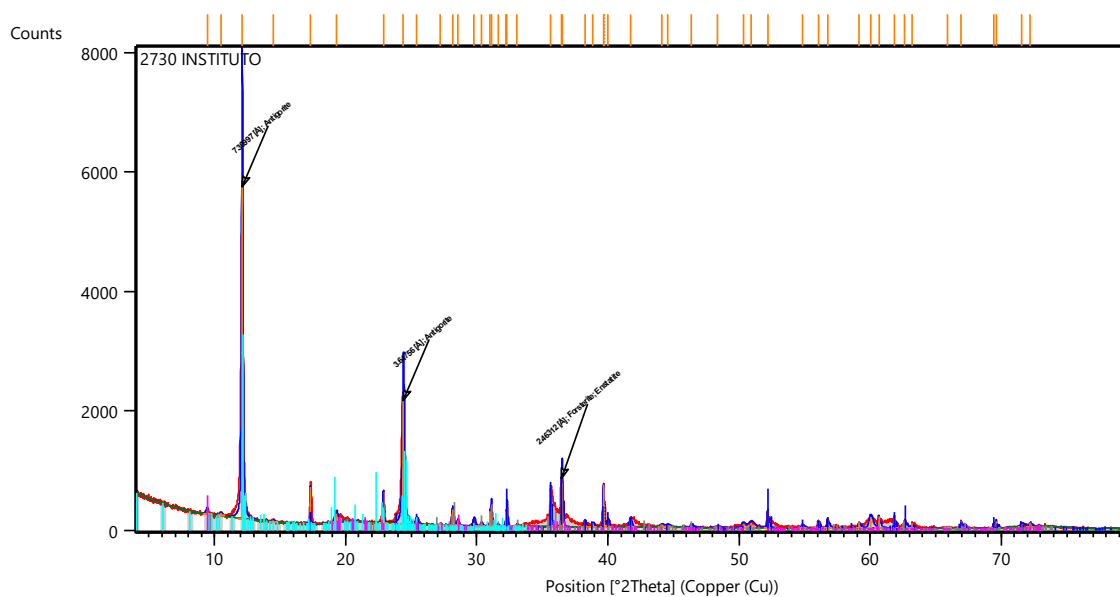


| Pos. [°2Th.] | Height [cts] | FWHM Left [°2Th.] | d-spacing [Å] | Rel. Int. [%] |
|--------------|--------------|-------------------|---------------|---------------|
| 6.2126 | 210.88 | 0.2204 | 14.22701 | 0.29 |
| 12.2445 | 73389.47 | 0.1338 | 7.22864 | 100.00 |
| 12.4901 | 5595.47 | 0.0630 | 7.08705 | 7.62 |
| 14.4400 | 43.08 | 0.5038 | 6.13413 | 0.06 |
| 18.6289 | 169.63 | 0.1260 | 4.76319 | 0.23 |
| 19.2597 | 101.81 | 0.1574 | 4.60859 | 0.14 |
| 21.2682 | 38.16 | 0.3149 | 4.17769 | 0.05 |
| 24.7025 | 23196.23 | 0.1811 | 3.60413 | 31.61 |
| 25.1364 | 1170.62 | 0.0945 | 3.54289 | 1.60 |
| 25.7924 | 315.58 | 0.2834 | 3.45425 | 0.43 |
| 28.0374 | 53.13 | 0.0945 | 3.18255 | 0.07 |
| 31.1701 | 55.87 | 0.1889 | 2.86947 | 0.08 |
| 33.6447 | 33.60 | 0.3779 | 2.66387 | 0.05 |
| 35.4880 | 512.81 | 0.0945 | 2.52961 | 0.70 |
| 37.1586 | 1411.68 | 0.2047 | 2.41964 | 1.92 |
| 41.5961 | 84.20 | 0.1889 | 2.17119 | 0.11 |
| 41.9980 | 91.81 | 0.1889 | 2.15134 | 0.13 |
| 44.8357 | 9.04 | 0.7557 | 2.02156 | 0.01 |
| 50.2617 | 888.57 | 0.2204 | 1.81531 | 1.21 |
| 51.3004 | 39.87 | 0.5038 | 1.78097 | 0.05 |
| 53.0662 | 25.11 | 0.3779 | 1.72579 | 0.03 |
| 58.9156 | 125.79 | 0.3149 | 1.56764 | 0.17 |
| 59.9754 | 142.09 | 0.1574 | 1.54245 | 0.19 |
| 61.4289 | 66.07 | 0.1889 | 1.50939 | 0.09 |
| 64.1725 | 369.98 | 0.1920 | 1.45012 | 0.50 |
| 64.3496 | 355.83 | 0.1574 | 1.44776 | 0.48 |
| 71.5940 | 41.28 | 0.3779 | 1.31803 | 0.06 |
| 74.3424 | 19.46 | 0.7557 | 1.27597 | 0.03 |

79.2088 186.12 0.4408 1.20934 0.25

| Visible | Ref. Code | Score | Compound Name | Displacement [°2Th.] | Scale Factor | Chemical Formula |
|---------|-------------|-------|---------------|----------------------|--------------|---|
| * | 96-900-2231 | 24 | Clinochlore | 0.000 | 0.008 | Mg5.94 Al11.98 Si6.08 O24.00 I24.00 |
| * | 96-900-3104 | 25 | Antigorite | 0.000 | 0.682 | Si34.00 Mg48.00 O147.00 H62.00 |
| * | 96-901-0167 | 16 | Chlorite | 0.000 | 0.017 | Mg9.17 Fe1.02 Al3.46 Si6.35 O36.00 |

Serpentinita antigorítica con talco, muestra CS-OV-254-1



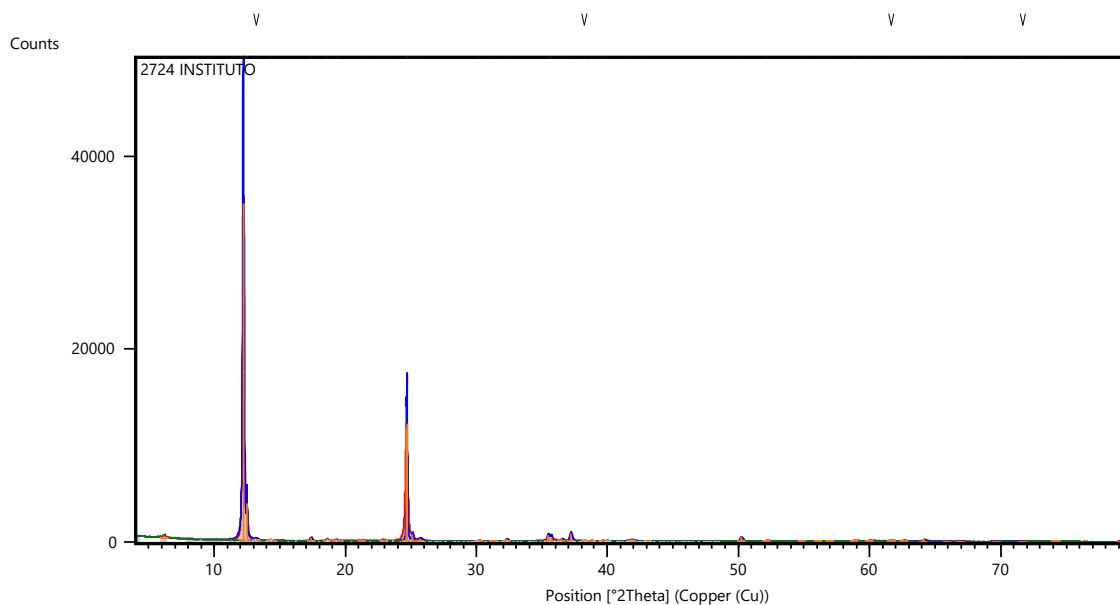
| Pos. [°2Th.] | Height [cts] | FWHM Left [°2Th.] | d-spacing [Å] | Rel. Int. [%] |
|--------------|--------------|-------------------|---------------|---------------|
| 9.4397 | 75.14 | 0.1574 | 9.36923 | 1.36 |
| 10.4967 | 46.63 | 0.1889 | 8.42805 | 0.84 |
| 12.1078 | 5542.11 | 0.1181 | 7.30997 | 100.00 |
| 14.5146 | 26.87 | 0.1889 | 6.10281 | 0.48 |
| 17.3099 | 605.99 | 0.0394 | 5.12307 | 10.93 |
| 19.2886 | 144.61 | 0.2204 | 4.60175 | 2.61 |
| 22.8778 | 519.38 | 0.0551 | 3.88728 | 9.37 |
| 24.4038 | 2066.41 | 0.1889 | 3.64756 | 37.29 |
| 25.3987 | 93.69 | 0.1260 | 3.50689 | 1.69 |
| 27.2191 | 32.89 | 0.1260 | 3.27634 | 0.59 |
| 28.1607 | 263.90 | 0.1260 | 3.16890 | 4.76 |
| 28.5664 | 88.75 | 0.1260 | 3.12481 | 1.60 |
| 29.8038 | 119.25 | 0.1574 | 2.99783 | 2.15 |

