



Universidad Nacional Mayor de San Marcos

Universidad del Perú. Decana de América

Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica

Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

**Geología y petrogénesis de las rocas ultrabásicas de los
sectores de Huancapallac y Chinchao, Huánuco**

TESIS

Para optar el Título Profesional de Ingeniero Geólogo

AUTOR

Roi César DE LA CRUZ CASTILLO

ASESOR

Diana PAJUELO APARICIO

Lima, Perú

2026



Reconocimiento - No Comercial - Compartir Igual - Sin restricciones adicionales

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

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

Referencia bibliográfica

De la Cruz, R. (2026). *Geología y petrogénesis de las rocas ultrabásicas de los sectores de Huancapallac y Chinchao, Huánuco*. [Tesis de pregrado, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica, Escuela Profesional de Ingeniería Geológica]. Repositorio institucional Cybertesis UNMSM.

Metadatos complementarios

Datos de autor	
Nombres y apellidos	Roi César De La Cruz Castillo
Tipo de documento de identidad	DNI
Número de documento de identidad	73795680
URL de ORCID	https://orcid.org/0009-0001-9191-8532
Datos de asesor	
Nombres y apellidos	Diana Pajuelo Aparicio
Tipo de documento de identidad	DNI
Número de documento de identidad	43540870
URL de ORCID	https://orcid.org/0000-0001-9465-3835
Datos del jurado	
Presidente del jurado	
Nombres y apellidos	Miguel Agustin Rivera Feijoo
Tipo de documento	DNI
Número de documento de identidad	07592789
Miembro del jurado 1	
Nombres y apellidos	Pedro Miguel Gagliuffi Espinoza
Tipo de documento	DNI
Número de documento de identidad	07197393
Miembro del jurado 2	
Nombres y apellidos	Iván Mesias Santos Paredes
Tipo de documento	DNI
Número de documento de identidad	25627100

Datos de investigación	
Línea de investigación	C.0.1.7. Mineralogía y Petrología
Grupo de investigación	No aplica
Agencia de financiamiento	Sin financiamiento
Ubicación geográfica de la investigación	País: Perú Departamento: Huánuco Provincia: Huánuco Distrito: Yarumayo – Quisqui – Chinchao Latitud: -9.900174 Longitud: -76.456593
Año o rango de años en que se realizó la investigación	2023-2024
URL de disciplinas OCDE	Geología https://purl.org/pe-repo/ocde/ford#1.05.06 Geoquímica https://purl.org/pe-repo/ocde/ford#1.05.04 Geociencias https://purl.org/pe-repo/ocde/ford#1.05.01



Universidad Nacional Mayor de San Marcos
Universidad del Perú. Decana de América
FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA, MINERA, METALÚRGICA Y GEOGRÁFICA
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

**ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TESIS PARA OPTAR EL TÍTULO
PROFESIONAL DE INGENIERO GEÓLOGO**

En el salón de Grados y Títulos de la Escuela Profesional de Ingeniería Geológica de la Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica, el miércoles 18 de febrero del año de 2026 siendo las 12:00 pm, en presencia de los señores docentes designados como miembros de Jurado Calificador:

Msc. Miguel Agustin Rivera Feijoo
Ing. Pedro Miguel Gagliuffi Espinoza
Ing. Iván Mesías Santos Paredes

(Presidente de Jurado)
(Miembro de Jurado)
(Miembro de Jurado)

Reunidos para el acto académico público de colación de la Tesis del Bach. **ROI CÉSAR DE LA CRUZ CASTILLO**, quien sustentará la Tesis titulada: «**GEOLOGÍA Y PETROGÉNESIS DE LAS ROCAS ULTRABÁSICAS DE LOS SECTORES DE HUANCAPALLAC Y CHINCHAO, HUÁNUCO**»; su asesora la docente **DIANA PAJUELO APARICIO**, para la obtención del Título Profesional de Ingeniero Geólogo.