| | | | | |
|---------|--------|--------|---------|-------|
| 30.3806 | 51.08 | 0.1260 | 2.94222 | 0.92 |
| 31.0348 | 252.10 | 0.0768 | 2.87929 | 4.55 |
| 31.1248 | 320.28 | 0.0630 | 2.87355 | 5.78 |
| 31.6244 | 34.66 | 0.1260 | 2.82928 | 0.63 |
| 32.2320 | 256.93 | 0.0480 | 2.77502 | 4.64 |
| 32.3192 | 313.19 | 0.0551 | 2.77003 | 5.65 |
| 33.0912 | 34.81 | 0.1574 | 2.70715 | 0.63 |
| 35.6435 | 633.68 | 0.0787 | 2.51894 | 11.43 |
| 36.4480 | 805.19 | 0.0672 | 2.46312 | 14.53 |
| 36.5363 | 737.00 | 0.0472 | 2.45940 | 13.30 |
| 38.2551 | 104.58 | 0.1260 | 2.35277 | 1.89 |
| 38.8498 | 64.20 | 0.1889 | 2.31811 | 1.16 |
| 39.6608 | 714.78 | 0.0672 | 2.27068 | 12.90 |
| 39.7724 | 370.75 | 0.0576 | 2.27019 | 6.69 |
| 40.0067 | 122.13 | 0.1536 | 2.25184 | 2.20 |
| 41.7119 | 145.38 | 0.1536 | 2.16364 | 2.62 |
| 44.0867 | 46.32 | 0.2304 | 2.05245 | 0.84 |
| 44.5594 | 38.41 | 0.4608 | 2.03176 | 0.69 |
| 46.3814 | 55.91 | 0.1920 | 1.95610 | 1.01 |
| 48.3539 | 18.94 | 0.4608 | 1.88082 | 0.34 |
| 50.3227 | 67.71 | 0.2304 | 1.81175 | 1.22 |
| 50.9165 | 81.45 | 0.5376 | 1.79200 | 1.47 |
| 52.1940 | 289.74 | 0.0960 | 1.75111 | 5.23 |
| 54.8554 | 40.23 | 0.2304 | 1.67228 | 0.73 |
| 56.0509 | 121.49 | 0.0768 | 1.63941 | 2.19 |
| 56.7602 | 163.34 | 0.1152 | 1.62059 | 2.95 |
| 59.1574 | 92.48 | 0.1152 | 1.56052 | 1.67 |
| 60.0326 | 188.18 | 0.2688 | 1.53984 | 3.40 |
| 60.6690 | 194.28 | 0.1152 | 1.52520 | 3.51 |
| 61.8404 | 211.20 | 0.0672 | 1.49909 | 3.81 |
| 62.6581 | 133.78 | 0.1344 | 1.48148 | 2.41 |
| 63.2098 | 70.44 | 0.1152 | 1.46987 | 1.27 |
| 65.8743 | 15.73 | 0.6144 | 1.41672 | 0.28 |
| 66.9575 | 112.48 | 0.0960 | 1.39641 | 2.03 |
| 69.4168 | 79.04 | 0.0960 | 1.35282 | 1.43 |
| 69.6262 | 106.17 | 0.0576 | 1.34927 | 1.92 |
| 71.5823 | 57.93 | 0.3072 | 1.31713 | 1.05 |

| Visible | Ref. Code | Score | Compound Name | Displacement [°2Th.] | Scale Factor | Chemical Formula |
|---------|-------------|-------|---------------|----------------------|--------------|-----------------------------------|
| * | 96-900-0167 | 58 | Forsterite | 0.000 | 0.120 | Mg7.20 Fe0.80 Si4.00 O16.00 |
| * | 96-900-1594 | 22 | Enstatite | 0.000 | 0.048 | Mg16.00 Si16.00 O48.00 |
| * | 96-900-3104 | 21 | Antigorite | 0.000 | 0.379 | Si34.00 Mg48.00 O147.00 |

| | | | | | |
|---|-------------|---------|-------|-------|--|
| * | 96-900-8298 | 16 Talc | 0.000 | 0.038 | H62.00 Si4.00 Mg3.00 O12.00 H2.00 |
|---|-------------|---------|-------|-------|--|

Serpentinita antigorítica, muestra CS-MG-5070-1

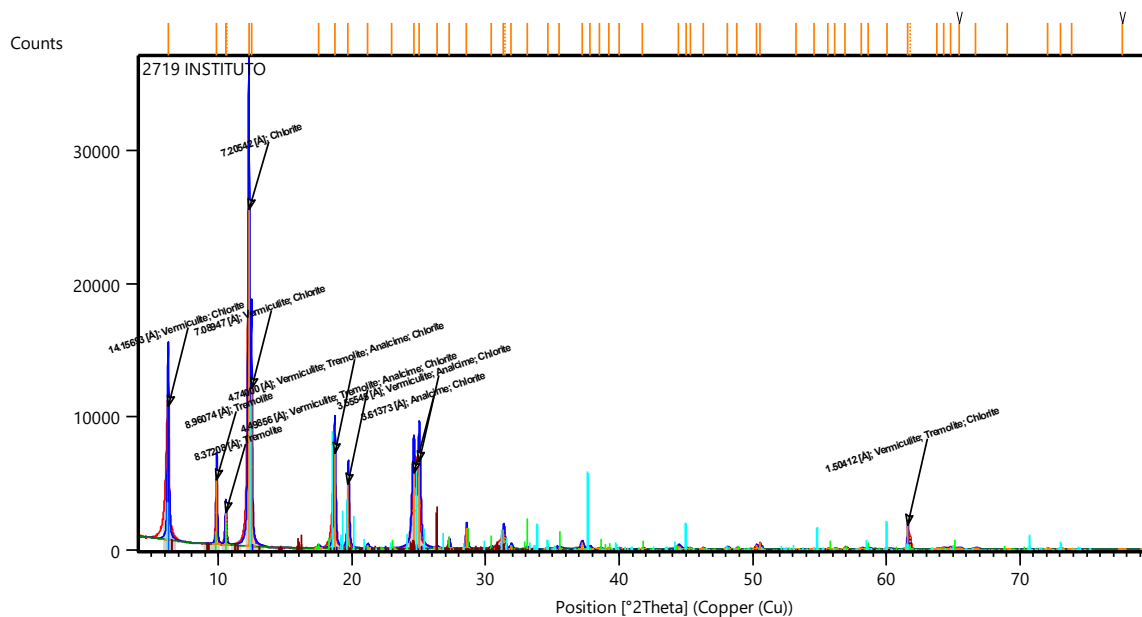


| Pos. [°2Th.] | Height [cts] | FWHM Left [°2Th.] | d-spacing [Å] | Rel. Int. [%] |
|--------------|--------------|-------------------|---------------|---------------|
| 6.1995 | 224.23 | 0.1260 | 14.25693 | 0.64 |
| 12.2041 | 34931.85 | 0.1260 | 7.25248 | 100.00 |
| 12.4787 | 3776.72 | 0.0472 | 7.09349 | 10.81 |
| 13.2008 | 93.22 | 0.2519 | 6.70704 | 0.27 |
| 14.2772 | 50.53 | 0.3779 | 6.20372 | 0.14 |
| 17.3896 | 290.98 | 0.1417 | 5.09977 | 0.83 |
| 18.6101 | 211.58 | 0.0630 | 4.76797 | 0.61 |
| 19.2803 | 119.44 | 0.1260 | 4.60372 | 0.34 |
| 21.2240 | 73.63 | 0.2519 | 4.18630 | 0.21 |
| 22.8840 | 144.42 | 0.1260 | 3.88625 | 0.41 |
| 24.6418 | 11624.76 | 0.0384 | 3.60988 | 33.28 |
| 24.6846 | 12175.78 | 0.0551 | 3.60670 | 34.86 |
| 25.1126 | 671.97 | 0.1260 | 3.54619 | 1.92 |
| 25.6900 | 228.93 | 0.3149 | 3.46778 | 0.66 |
| 30.1610 | 71.15 | 0.1889 | 2.96313 | 0.20 |
| 31.2404 | 32.22 | 0.1889 | 2.86317 | 0.09 |
| 32.2981 | 268.65 | 0.1102 | 2.77178 | 0.77 |
| 35.4684 | 587.36 | 0.2204 | 2.53097 | 1.68 |
| 35.7101 | 467.43 | 0.0945 | 2.51439 | 1.34 |
| 36.4856 | 238.77 | 0.1574 | 2.46271 | 0.68 |

| | | | | |
|---------|--------|--------|---------|------|
| 37.1790 | 775.28 | 0.1732 | 2.41835 | 2.22 |
| 38.2971 | 50.06 | 0.1889 | 2.35028 | 0.14 |
| 38.8229 | 63.53 | 0.1574 | 2.31966 | 0.18 |
| 39.6543 | 86.66 | 0.1260 | 2.27292 | 0.25 |
| 40.0140 | 75.01 | 0.0945 | 2.25331 | 0.21 |
| 41.8447 | 121.97 | 0.6298 | 2.15887 | 0.35 |
| 43.1150 | 44.61 | 0.1889 | 2.09816 | 0.13 |
| 50.2125 | 432.91 | 0.1417 | 1.81697 | 1.24 |
| 52.1631 | 123.20 | 0.0787 | 1.75353 | 0.35 |
| 54.8808 | 27.86 | 0.2519 | 1.67295 | 0.08 |
| 56.0648 | 34.38 | 0.1574 | 1.64039 | 0.10 |
| 56.9667 | 61.83 | 0.0945 | 1.61655 | 0.18 |
| 58.8117 | 113.57 | 0.1260 | 1.57016 | 0.33 |
| 59.9817 | 137.07 | 0.1574 | 1.54230 | 0.39 |
| 61.6890 | 73.05 | 0.6298 | 1.50365 | 0.21 |
| 62.6100 | 134.52 | 0.1574 | 1.48373 | 0.39 |
| 64.1328 | 177.30 | 0.2204 | 1.45213 | 0.51 |
| 65.9043 | 15.56 | 0.3779 | 1.41732 | 0.04 |
| 66.9185 | 37.42 | 0.1889 | 1.39829 | 0.11 |
| 69.6717 | 30.86 | 0.3779 | 1.34961 | 0.09 |
| 71.6799 | 59.89 | 0.3779 | 1.31666 | 0.17 |
| 74.2115 | 21.68 | 0.7557 | 1.27789 | 0.06 |
| 79.1679 | 84.01 | 0.1889 | 1.20987 | 0.24 |

| Visible | Ref. Code | Score | Compound Name | Displacement [°2Th.] | Scale Factor | Chemical Formula |
|---------|-------------|-------|---------------|----------------------|--------------|---|
| | 96-901-0157 | 32 | Birnessite | 0.000 | 0.061 | K0.23 Mn1.00 O2.00 At0.78 |
| | 96-900-3104 | 31 | Antigorite | 0.000 | 0.809 | Si34.00 Mg48.00 O147.00 H62.00 |
| | 96-900-2318 | 32 | Magnetite | 0.000 | 0.015 | Fe24.00 O32.00 |
| | 96-900-0147 | 24 | Vermiculite | 0.000 | 0.035 | Mg13.64 Si11.44 Al4.56 O48.00 At14.88 |

Esquisto clorítico, muestra CS-OV-5-1



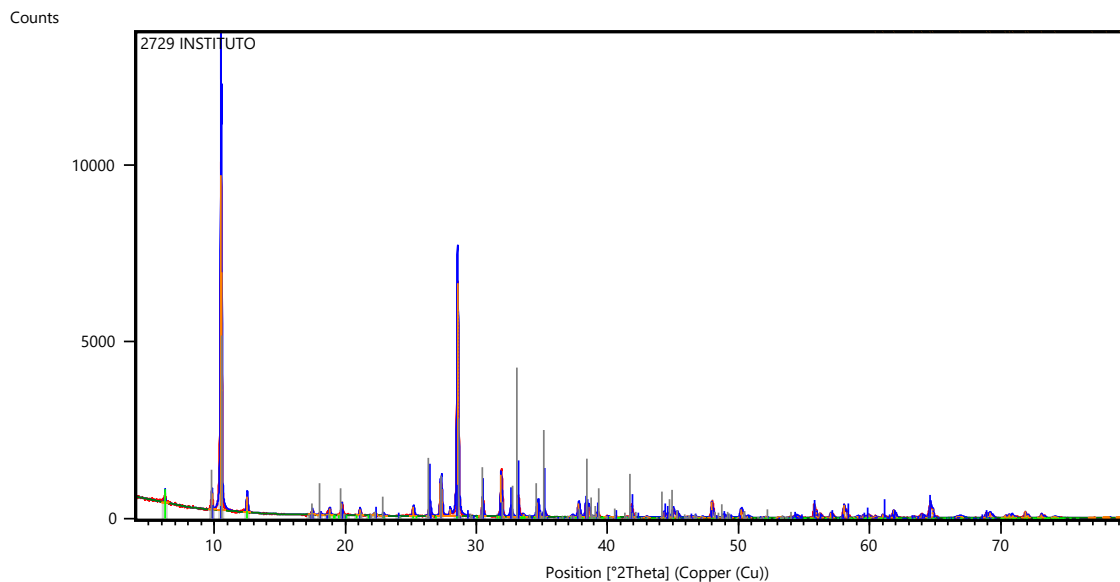
| Pos. [°2Th.] | Height [cts] | FWHM Left [°2Th.] | d-spacing [Å] | Rel. Int. [%] |
|--------------|--------------|-------------------|---------------|---------------|
| 6.2433 | 10044.06 | 0.1338 | 14.15693 | 39.75 |
| 9.8711 | 4807.69 | 0.1023 | 8.96074 | 19.03 |
| 10.5583 | 2432.75 | 0.0960 | 8.37208 | 9.63 |
| 10.5986 | 2016.22 | 0.0480 | 8.36103 | 7.98 |
| 12.2739 | 25268.44 | 0.1344 | 7.20542 | 100.00 |
| 12.4754 | 11867.22 | 0.0960 | 7.08947 | 46.96 |
| 17.5035 | 172.35 | 0.1920 | 5.06263 | 0.68 |
| 18.7053 | 7105.82 | 0.1536 | 4.74000 | 28.12 |
| 19.7190 | 4805.36 | 0.1440 | 4.49856 | 19.02 |
| 21.1815 | 275.18 | 0.1728 | 4.19113 | 1.09 |
| 22.9801 | 29.79 | 0.2304 | 3.86701 | 0.12 |
| 24.6151 | 5692.70 | 0.2880 | 3.61373 | 22.53 |
| 25.0251 | 6512.57 | 0.2112 | 3.55545 | 25.77 |
| 26.3840 | 128.74 | 0.1536 | 3.37532 | 0.51 |
| 27.2928 | 777.51 | 0.0672 | 3.26496 | 3.08 |
| 28.5800 | 1585.06 | 0.1248 | 3.12077 | 6.27 |
| 30.4301 | 197.81 | 0.1152 | 2.93512 | 0.78 |
| 31.3563 | 1489.78 | 0.1728 | 2.85050 | 5.90 |
| 31.4447 | 1104.91 | 0.0768 | 2.84975 | 4.37 |
| 31.9251 | 313.48 | 0.1536 | 2.80099 | 1.24 |
| 33.1161 | 172.88 | 0.1344 | 2.70293 | 0.68 |
| 34.6373 | 99.52 | 0.1920 | 2.58763 | 0.39 |
| 35.5082 | 115.00 | 0.5376 | 2.52613 | 0.46 |
| 37.2127 | 505.06 | 0.2112 | 2.41424 | 2.00 |
| 37.7953 | 197.27 | 0.1920 | 2.37836 | 0.78 |
| 38.5390 | 83.78 | 0.2304 | 2.33415 | 0.33 |
| 39.2411 | 33.41 | 0.1920 | 2.29399 | 0.13 |

| | | | | |
|---------|---------|--------|---------|------|
| 39.9888 | 77.81 | 0.2304 | 2.25281 | 0.31 |
| 41.7657 | 117.15 | 0.1152 | 2.16098 | 0.46 |
| 44.4441 | 273.75 | 0.3456 | 2.03677 | 1.08 |
| 44.9888 | 95.93 | 0.2304 | 2.01336 | 0.38 |
| 45.3171 | 85.97 | 0.1536 | 1.99954 | 0.34 |
| 46.2713 | 125.16 | 0.1344 | 1.96050 | 0.50 |
| 48.1026 | 191.96 | 0.2112 | 1.89005 | 0.76 |
| 48.8054 | 131.44 | 0.1152 | 1.86447 | 0.52 |
| 50.2915 | 360.30 | 0.1152 | 1.81280 | 1.43 |
| 50.5523 | 515.28 | 0.0768 | 1.80406 | 2.04 |
| 53.2243 | 24.10 | 0.4608 | 1.71961 | 0.10 |
| 54.5839 | 23.49 | 0.7680 | 1.67995 | 0.09 |
| 55.6302 | 56.92 | 0.1920 | 1.65081 | 0.23 |
| 56.1517 | 97.39 | 0.1920 | 1.63671 | 0.39 |
| 56.9117 | 208.64 | 0.1344 | 1.61664 | 0.83 |
| 58.1498 | 98.94 | 0.3072 | 1.58513 | 0.39 |
| 58.6369 | 99.90 | 0.3072 | 1.57312 | 0.40 |
| 60.0778 | 80.95 | 0.3840 | 1.53879 | 0.32 |
| 61.6113 | 1804.43 | 0.0864 | 1.50412 | 7.14 |
| 61.7834 | 1090.65 | 0.0576 | 1.50407 | 4.32 |
| 63.7893 | 93.75 | 0.1152 | 1.45791 | 0.37 |
| 64.2829 | 136.77 | 0.2304 | 1.44790 | 0.54 |
| 64.7815 | 212.54 | 0.1536 | 1.43796 | 0.84 |

| Visible | Ref. Code | Score | Compound Name | Displacement [°2Th.] | Scale Factor | Chemical Formula |
|---------|-------------|-------|---------------|----------------------|--------------|---|
| * | 96-900-0010 | 47 | Vermiculite | 0.000 | 0.390 | Mg12.00 Si16.00 O48.00 |
| * | 96-900-0376 | 42 | Tremolite | 0.000 | 0.061 | Si16.00 Mg10.00 Ca4.00 O44.00 F4.00 |
| * | 96-900-4013 | 21 | Analcime | 0.000 | 0.086 | Na13.68 Si33.55 Al14.45 O96.00 At16.00 |
| * | 96-900-4189 | 28 | Chlorite | 0.000 | 0.288 | Si3.00 Al11.20 Mg5.00 Fe0.10 Cr0.70 O18.00 H7.90 |