Los miembros del Jurado, escuchada la sustentación respectiva, plantearon al graduando las observaciones pertinentes, que fueron absueltas:

A Satisfacción del Jurado

El Jurado procedió a la calificación, cuyo resultado fue:

Diecisiete

Habiendo sido aprobada la sustentación de Tesis por el Jurado Calificador, el presidente recomienda que la Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica, proponga se le otorgue el **TÍTULO PROFESIONAL DE INGENIERO GEÓLOGO** al Bach. **ROI CÉSAR DE LA CRUZ CASTILLO**.

Siendo las 12:40 horas se dio por concluido el acto académico, expidiéndose cinco (05) actas originales de la Sustentación de la Tesis.

Lima, 18 de febrero del 2026

MSC. MIGUEL AGUSTIN RIVERA FEIJOO
PRESIDENTE DE JURADO

ING. PEDRO MIGUEL GAGLIUFFI ESPINOZA
MIEMBRO DE JURADO

ING. IVÁN MESÍAS SANTOS PAREDES
MIEMBRO DE JURADO

MSC. DIANA PAJUELO APARICIO
MIEMBRO ASESOR

Anexo 1

CERTIFICADO DE SIMILITUD

Yo, **Diana Pajuelo Aparicio** en mi condición de asesora acreditada con el Dictamen de la EP N.º **000003-2025-EPIGL-FIGMMG/UNMSM** de la tesis cuyo título es **“GEOLOGÍA Y PETROGÉNESIS DE LAS ROCAS ULTRABÁSICAS DE LOS SECTORES DE HUANCAPALLAC Y CHINCHAO, HUÁNUCO”**,

Presentado por el bachiller **ROI CÉSAR DE LA CRUZ CASTILLO** para optar el de título Profesional de **Ingeniero Geólogo**, CERTIFICO que se ha cumplido con lo establecido en la Directiva de Originalidad y de Similitud de Trabajos Académicos, de Investigación y Producción Intelectual. Según la revisión, análisis y evaluación mediante la plataforma PIDS, el documento evaluado cuenta con el **3 %** de similitud, nivel **PERMITIDO** para continuar con los trámites correspondientes y para su **publicación en el repositorio institucional**.

Se emite el presente certificado en cumplimiento de lo establecido en las normas vigentes, como uno de los requisitos para la obtención del título profesional de Ingeniero Geólogo.

Lima, 07 de enero de 2026

Firma del Asesor



Nombres y Apellidos del asesor: **Diana Pajuelo Aparicio**

DNI: 43540870

** Según corresponda: bachiller, magíster, doctor; título profesional o título de segunda especialidad
La vigencia del presente certificado corresponde a un período de noventa (90) días desde la fecha de su emisión; siempre que no haya observaciones en el texto durante el proceso de revisión por el jurado informante o surja alguna contingencia.*

*En memoria de Wilson Castillo Sotomayor (1944 – 2024) y
Javier “Kiko” De La Cruz Príncipe (1970 – 2021).*

*También dedico esta tesis con mucho cariño a mi pequeña hermanita,
quien, con su ternura y alegría, ha sido una inspiración constante.*

AGRADECIMIENTOS

Expreso mi más profundo agradecimiento a mi asesora de tesis, la Ing Diana Pajuelo Aparicio, por su guía constante, paciencia y valioso acompañamiento académico a lo largo del proceso. Su compromiso y experiencia fueron esenciales en cada etapa del trabajo.

Extiendo mi gratitud al Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico, donde tuve la oportunidad de desarrollar esta tesis en el marco de mis actividades profesionales. Agradezco al Ing. César Chacaltana, por las facilidades otorgadas, que hicieron posible el desarrollo de este estudio.

Del mismo modo, agradezco a la Universidad Nacional Mayor de San Marcos, por la formación académica sólida que me proporcionó y por ser el espacio donde inicié este camino profesional con vocación y compromiso.

A la Ing. Yuli Mamani, le expreso una gratitud muy especial por su respaldo incondicional, enseñanzas y orientación constante. Su calidad humana y profesional marcaron profundamente mi crecimiento académico y personal.

Mi reconocimiento también a los ingenieros Javier Jacay, John Cervantes y Claudia Fabian, por su apoyo en el trabajo de campo y gabinete, su continuo asesoramiento, así como por su amistad, que hizo más llevadero este proceso. Su apoyo fue clave para el avance de la investigación.