Metabasita, muestra IB-YV-6064

V V V

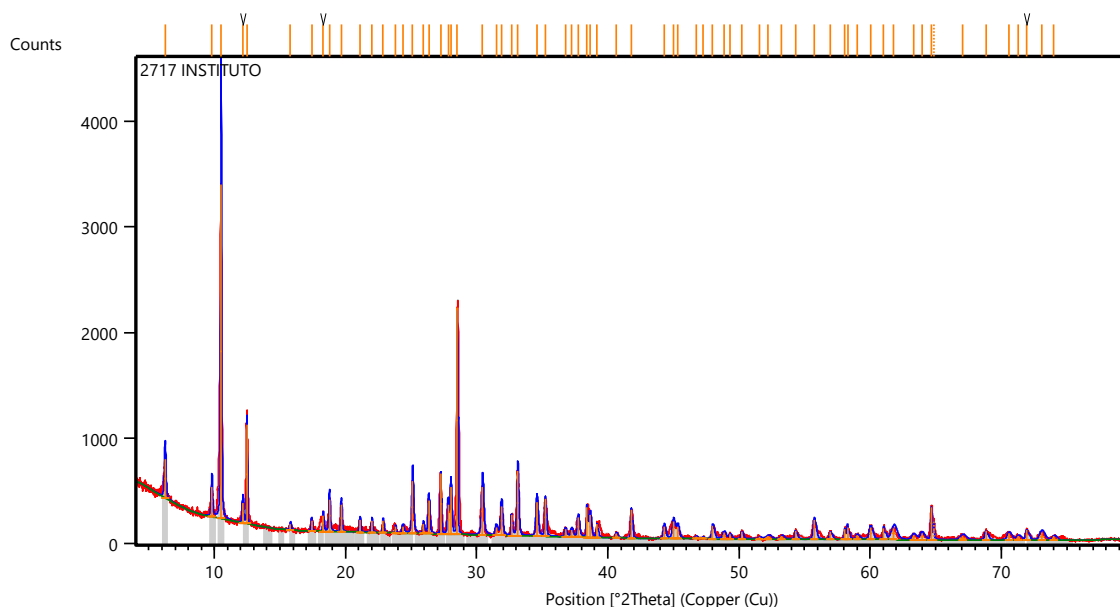


| Pos. [°2Th.] | Height [cts] | FWHM Left [°2Th.] | d-spacing [Å] | Rel. Int. [%] |
|--------------|--------------|-------------------|---------------|---------------|
| 6.2495 | 277.50 | 0.0472 | 14.14292 | 2.93 |
| 9.8269 | 460.69 | 0.0472 | 9.00095 | 4.86 |
| 10.4955 | 9486.70 | 0.0866 | 8.42903 | 100.00 |
| 10.5622 | 6745.26 | 0.0315 | 8.37589 | 71.10 |
| 12.4974 | 436.70 | 0.1102 | 7.08294 | 4.60 |
| 17.4608 | 137.20 | 0.1102 | 5.07914 | 1.45 |
| 18.0897 | 65.06 | 0.0945 | 4.90394 | 0.69 |
| 18.7804 | 182.85 | 0.1102 | 4.72511 | 1.93 |
| 19.7163 | 338.41 | 0.0551 | 4.50290 | 3.57 |
| 21.0955 | 179.08 | 0.0945 | 4.21150 | 1.89 |
| 22.1922 | 69.11 | 0.0945 | 4.00580 | 0.73 |
| 22.8773 | 62.27 | 0.1260 | 3.88737 | 0.66 |
| 25.1730 | 246.62 | 0.1260 | 3.53782 | 2.60 |
| 26.4308 | 346.60 | 0.1417 | 3.37225 | 3.65 |
| 27.2304 | 923.10 | 0.0768 | 3.27230 | 9.73 |
| 27.3335 | 762.50 | 0.0787 | 3.26289 | 8.04 |
| 27.9849 | 193.69 | 0.0787 | 3.18841 | 2.04 |
| 28.5294 | 6592.77 | 0.1056 | 3.12619 | 69.49 |
| 28.5873 | 5831.59 | 0.0480 | 3.12774 | 61.47 |
| 30.4469 | 514.84 | 0.0864 | 2.93353 | 5.43 |
| 31.8515 | 1188.04 | 0.0864 | 2.80730 | 12.52 |
| 32.6011 | 247.54 | 0.1536 | 2.74445 | 2.61 |
| 33.1423 | 547.80 | 0.0768 | 2.70086 | 5.77 |
| 33.5482 | 75.37 | 0.1152 | 2.66910 | 0.79 |
| 34.6450 | 397.75 | 0.1920 | 2.58707 | 4.19 |
| 35.1371 | 182.29 | 0.1344 | 2.55196 | 1.92 |

| | | | | |
|---------|--------|--------|---------|------|
| 37.2700 | 45.95 | 0.1920 | 2.41067 | 0.48 |
| 37.7701 | 382.42 | 0.1536 | 2.37989 | 4.03 |
| 38.3636 | 348.71 | 0.0960 | 2.34442 | 3.68 |
| 38.5874 | 301.05 | 0.1536 | 2.33134 | 3.17 |
| 39.1943 | 103.38 | 0.1152 | 2.29663 | 1.09 |
| 40.0303 | 34.97 | 0.1536 | 2.25057 | 0.37 |
| 40.6273 | 29.15 | 0.1152 | 2.21887 | 0.31 |
| 41.8212 | 291.03 | 0.0960 | 2.15824 | 3.07 |
| 42.9977 | 24.73 | 0.2304 | 2.10187 | 0.26 |
| 44.3409 | 158.31 | 0.0960 | 2.04127 | 1.67 |
| 44.6174 | 97.06 | 0.1920 | 2.02926 | 1.02 |
| 45.0290 | 255.05 | 0.1536 | 2.01166 | 2.69 |
| 45.3556 | 152.07 | 0.1152 | 1.99793 | 1.60 |
| 46.5503 | 27.41 | 0.6144 | 1.94940 | 0.29 |
| 47.2201 | 21.49 | 0.2304 | 1.92330 | 0.23 |
| 47.9751 | 443.50 | 0.0960 | 1.89478 | 4.67 |
| 48.8726 | 73.11 | 0.2304 | 1.86206 | 0.77 |
| 49.3422 | 43.26 | 0.1536 | 1.84543 | 0.46 |
| 50.2244 | 246.94 | 0.1920 | 1.81506 | 2.60 |
| 50.7381 | 49.46 | 0.1920 | 1.79789 | 0.52 |
| 52.0271 | 23.99 | 0.2304 | 1.75633 | 0.25 |
| 53.1741 | 14.79 | 0.3072 | 1.72112 | 0.16 |
| 54.3892 | 65.98 | 0.3072 | 1.68550 | 0.70 |
| 55.8163 | 380.89 | 0.0768 | 1.64574 | 4.02 |

| Visible | Ref. Code | Score | Compound Name | Displacement [°2Th.] | Scale Factor | Chemical Formula |
|---------|-------------|-------|---------------|----------------------|--------------|---|
| * | 96-900-4667 | 53 | Pargasite | 0.000 | 0.114 | O48.00 Si14.48 Al2.94 Mg8.30 Ti0.12 Fe0.16 Ca3.64 Na3.28 K0.96 H4.00 |
| * | 96-900-2231 | 25 | Clinochlore | 0.000 | 0.028 | Mg5.94 Al1.98 Si6.08 O24.00 I24.00 |
| * | 96-900-1226 | 34 | Hornblende | 0.000 | 0.358 | Al4.84 Si12.88 Fe3.69 Mg4.45 Ti0.14 Ca3.60 Na1.26 O48.00 H4.00 |

Granofels anfibolítico, muestra CS-OV-13635

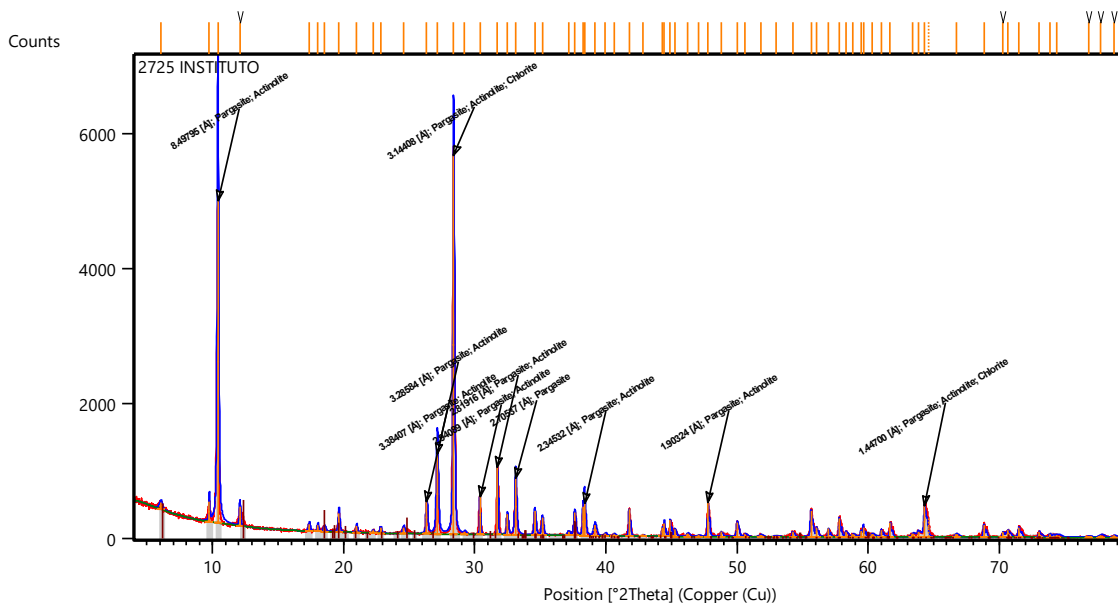


| Pos. [°2Th.] | Height [cts] | FWHM Left [°2Th.] | d-spacing [Å] | Rel. Int. [%] |
|--------------|--------------|-------------------|---------------|---------------|
| 6.2435 | 366.81 | 0.1417 | 14.15661 | 11.58 |
| 9.8012 | 282.83 | 0.1260 | 9.02447 | 8.93 |
| 10.5023 | 3167.52 | 0.0787 | 8.42355 | 100.00 |
| 12.1636 | 185.17 | 0.1260 | 7.27657 | 5.85 |
| 12.4856 | 937.58 | 0.0394 | 7.08959 | 29.60 |
| 15.7875 | 55.23 | 0.1574 | 5.61349 | 1.74 |
| 17.4121 | 99.06 | 0.1102 | 5.09321 | 3.13 |
| 18.3080 | 144.71 | 0.0945 | 4.84596 | 4.57 |
| 18.7704 | 300.73 | 0.1102 | 4.72762 | 9.49 |
| 19.6690 | 257.69 | 0.0945 | 4.51362 | 8.14 |
| 21.0957 | 114.56 | 0.1260 | 4.21147 | 3.62 |
| 22.0040 | 110.96 | 0.1102 | 4.03963 | 3.50 |
| 22.8674 | 115.47 | 0.0945 | 3.88902 | 3.65 |
| 23.7926 | 62.57 | 0.0945 | 3.73985 | 1.98 |
| 24.3710 | 65.36 | 0.1574 | 3.65238 | 2.06 |
| 25.1104 | 492.11 | 0.1417 | 3.54649 | 15.54 |
| 25.9431 | 87.56 | 0.1260 | 3.43451 | 2.76 |
| 26.3483 | 312.83 | 0.1260 | 3.38262 | 9.88 |
| 27.2608 | 574.10 | 0.0551 | 3.27142 | 18.12 |
| 27.8270 | 282.94 | 0.1102 | 3.20614 | 8.93 |
| 28.0354 | 448.38 | 0.1102 | 3.18277 | 14.16 |
| 28.5224 | 2145.32 | 0.0394 | 3.12954 | 67.73 |
| 30.4457 | 450.67 | 0.1732 | 2.93608 | 14.23 |
| 31.4877 | 75.57 | 0.1889 | 2.84125 | 2.39 |
| 31.8878 | 277.46 | 0.1574 | 2.80651 | 8.76 |
| 32.6455 | 194.83 | 0.0630 | 2.74308 | 6.15 |
| 33.1243 | 609.67 | 0.1260 | 2.70452 | 19.25 |

| | | | | |
|---------|--------|--------|---------|-------|
| 34.5848 | 324.54 | 0.1574 | 2.59358 | 10.25 |
| 35.2409 | 355.33 | 0.0945 | 2.54678 | 11.22 |
| 36.7583 | 71.46 | 0.1574 | 2.44506 | 2.26 |
| 37.2479 | 66.04 | 0.1889 | 2.41404 | 2.08 |
| 37.7455 | 189.55 | 0.1417 | 2.38335 | 5.98 |
| 38.4052 | 283.39 | 0.0787 | 2.34392 | 8.95 |
| 38.6513 | 213.31 | 0.1574 | 2.32956 | 6.73 |
| 39.1871 | 126.04 | 0.0945 | 2.29893 | 3.98 |
| 40.6572 | 42.79 | 0.1574 | 2.21914 | 1.35 |
| 41.7971 | 270.40 | 0.0945 | 2.16122 | 8.54 |
| 44.3002 | 115.85 | 0.1889 | 2.04474 | 3.66 |
| 45.0061 | 162.37 | 0.1889 | 2.01429 | 5.13 |
| 45.3243 | 114.38 | 0.1889 | 2.00089 | 3.61 |
| 46.7284 | 21.36 | 0.1889 | 1.94399 | 0.67 |
| 47.2595 | 12.65 | 0.1889 | 1.92338 | 0.40 |
| 48.0037 | 120.68 | 0.1889 | 1.89528 | 3.81 |
| 48.8654 | 57.46 | 0.2519 | 1.86386 | 1.81 |
| 49.3276 | 47.40 | 0.1260 | 1.84747 | 1.50 |
| 50.2185 | 65.41 | 0.1574 | 1.81677 | 2.06 |
| 51.5403 | 20.80 | 0.1889 | 1.77324 | 0.66 |
| 52.2208 | 29.47 | 0.4408 | 1.75172 | 0.93 |
| 53.2615 | 28.40 | 0.3149 | 1.71992 | 0.90 |
| 54.3199 | 76.43 | 0.1574 | 1.68889 | 2.41 |

| Visible | Ref. Code | Score | Compound Name | Displacement [°2Th.] | Scale Factor | Chemical Formula |
|---------|-------------|-------|---------------|----------------------|--------------|---|
| | 96-900-4349 | 60 | Pargasite | 0.000 | 0.324 | Si14.08 Ga2.56 Mg9.64 Ca3.60 Na0.92 O44.00 F4.00 |
| | 96-900-1634 | 25 | Albite | 0.000 | 0.284 | Na2.00 Al2.00 Si6.00 O16.00 |
| | 96-900-4377 | 35 | Hornblende | 0.000 | 0.215 | Si12.40 Al5.32 Mg7.10 Fe1.66 Ca3.52 Na1.52 K0.05 H4.00 O48.00 |
| | 96-901-0164 | 29 | Chlorite | 0.000 | 0.093 | Mg9.17 Fe1.02 Al3.46 Si6.35 O36.00 |

Granofels anfibolítico muestra CS-MG-195-1

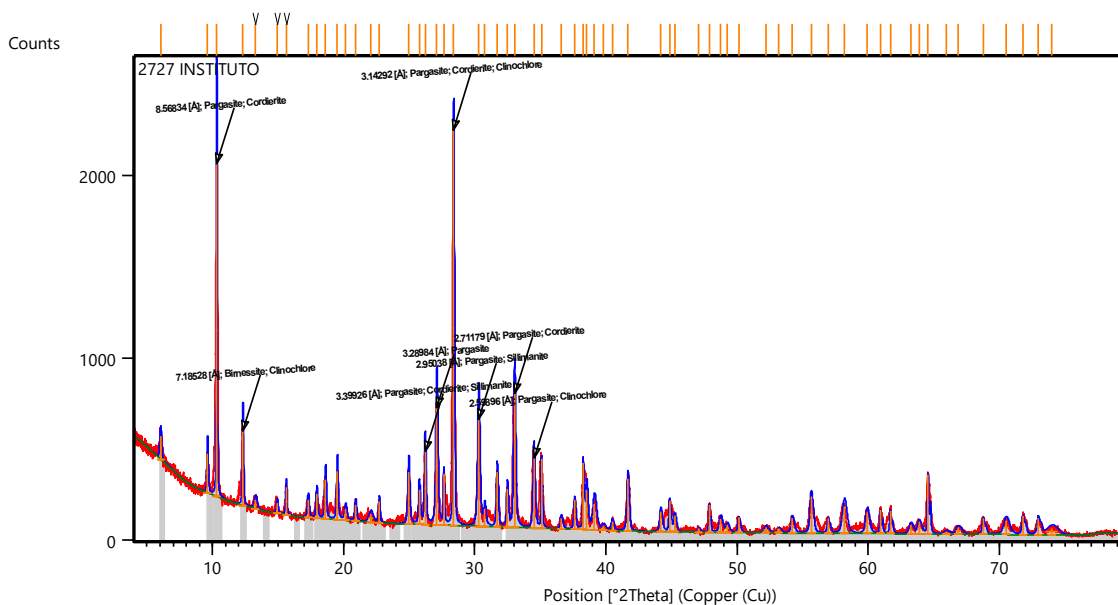


| Pos. [°2Th.] | Height [cts] | FWHM Left [°2Th.] | d-spacing [Å] | Rel. Int. [%] |
|--------------|--------------|-------------------|---------------|---------------|
| 6.0625 | 96.78 | 0.2519 | 14.57879 | 1.73 |
| 9.7552 | 293.94 | 0.0708 | 9.06693 | 5.24 |
| 10.4101 | 4761.65 | 0.1417 | 8.49795 | 84.89 |
| 12.0892 | 282.18 | 0.1102 | 7.32114 | 5.03 |
| 17.3814 | 100.32 | 0.1574 | 5.10216 | 1.79 |
| 18.0254 | 92.59 | 0.1260 | 4.92129 | 1.65 |
| 18.5445 | 68.41 | 0.1889 | 4.78469 | 1.22 |
| 19.6377 | 272.53 | 0.1260 | 4.52072 | 4.86 |
| 20.9962 | 95.36 | 0.1260 | 4.23119 | 1.70 |
| 22.2615 | 35.49 | 0.1260 | 3.99349 | 0.63 |
| 22.8226 | 81.12 | 0.1260 | 3.89656 | 1.45 |
| 24.5698 | 89.07 | 0.1889 | 3.62329 | 1.59 |
| 26.3368 | 471.76 | 0.1260 | 3.38407 | 8.41 |
| 27.1389 | 1189.64 | 0.1574 | 3.28584 | 21.21 |
| 28.3877 | 5609.28 | 0.1023 | 3.14408 | 100.00 |
| 29.2232 | 32.62 | 0.1889 | 3.05606 | 0.58 |
| 30.3946 | 562.67 | 0.0551 | 2.94089 | 10.03 |
| 31.7409 | 994.89 | 0.0472 | 2.81916 | 17.74 |
| 32.4804 | 298.59 | 0.1102 | 2.75664 | 5.32 |
| 33.1136 | 835.91 | 0.1417 | 2.70537 | 14.90 |
| 34.5781 | 356.69 | 0.1260 | 2.59407 | 6.36 |
| 35.1583 | 254.66 | 0.1417 | 2.55257 | 4.54 |
| 37.1550 | 57.28 | 0.1574 | 2.41987 | 1.02 |
| 37.6143 | 342.92 | 0.1417 | 2.39136 | 6.11 |
| 38.2552 | 434.30 | 0.0960 | 2.35082 | 7.74 |
| 38.3814 | 483.47 | 0.1102 | 2.34532 | 8.62 |
| 39.1653 | 152.15 | 0.2204 | 2.30016 | 2.71 |

| | | | | |
|---------|--------|--------|---------|------|
| 39.9660 | 35.46 | 0.1889 | 2.25591 | 0.63 |
| 40.6345 | 29.22 | 0.1574 | 2.22032 | 0.52 |
| 41.7777 | 393.42 | 0.0945 | 2.16218 | 7.01 |
| 42.8447 | 12.03 | 0.1889 | 2.11077 | 0.21 |
| 44.3226 | 130.17 | 0.1152 | 2.04207 | 2.32 |
| 44.4667 | 192.90 | 0.0630 | 2.03747 | 3.44 |
| 44.9125 | 241.32 | 0.0787 | 2.01827 | 4.30 |
| 45.2779 | 104.58 | 0.1260 | 2.00283 | 1.86 |
| 46.2540 | 41.42 | 0.2204 | 1.96282 | 0.74 |
| 47.0942 | 18.46 | 0.1889 | 1.92974 | 0.33 |
| 47.7904 | 499.06 | 0.0945 | 1.90324 | 8.90 |
| 48.8031 | 70.42 | 0.1260 | 1.86609 | 1.26 |
| 50.0294 | 205.01 | 0.1574 | 1.82319 | 3.65 |
| 50.6360 | 37.04 | 0.1889 | 1.80276 | 0.66 |
| 51.8119 | 25.55 | 0.2519 | 1.76458 | 0.46 |
| 52.9908 | 11.57 | 0.3779 | 1.72807 | 0.21 |
| 54.2607 | 77.20 | 0.1260 | 1.69059 | 1.38 |
| 55.6542 | 379.29 | 0.1417 | 1.65152 | 6.76 |
| 56.0758 | 134.67 | 0.1260 | 1.64010 | 2.40 |
| 56.9844 | 120.63 | 0.0945 | 1.61609 | 2.15 |
| 57.8171 | 276.88 | 0.0945 | 1.59478 | 4.94 |
| 58.3147 | 79.52 | 0.1574 | 1.58235 | 1.42 |
| 58.8637 | 35.93 | 0.2519 | 1.56890 | 0.64 |

| Visible | Ref. Code | Score | Compound Name | Displacement [°2Th.] | Scale Factor | Chemical Formula |
|---------|-------------|-------|---------------|----------------------|--------------|--|
| | 96-900-4351 | 51 | Pargasite | 0.000 | 0.263 | Si12.56 Ga4.72 Mg9.14 Ca3.56 Na1.60 O44.00 F4.00 |
| | 96-101-1034 | 22 | Ilmenite | 0.000 | 0.025 | Fe18.00 Ti18.00 O18.00 |
| | 96-900-1927 | 31 | Actinolite | 0.000 | 0.386 | Fe3.08 Mn0.10 Mg6.73 Al0.39 Ti0.00 Ca3.84 Na0.10 Si15.78 K0.02 H3.84 O48.00 |
| * | 96-900-4189 | 20 | Chlorite | 0.000 | 0.054 | Si3.00 Al1.20 Mg5.00 Fe0.10 Cr0.70 O18.00 H7.90 |