Al laboratorio FA Ingenieros, gracias por facilitarme la realización de los estudios petrográficos y de microscopía electrónica. En particular, agradezco a los ingenieros Joseph López, Raúl Alvarado y Manuel Huamán, por su asesoramiento técnico y buena voluntad durante esta etapa esencial del trabajo.

A mis amigos y colegas, Teresa Pedemonte, Yordi Gloria, Bravo Gutiérrez, Astrid Baños y a muchos otros compañeros cuyos nombres guardo con especial estima, les expreso mi gratitud por su apoyo permanente y su sincera compañía. Un agradecimiento muy especial a Elizabeth Cotera, por su cariño y respaldo incondicional.

Finalmente, a mis padres Milagros Castillo Pelayo, Iván De La Cruz Príncipe, Dexcy Castillo Pelayo y a toda mi familia, gracias por su amor, fe en mí y por ser siempre mi sostén; su apoyo ha sido el pilar más firme sobre el que se ha construido este logro.

A todos ustedes, mi más profundo agradecimiento.

RESUMEN

La presente investigación tuvo como objetivo determinar las características geológicas y petrogenéticas de las rocas ultrabásicas ubicadas en la Cordillera Oriental, específicamente en los sectores de Huancapallac y Chinchao, en la región Huánuco, centro del Perú. El análisis de este tipo de rocas se realizó mediante un enfoque cuantitativo y descriptivo, con un componente explicativo centrado en su génesis. Se emplearon métodos de recolección de datos en campo, análisis petrográfico, geoquímico y estructural, así como la integración de datos de proyectos previos del INGEMMET y estudios complementarios, con el fin de interpretar la naturaleza y el origen de estos cuerpos ultrabásicos.

Los trabajos de campo incluyeron cartografiado geológico a escala 1:50000, toma de datos estructurales, y muestreo de rocas con bajo grado de alteración. Las muestras recolectadas fueron analizadas en distintos laboratorios empleando técnicas como fusión de borato de litio, digestión ácida y espectrometría de masas (ICP-OES, ICP-MS), para determinar su composición mineralógica, elemental y de tierras raras. Complementariamente, se integraron dataciones radiométricas Sm-Nd reportadas en la literatura, así como una revisión comparativa de contextos geológicos análogos a nivel regional e internacional.

Los resultados muestran que las rocas ultrabásicas en estudio no corresponden a un sistema ofiolítico, sino que constituyen cuerpos intrusivos en forma de sills emplazados dentro de las rocas metamórficas del Complejo del Maraón. Estas intrusiones presentan una clara relación estructural con las rocas encajonantes, evidenciando deformación conjunta por eventos metamórficos. Petrográficamente, las serpentinitas muestran texturas como *mesh texture* y *hour-glass*, con remanentes de texturas adcumulatas dominadas por olivino. Los análisis mediante microscopía SEM-EDS evidencian la ausencia de zoneamiento en los cristales de olivino, lo cual, junto con otras observaciones petrográficas, refuerza la interpretación de texturas cumuláticas en estas rocas.

Desde el punto de vista geoquímico, las muestras analizadas presentan altos contenidos de cromo, níquel y cobalto, asociados a una cristalización temprana de minerales máficos. La distribución de elementos traza sugiere un origen a partir de un manto litosférico previamente enriquecido por procesos metasomáticos, y la presencia de una anomalía positiva de europio junto con el empobrecimiento en Nb indica que la cristalización se produjo en un ambiente de corteza adelgazada con posible interacción con la corteza continental. Asimismo, se observa una fuerte influencia de fluidos asociados a la serpentinitización en la alteración mineralógica, incluyendo la formación de venillas de feldespatos, crisotilo, talco y clorita, así como la redistribución de elementos metálicos en microfracturas.

Estos resultados permiten reinterpretar el origen de los cuerpos ultrabásicos como intrusiones aisladas emplazadas en profundidad, en un contexto tectónico extensional asociado a la evolución de la Cordillera Oriental, posiblemente vinculada a la orogenia Famatiniana. Posteriormente, estos cuerpos fueron afectados, junto con el basamento metamórfico, por al menos uno de los eventos tectono-metamórficos regionales que deformaron el Complejo del Maraón.