Granofels anfibolítico, muestra CS-OV-145-1

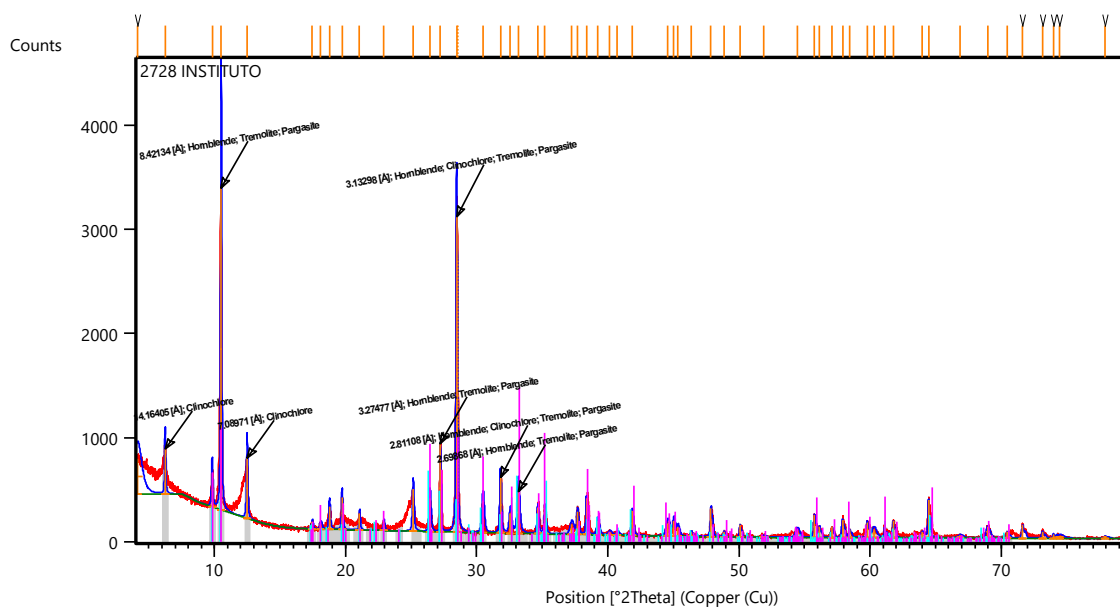


| Pos. [°2Th.] | Height [cts] | FWHM Left [°2Th.] | d-spacing [Å] | Rel. Int. [%] |
|--------------|--------------|-------------------|---------------|---------------|
| 6.0561 | 127.52 | 0.1574 | 14.59415 | 5.88 |
| 9.6251 | 215.22 | 0.1102 | 9.18919 | 9.92 |
| 10.3243 | 1822.67 | 0.0630 | 8.56834 | 84.03 |
| 12.3187 | 406.84 | 0.0945 | 7.18528 | 18.76 |
| 13.2899 | 51.33 | 0.2519 | 6.66230 | 2.37 |
| 14.9371 | 57.83 | 0.1417 | 5.93109 | 2.67 |
| 15.6253 | 150.55 | 0.0945 | 5.67138 | 6.94 |
| 17.3014 | 96.17 | 0.1574 | 5.12555 | 4.43 |
| 17.9454 | 133.30 | 0.1260 | 4.94304 | 6.15 |
| 18.6245 | 213.22 | 0.1417 | 4.76432 | 9.83 |
| 19.5133 | 263.06 | 0.1260 | 4.54926 | 12.13 |
| 20.1558 | 62.07 | 0.2204 | 4.40568 | 2.86 |
| 20.9130 | 90.58 | 0.1574 | 4.24785 | 4.18 |
| 22.0867 | 44.02 | 0.3779 | 4.02470 | 2.03 |
| 22.7120 | 118.90 | 0.1102 | 3.91528 | 5.48 |
| 24.9618 | 283.89 | 0.1574 | 3.56727 | 13.09 |
| 25.7727 | 188.88 | 0.1417 | 3.45684 | 8.71 |
| 26.2170 | 403.27 | 0.1260 | 3.39926 | 18.59 |
| 27.1053 | 644.38 | 0.1732 | 3.28984 | 29.71 |
| 27.6451 | 279.79 | 0.0787 | 3.22682 | 12.90 |
| 28.3984 | 2168.99 | 0.0787 | 3.14292 | 100.00 |
| 30.2945 | 587.78 | 0.1889 | 2.95038 | 27.10 |
| 30.7631 | 94.32 | 0.1574 | 2.90650 | 4.35 |
| 31.7126 | 300.90 | 0.1260 | 2.82161 | 13.87 |
| 32.4819 | 210.63 | 0.1260 | 2.75652 | 9.71 |

| | | | | |
|---------|--------|--------|---------|-------|
| 33.0330 | 733.06 | 0.1574 | 2.71179 | 33.80 |
| 34.5110 | 386.10 | 0.1574 | 2.59896 | 17.80 |
| 35.0914 | 379.98 | 0.0787 | 2.55729 | 17.52 |
| 36.6028 | 57.82 | 0.1889 | 2.45509 | 2.67 |
| 37.6176 | 160.14 | 0.1260 | 2.39116 | 7.38 |
| 38.2830 | 364.93 | 0.0787 | 2.35112 | 16.82 |
| 38.5377 | 218.90 | 0.1574 | 2.33616 | 10.09 |
| 39.1283 | 143.95 | 0.3149 | 2.30225 | 6.64 |
| 39.8319 | 22.61 | 0.2519 | 2.26319 | 1.04 |
| 40.4838 | 49.80 | 0.1889 | 2.22824 | 2.30 |
| 41.6700 | 286.18 | 0.1574 | 2.16751 | 13.19 |
| 44.1799 | 111.15 | 0.1889 | 2.05003 | 5.12 |
| 44.8681 | 171.23 | 0.1260 | 2.02017 | 7.89 |
| 45.2574 | 86.77 | 0.1889 | 2.00370 | 4.00 |
| 47.0731 | 20.75 | 0.1889 | 1.93056 | 0.96 |
| 47.8805 | 148.74 | 0.0945 | 1.89987 | 6.86 |
| 48.7531 | 75.01 | 0.2519 | 1.86789 | 3.46 |
| 49.2570 | 43.04 | 0.2204 | 1.84995 | 1.98 |
| 50.1409 | 80.87 | 0.1574 | 1.81940 | 3.73 |
| 52.1823 | 27.30 | 0.3779 | 1.75292 | 1.26 |
| 53.1837 | 23.38 | 0.2519 | 1.72226 | 1.08 |
| 54.2238 | 78.92 | 0.2204 | 1.69165 | 3.64 |
| 55.6635 | 202.88 | 0.2204 | 1.65126 | 9.35 |
| 56.9589 | 81.32 | 0.1574 | 1.61675 | 3.75 |
| 58.1782 | 146.28 | 0.3464 | 1.58574 | 6.74 |

| Visible | Ref. Code | Score | Compound Name | Displacement [°2Th.] | Scale Factor | Chemical Formula |
|---------|-------------|-------|---------------|----------------------|--------------|---|
| | 96-900-5260 | 52 | Pargasite | 0.000 | 0.265 | Na _{0.94} K _{0.12} Am _{0.08} Mg _{6.12} Fe _{2.90} Al _{1.98} Ti _{0.66} Ca _{3.66} Mn _{0.04} Si _{14.62} H _{3.92} O _{47.92} F _{0.08} |
| | 96-901-0156 | 23 | Birnessite | 0.000 | 0.130 | Na _{0.29} Mn _{1.00} O _{2.00} At _{0.69} |
| | 96-900-0757 | 24 | Cordierite | 0.000 | 0.256 | Mg _{16.00} Fe _{16.00} Al _{31.21} Si _{23.99} O _{80.48} |
| | 96-900-0116 | 27 | Clinochlore | 0.000 | 0.131 | Mg _{5.10} Al _{1.20} Cr _{0.70} Si _{3.00} O _{18.00} |
| | 96-900-0715 | 13 | Sillimanite | 0.000 | 0.090 | Al _{8.00} Si _{4.00} O _{20.00} |