ABSTRACT

This research aimed to determine the geological and petrogenetic characteristics of ultrabasic rocks located in the Eastern Cordillera of Peru, specifically in the Huancapallac and Chinchao sectors, Huánuco region (central Peru). The study was conducted using a quantitative and descriptive approach with an explanatory component focused on their genesis. Field data collection, petrographic, geochemical, and structural analyses were carried out, together with the integration of data from previous INGEMMET projects and complementary studies, in order to interpret the nature and origin of these ultrabasic bodies.

Fieldwork included geological mapping at a 1:50,000 scale, structural measurements, and sampling of low-altered rocks. The collected samples were analyzed in different laboratories using lithium borate fusion, acid digestion, and mass spectrometry techniques (ICP-OES and ICP-MS) to determine their mineralogical, elemental, and rare earth element (REE) composition. Previously reported Sm–Nd radiometric ages were also compiled from the literature, along with a comparative review of analogous geological contexts at both regional and international scales.

The results indicate that the studied ultrabasic rocks do not correspond to a classical ophiolitic system but rather to intrusive bodies emplaced as concordant sills within the metamorphic rocks of the Marañón Complex. These intrusions display a clear structural relationship with their host rocks, showing synchronous deformation during subsequent metamorphic events. Petrographically, the serpentinites exhibit characteristic mesh and hourglass textures, with relic adcumulate textures dominated by olivine. SEM–EDS analyses reveal the absence of zoning in olivine crystals, which, together with petrographic evidence, supports a cumulate origin.

Geochemically, the samples show high Cr, Ni, and Co contents associated with early crystallization of mafic minerals. Trace element patterns suggest derivation from a lithospheric mantle source previously enriched by metasomatic processes. The presence of a positive Eu anomaly and Nb depletion indicates crystallization under crustal thinning conditions, with possible interaction with continental crust. Fluid circulation during serpentinization strongly influenced mineralogical alteration, leading to the formation of chrysotile, talc, chlorite, and feldspathic veinlets, as well as partial redistribution of metallic elements along microfractures.

Overall, the evidence supports the interpretation that these ultrabasic bodies represent isolated deep-seated intrusions emplaced in an extensional tectonic setting related to the evolution of the Eastern Cordillera, possibly linked to the Famatinian orogeny. Subsequently, they were affected, together with the metamorphic basement, by at least one regional tectono-metamorphic event that deformed the Marañón Complex.

ÍNDICE

LISTADO DE FIGURAS	vii
LISTADO DE TABLAS	ix
LISTADO DE ABREVIATURAS	x
Capítulo 1	1
1.1. Situación problemática	1
1.2. Formulación del problema	1
1.3. Justificación	2
1.4. Objetivos de la investigación	2
Capítulo 2	3
2.1. Antecedentes de la investigación	3
2.2. Bases teóricas	7
2.3. Glosario de términos	22
Capítulo 3	25
3.1. Enfoque metodológico	25
3.2. Procedencia y análisis de muestras	25
3.3. Técnicas de recolección de datos	26
3.5. Hipótesis	26
3.6. Variables	27
3.7. Matriz de consistencia	27
Capítulo 4	28
4.1. Ubicación y accesibilidad	28
4.2. Contexto morfoestructural	29
4.3. Geología regional	30
4.3.1. Complejo del Marañón	30
4.3.2. Unidades sedimentarias del Paleozoico	41
4.3.3. Unidades sedimentarias del Mesozoico y Cenozoico	41
4.3.4. Magmatismo	41
4.3.5. Geología estructural	42
4.4. Geología local	44
4.4.1. Sector de Huancapallac	44
4.4.2. Sector de Chinchao	48
Capítulo 5	54
5.1 Análisis petrográfico	54

5.1.1 Rocas ultramáficas	56
5.1.2 Serpentinitas.....	61
5.1.3 Rocas asociadas espacialmente.....	63
5.1.4 Minerales opacos	65
5.2 Microscopía SEM-EDS	67
5.3 Análisis geoquímico	83
5.3.1 Óxidos mayores	83
5.3.2 Diagramas Harker	87
5.3.3 Diagramas discriminantes.....	90
5.3.4 Diagramas Spider.....	97
5.4 Dataciones radiométricas	99
Capítulo 6	100
6.1. Petrogénesis de las rocas ultrabásicas	100
6.2. Implicaciones en el marco tectónico	104
CONCLUSIONES.....	108
RECOMENDACIONES	109
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	110
Anexo 1	121
Anexo 2	147
Anexo 3	151

LISTADO DE FIGURAS

- Figura 2.1. Mapa de afloramientos de rocas ultrabásicas en el Perú.*
- Figura 2.2. Clasificación de rocas ultramáficas propuesto por Streckeisen (1974).*
- Figura 2.3. Texturas de cumulos. A. Textura ortocumulata. B. Textura mesocumulata. C. Textura adcumulata. D. Textura heteradcumulata.*
- Figura 2.4. Zona de estabilidad de la antigorita en zona de subducción activa.*
- Figura 2.5. Sistema CMS-H mostrando las composiciones de las rocas y minerales ultramáficos.*
- Figura 2.6. Diagrama ternario mostrando las especies minerales resultantes del metamorfismo de rocas ultrabásicas.*
- Figura 2.7. Textura en malla y “reloj de arena”.*
- Figura 2.8. a) Sucesión generalizada de una ofiolita. b) Diagrama esquemático de la corteza y el manto superior.*
- Figura 2.9. Distribución de facies mineralógicas del manto superior según la presión, profundidad y temperatura.*
- Figura 2.10. Diagrama ternario de Li et al. (2004) que relaciona las serpentinitas y su probable protolito.*
- Figura 2.11. Diagrama binario Cr₂O₃ vs NiO (wt%) utilizado para determinar la naturaleza de las serpentinitas.*
- Figura 2.12. Características geoquímicas principales de serpentinitas en un contexto de subducción.*
- Figura 2.13. Mayores depósitos de Ni-Cu-PGE, Cr y óxidos de Fe-Ti.*
- Figura 2.14. Modelo de la génesis de cromita podiforme.*
- Figura 4.1. Mapa del área de estudio.*
- Figura 4.2. Mapa de unidades morfoestructurales del centro del Perú.*
- Figura 4.3. Cuadro estratigráfico del área de estudio.*
- Figura 4.4. Migmatitas de tipo metatexitas en gneis.*
- Figura 4.5. A. Anfibolita de Chullay. DSCN 2891. B. Microfotografía del afloramiento anterior.*
- Figura 4.6. Gneises en el área de estudio.*
- Figura 4.7. A. Ortogneis intruido por sills metamorfizados en Manzano. B. Microfotografía de la figura A.*
- Figura 4.8. Esquistos verdes.*
- Figura 4.9. Esquistos grises.*
- Figura 4.10. Tendencia mineralógica en rocas metamórficas del Complejo del Marañón.*
- Figura 4.11. Proyección estereográfica equi-areal de la esquistosidad S1 del Complejo del Marañón.*
- Figura 4.12. Mapa simplificado y sección geológica del cuadrángulo de Huánuco y parte de La Unión.*
- Figura 4.13. Fallas normales rellenadas por venillas de cuarzo.*
- Figura 4.14. Intrusión a manera de sill de leucogranito con textura pegmatítica en esquistos grises.*
- Figura 4.15. Mapa de fallas regionales y lineamientos.*
- Figura 4.16. A. Mapa geológico del sector de Huancapallac. B. Lentes de serpentinita en el sector de Chullay.*
- Figura 4.17. Sill ultrabásico serpentinizado (UB) encajonado por esquistos en Chinchán, suroeste de Andas.*
- Figura 4.18. Sills ultrabásicos serpentinizados encajonados por esquistos.*
- Figura 4.19. Serpentinita, en Potaga, muestra 20k-GR35-003.*
- Figura 4.20. Serpentinitas de Limapampa. A, B. Gneis encajonante.*
- Figura 4.21. Contacto entre el Batolito de Higueras y las rocas metamórficas.*
- Figura 4.22. Corte geológico de la Figura 4.20.*
- Figura 4.23. A. Mapa geológico del sector de Chinchao. B. Sector de Macora. C. Sector de Acomayo.*
- Figura 4.24. A. Sill ultrabásico de más de 30 m de potencia.*
- Figura 4.25. Sill ultrabásico serpentinizado afectado por falla inversa local, e intruido por granito alterado.*
- Figura 4.26. Leucogranito intruyendo rocas serpentinizada en Macora.*
- Figura 4.27. Sill microdiorítico intruyendo esquistos en Acomayo.*
- Figura 5.1. Mapa con ubicación de muestras petrográficas. A. Sector de Huancapallac. B. Sector de Chinchao.*
- Figura 5.2. Clasificación de rocas ultramáficas utilizando el diagrama de Streckeisen (1974).*
- Figura 5.3. Piroxenita olivínica presentando textura adcumulata (muestra 20k-RMT-003).*
- Figura 5.4. A. Muestra de mano de metadunita. B. Textura adcumulata conformada por cristales de olivinos.*