Granofels anfibolítico, muestra CS-OV-161-1

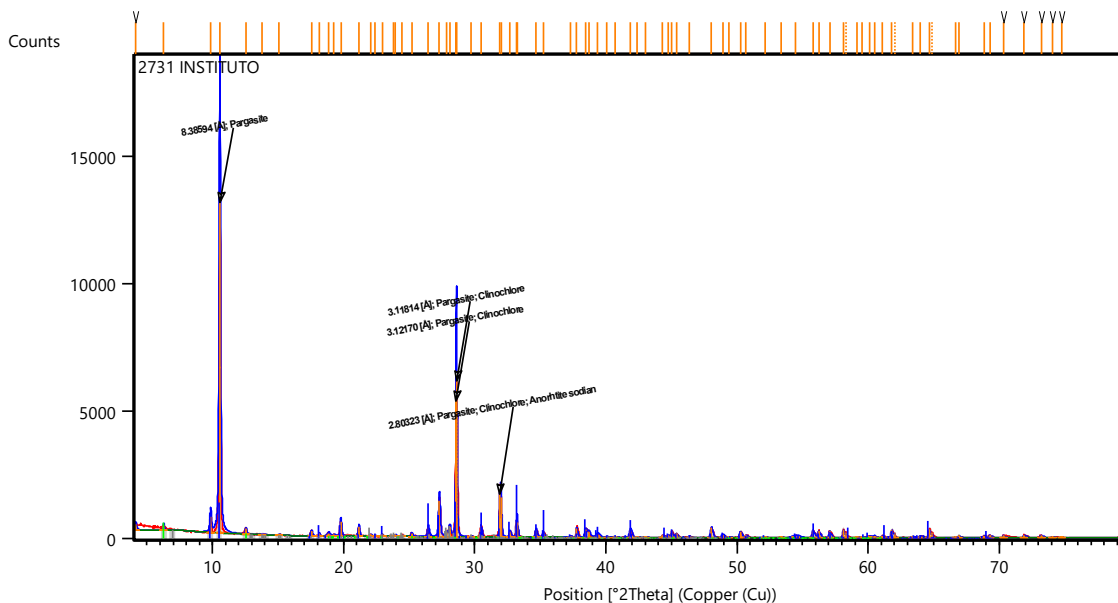


| Pos. [°2Th.] | Height [cts] | FWHM Left [°2Th.] | d-spacing [Å] | Rel. Int. [%] |
|--------------|--------------|-------------------|---------------|---------------|
| 4.1340 | 341.19 | 0.7557 | 21.37467 | 11.07 |
| 6.2402 | 435.50 | 0.0945 | 14.16405 | 14.12 |
| 9.8281 | 327.12 | 0.1102 | 8.99980 | 10.61 |
| 10.5051 | 3083.20 | 0.0945 | 8.42134 | 100.00 |
| 12.4854 | 578.42 | 0.1102 | 7.08971 | 18.76 |
| 17.4641 | 68.27 | 0.1260 | 5.07818 | 2.21 |
| 18.1090 | 55.56 | 0.1889 | 4.89876 | 1.80 |
| 18.7712 | 220.22 | 0.1260 | 4.72741 | 7.14 |
| 19.7292 | 305.53 | 0.1102 | 4.49997 | 9.91 |
| 21.0696 | 159.30 | 0.0945 | 4.21663 | 5.17 |
| 22.9196 | 82.90 | 0.1260 | 3.88029 | 2.69 |
| 25.1460 | 402.92 | 0.1260 | 3.54155 | 13.07 |
| 26.4369 | 318.26 | 0.1417 | 3.37147 | 10.32 |
| 27.2324 | 843.47 | 0.0551 | 3.27477 | 27.36 |
| 28.4663 | 3030.65 | 0.1056 | 3.13298 | 98.30 |
| 28.5433 | 2625.99 | 0.0480 | 3.13247 | 85.17 |
| 30.4729 | 308.73 | 0.1920 | 2.93109 | 10.01 |
| 31.8075 | 536.87 | 0.1152 | 2.81108 | 17.41 |
| 32.5540 | 191.07 | 0.1920 | 2.74831 | 6.20 |
| 33.1698 | 403.88 | 0.2112 | 2.69868 | 13.10 |
| 34.6491 | 251.82 | 0.1152 | 2.58677 | 8.17 |
| 35.2011 | 242.40 | 0.1344 | 2.54746 | 7.86 |
| 37.2527 | 92.98 | 0.3072 | 2.41174 | 3.02 |
| 37.6845 | 221.09 | 0.1344 | 2.38510 | 7.17 |
| 38.3646 | 349.79 | 0.0960 | 2.34437 | 11.35 |

| | | | | |
|---------|--------|--------|---------|-------|
| 39.2501 | 135.87 | 0.1920 | 2.29349 | 4.41 |
| 40.1205 | 31.34 | 0.3072 | 2.24572 | 1.02 |
| 40.7283 | 30.15 | 0.2304 | 2.21359 | 0.98 |
| 41.8616 | 240.07 | 0.1344 | 2.15625 | 7.79 |
| 44.5771 | 123.67 | 0.3072 | 2.03100 | 4.01 |
| 45.0365 | 147.83 | 0.1920 | 2.01134 | 4.79 |
| 45.3623 | 90.99 | 0.1536 | 1.99765 | 2.95 |
| 46.3880 | 47.60 | 0.1152 | 1.95584 | 1.54 |
| 47.8743 | 271.19 | 0.1344 | 1.89853 | 8.80 |
| 48.8749 | 51.44 | 0.1152 | 1.86198 | 1.67 |
| 50.0946 | 111.89 | 0.1152 | 1.81946 | 3.63 |
| 51.8977 | 15.70 | 0.3072 | 1.76041 | 0.51 |
| 54.4401 | 73.17 | 0.3072 | 1.68405 | 2.37 |
| 55.7678 | 214.57 | 0.1344 | 1.64706 | 6.96 |
| 56.1564 | 103.89 | 0.1152 | 1.63658 | 3.37 |
| 57.1060 | 99.49 | 0.1152 | 1.61160 | 3.23 |
| 57.9053 | 167.42 | 0.1536 | 1.59124 | 5.43 |
| 58.4434 | 79.52 | 0.1344 | 1.57787 | 2.58 |
| 59.7959 | 145.94 | 0.1344 | 1.54537 | 4.73 |
| 60.2910 | 83.15 | 0.3072 | 1.53386 | 2.70 |
| 61.1212 | 103.50 | 0.0960 | 1.51500 | 3.36 |
| 61.7747 | 160.57 | 0.1344 | 1.50053 | 5.21 |
| 63.9915 | 57.46 | 0.2304 | 1.45379 | 1.86 |
| 64.4597 | 364.88 | 0.0960 | 1.44436 | 11.83 |
| 66.8407 | 23.37 | 0.4608 | 1.39857 | 0.76 |

| Visible | Ref. Code | Score | Compound Name | Displacement [°2Th.] | Scale Factor | Chemical Formula |
|---------|-------------|-------|---------------|----------------------|--------------|--|
| | 96-900-4384 | 56 | Hornblende | 0.000 | 0.354 | Si13.22 Al3.40 Mg8.28 Fe0.70 Ti0.12 Cr0.44 Ca3.84 Na1.07 K0.34 H4.00 O48.00 |
| | 96-900-2230 | 25 | Clinochlore | 0.000 | 0.150 | Mg2.97 Al0.99 Si3.04 O12.00 I12.00 |
| * | 96-901-0594 | 26 | Tremolite | 0.000 | 0.125 | Na2.56 Am0.60 Mg6.86 Fe2.80 Mn0.10 Ti0.12 Al1.32 Li0.04 Ca2.46 Si14.76 O45.58 F2.42 |
| * | 96-901-0543 | 44 | Pargasite | 0.000 | 0.300 | Si14.08 Al4.08 Mg6.46 Fe1.38 Ca3.52 Na2.41 Am0.02 K0.06 H3.92 O47.92 F0.08 |

Granofels anfibolítico, muestra CS-MG-5020-1

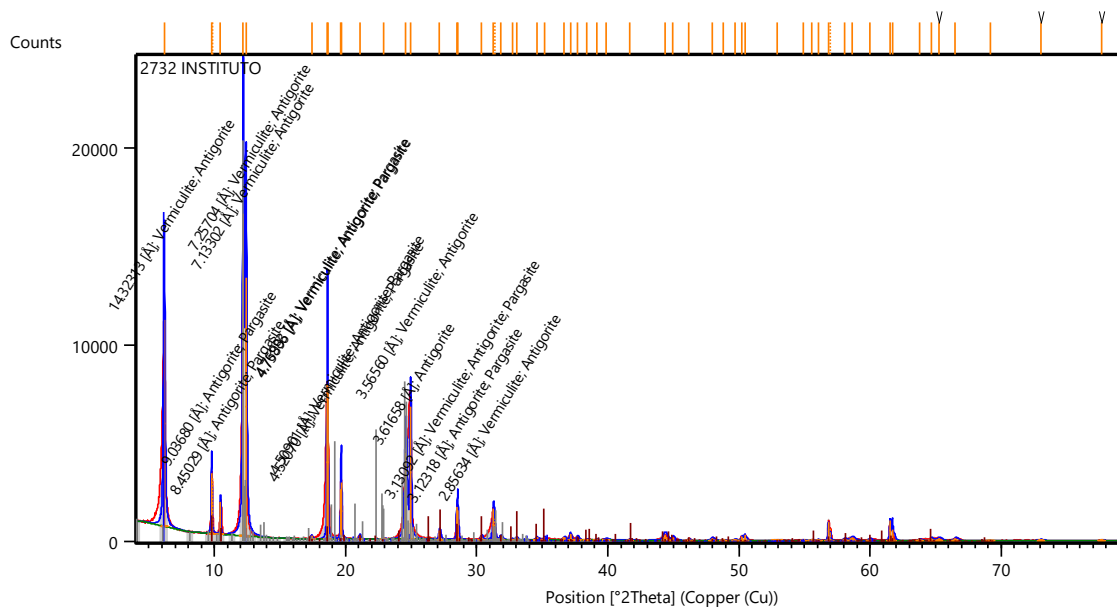


| Pos. [°2Th.] | Height [cts] | FWHM Left [°2Th.] | d-spacing [Å] | Rel. Int. [%] |
|--------------|--------------|-------------------|---------------|---------------|
| 4.1235 | 236.36 | 0.1889 | 21.42875 | 1.82 |
| 6.2797 | 193.83 | 0.0945 | 14.07514 | 1.49 |
| 9.8569 | 610.94 | 0.1260 | 8.97359 | 4.71 |
| 10.5495 | 12981.26 | 0.1260 | 8.38594 | 100.00 |
| 12.5449 | 212.57 | 0.1102 | 7.05621 | 1.64 |
| 13.7716 | 12.51 | 0.6298 | 6.43034 | 0.10 |
| 15.0939 | 26.78 | 0.1889 | 5.86984 | 0.21 |
| 17.5540 | 185.10 | 0.1102 | 5.05237 | 1.43 |
| 18.1427 | 88.77 | 0.0787 | 4.88975 | 0.68 |
| 18.8468 | 106.05 | 0.2204 | 4.70863 | 0.82 |
| 19.2595 | 42.02 | 0.1889 | 4.60865 | 0.32 |
| 19.7894 | 561.63 | 0.1102 | 4.48641 | 4.33 |
| 21.1599 | 360.00 | 0.1102 | 4.19883 | 2.77 |
| 22.0583 | 73.71 | 0.1260 | 4.02981 | 0.57 |
| 22.3675 | 28.24 | 0.1260 | 3.97481 | 0.22 |
| 22.9425 | 69.72 | 0.0945 | 3.87647 | 0.54 |
| 23.7792 | 20.26 | 0.2519 | 3.74193 | 0.16 |
| 23.9447 | 43.30 | 0.1260 | 3.71644 | 0.33 |
| 24.4307 | 43.22 | 0.1260 | 3.64360 | 0.33 |
| 25.1874 | 119.96 | 0.1260 | 3.53583 | 0.92 |
| 26.4531 | 344.38 | 0.1417 | 3.36945 | 2.65 |
| 27.2903 | 1413.24 | 0.1260 | 3.26796 | 10.89 |
| 27.8622 | 197.31 | 0.0787 | 3.20217 | 1.52 |
| 28.0898 | 399.40 | 0.1260 | 3.17673 | 3.08 |
| 28.5713 | 5339.80 | 0.0672 | 3.12170 | 41.13 |
| 28.6046 | 6103.08 | 0.0384 | 3.11814 | 47.01 |
| 28.6507 | 5013.09 | 0.0480 | 3.12097 | 38.62 |
| 29.7464 | 35.57 | 0.1152 | 3.00100 | 0.27 |

| | | | | |
|---------|---------|--------|---------|-------|
| 30.5002 | 444.09 | 0.0672 | 2.92853 | 3.42 |
| 31.8989 | 1682.17 | 0.0576 | 2.80323 | 12.96 |
| 32.0072 | 1552.69 | 0.0576 | 2.79400 | 11.96 |
| 32.6784 | 212.27 | 0.1344 | 2.73812 | 1.64 |
| 33.1726 | 607.50 | 0.0576 | 2.69846 | 4.68 |
| 33.2547 | 565.61 | 0.0576 | 2.69198 | 4.36 |
| 34.6652 | 292.27 | 0.1344 | 2.58561 | 2.25 |
| 35.2231 | 177.82 | 0.1152 | 2.54592 | 1.37 |
| 37.3182 | 44.45 | 0.1536 | 2.40766 | 0.34 |
| 37.7812 | 362.25 | 0.0672 | 2.37921 | 2.79 |
| 38.4415 | 318.59 | 0.1344 | 2.33985 | 2.45 |
| 38.6856 | 202.17 | 0.1920 | 2.32565 | 1.56 |
| 39.3466 | 119.97 | 0.3456 | 2.28808 | 0.92 |
| 40.0650 | 32.04 | 0.1536 | 2.24870 | 0.25 |
| 40.7337 | 23.48 | 0.2304 | 2.21331 | 0.18 |
| 41.8753 | 293.78 | 0.1728 | 2.15558 | 2.26 |
| 42.4027 | 19.37 | 0.2304 | 2.12998 | 0.15 |
| 43.0426 | 24.71 | 0.2304 | 2.09978 | 0.19 |
| 44.3356 | 79.36 | 0.1536 | 2.04150 | 0.61 |
| 44.7326 | 79.75 | 0.1536 | 2.02430 | 0.61 |
| 45.0271 | 255.69 | 0.0864 | 2.01174 | 1.97 |
| 45.3815 | 149.82 | 0.0960 | 1.99685 | 1.15 |

| Visible | Ref. Code | Score | Compound Name | Displacement [°2Th.] | Scale Factor | Chemical Formula |
|---------|-------------|-------|------------------|----------------------|--------------|---|
| * | 96-900-5074 | 53 | Pargasite | 0.000 | 0.108 | Na1.48 K0.04 Mg8.52 Fe0.42 Al3.36 Cr0.36 Ti0.14 Ca3.96 Si13.24 O48.00 H4.00 |
| * | 96-900-2230 | 22 | Clinochlore | 0.000 | 0.016 | Mg2.97 Al0.99 Si3.04 O12.00 I12.00 |
| * | 96-100-8758 | 19 | Anorhtite sodian | 0.000 | 0.021 | Na1.92 Ca2.08 Si10.00 Al6.00 O32.00 |

Granofels anfibolítico, muestra CS-MG-5774-1



| Pos. [°2Th.] | Height [cts] | FWHM Left [°2Th.] | d-spacing [Å] | Rel. Int. [%] |
|--------------|--------------|-------------------|---------------|---------------|
| 6.1708 | 10501.75 | 0.1496 | 14.32313 | 64.14 |
| 9.7797 | 3060.84 | 0.0768 | 9.03680 | 18.69 |
| 9.8240 | 2800.91 | 0.0384 | 9.01847 | 17.11 |
| 10.4603 | 1623.40 | 0.0480 | 8.45029 | 9.91 |
| 12.1863 | 16373.43 | 0.1248 | 7.25704 | 100.00 |
| 12.3990 | 13156.30 | 0.1440 | 7.13302 | 80.35 |
| 17.4109 | 155.82 | 0.0960 | 5.08936 | 0.95 |
| 18.5873 | 7820.23 | 0.0480 | 4.76983 | 47.76 |
| 18.6301 | 7776.97 | 0.0576 | 4.75896 | 47.50 |
| 19.6214 | 2535.88 | 0.0480 | 4.52070 | 15.49 |
| 19.6728 | 2884.01 | 0.0672 | 4.50901 | 17.61 |
| 21.0832 | 190.54 | 0.1344 | 4.21045 | 1.16 |
| 22.9011 | 33.63 | 0.2304 | 3.88017 | 0.21 |
| 24.5954 | 4373.93 | 0.2112 | 3.61658 | 26.71 |
| 24.9527 | 6756.21 | 0.0960 | 3.56560 | 41.26 |
| 27.1743 | 457.37 | 0.1536 | 3.27892 | 2.79 |
| 28.4853 | 1674.18 | 0.0672 | 3.13092 | 10.22 |
| 28.5574 | 1497.05 | 0.0768 | 3.12318 | 9.14 |
| 30.3878 | 194.60 | 0.1344 | 2.93910 | 1.19 |
| 31.2906 | 1581.26 | 0.1536 | 2.85634 | 9.66 |
| 31.3804 | 1083.69 | 0.0768 | 2.85544 | 6.62 |
| 31.8513 | 189.73 | 0.1920 | 2.80732 | 1.16 |
| 32.7170 | 60.62 | 0.1152 | 2.73499 | 0.37 |
| 33.0574 | 120.16 | 0.1536 | 2.70759 | 0.73 |
| 34.5743 | 120.49 | 0.2304 | 2.59220 | 0.74 |
| 35.1710 | 133.49 | 0.1920 | 2.54958 | 0.82 |
| 36.6704 | 140.52 | 0.2304 | 2.44869 | 0.86 |

| | | | | |
|---------|--------|--------|---------|------|
| 37.1495 | 324.74 | 0.1344 | 2.41821 | 1.98 |
| 37.7170 | 177.04 | 0.1536 | 2.38311 | 1.08 |
| 38.4261 | 66.30 | 0.1344 | 2.34075 | 0.40 |
| 39.1835 | 41.40 | 0.2304 | 2.29723 | 0.25 |
| 39.8895 | 63.91 | 0.4608 | 2.25819 | 0.39 |
| 41.7033 | 48.02 | 0.2304 | 2.16407 | 0.29 |
| 44.3687 | 305.28 | 0.3840 | 2.04005 | 1.86 |
| 44.9694 | 157.70 | 0.2304 | 2.01419 | 0.96 |
| 46.1702 | 109.87 | 0.0768 | 1.96456 | 0.67 |
| 47.9626 | 116.85 | 0.3072 | 1.89524 | 0.71 |
| 48.8099 | 25.76 | 0.3072 | 1.86430 | 0.16 |
| 49.7016 | 52.78 | 0.2304 | 1.83293 | 0.32 |
| 50.2500 | 229.14 | 0.1152 | 1.81420 | 1.40 |
| 50.4691 | 283.30 | 0.1152 | 1.80684 | 1.73 |
| 52.8988 | 19.97 | 0.9216 | 1.72943 | 0.12 |
| 54.8940 | 38.84 | 0.3072 | 1.67119 | 0.24 |
| 55.5472 | 51.54 | 0.1920 | 1.65308 | 0.31 |
| 56.0574 | 64.60 | 0.1152 | 1.63924 | 0.39 |
| 56.8228 | 937.22 | 0.0960 | 1.61896 | 5.72 |
| 56.9945 | 623.41 | 0.0480 | 1.61850 | 3.81 |
| 58.0598 | 100.37 | 0.2304 | 1.58737 | 0.61 |
| 58.6249 | 150.08 | 0.4224 | 1.57341 | 0.92 |
| 59.9847 | 106.74 | 0.1920 | 1.54095 | 0.65 |

| Visible | Ref. Code | Score | Compound Name | Displacement [°2Th.] | Scale Factor | Chemical Formula |
|---------|-------------|-------|---------------|----------------------|--------------|---|
| * | 96-900-0061 | 48 | Vermiculite | 0.000 | 0.644 | Mg5.35 Fe0.96 Al2.88 Si5.44 O36.00 |
| * | 96-900-3104 | 32 | Antigorite | 0.000 | 0.811 | Si34.00 Mg48.00 O147.00 H62.00 |
| * | 96-900-2277 | 38 | Pargasite | 0.000 | 0.064 | O47.92 F0.08 Si12.00 Al5.30 Fe4.16 Ti1.10 Mg4.88 Ca6.32 Na2.88 K0.42 Am0.28 H4.00 |