Figura 5.5. Difractograma de la metadunita (Muestra JC179).

Figura 5.6. Afloramiento de serpentinitas en Huancapallac.

Figura 5.7. Serpentinita exhibiendo textura en malla (Muestra 20k-RMT-009).

Figura 5.8. Gráfico con la distribución mineralógica porcentual de las rocas ultrabásicas.

Figura 5.9. A. Muestra de mano de metagabronorita. B. Textura granoblástica.

Figura 5.10. Anfibolita compuesta por cristales de plagioclasas, anfíboles y minerales opacos.

Figura 5.11. Intercrecimientos de cromita, magnetita, millerita, bravoita, heazlewoodita, niquelita y magnetita.

Figura 5.12. Ploteo de olivinos de Huancapallac en el diagrama de clasificación de olivinos (Deer, 1979).

Figura 5.13. A. Cristal de olivino (fo) asociado con cristales de tremolita.

Figura 5.14. Cristal de olivino (crisolita) alterado por agregados de bowlingita.

Figura 5.15. Mapeo mineral mediante EDS, de cristal de olivino (olv).

Figura 5.16. Mapeo mineral mediante EDS, de cristal de olivino (olv).

Figura 5.17. Mapeo lineal en cristal de olivino (olv) que mantiene una composición uniforme.

Figura 5.18. Cristales de tremolita (tmr) y cloritas (CLOs) alterando a enstatita (ens). Imagen de electrones BSE.

Figura 5.19. Cristales de olivino (olv) intercrecidos con cristales aciculares de tremolita (trm).

Figura 5.20. Agregados de oligoclasas intercrecidos con actinolita y apatito.

Figura 5.21. Cristales de andradita (and) con intersticios alterados por clinocloro (cln).

Figura 5.22. Cristales de cromita alineados con agregados de talco (60) y tremolita (58).

Figura 5.23. Diagrama ternario Cr+3, Fe+3, Al+3 (Sahu et al. 2020) para espinelas.

Figura 5.24. Cristales de magnetita con 15% de níquel (Ni-mt) en su estructura.

Figura 5.25. A. Cristal de Heazlewoodita entre los intersticios de olivino. B. Maucherita y cromita.

Figura 5.26. Mapa mineral de ferrotromita y violarita con intersticios de godlevskita.

Figura 5.27. Mapeo lineal de cristal de violarita (vio) con intersticios rellenados por godlevskita (gdk).

Figura 5.28. Mapa con ubicación de muestras con estudio geoquímico.

Figura 5.29. A. Diagrama ternario ACM y B. AFM (después de Irvine & Baragar, 1971).

Figura 5.30. Diagramas tipo Harker mostrando variación química de elementos mayores vs. MgO y Al₂O₃.

Figura 5.31. Diagramas tipo Harker mostrando variación química de elementos traza.

Figura 5.32. Diagrama MgO vs Ni, con campos de protolito de serpentinitas (Brand, 2004).

Figura 5.33. Diagrama Cr vs Ni (Brand, 1999).

Figura 5.34. Diagrama Cr vs. Y de Pearce et al. (1984), con trayectorias petrogenéticas para ofiolitas.

Figura 5.35. Diagrama Th/Yb vs Nb/Yb (Pearce, 2008).

Figura 5.36. Diagrama Th/Nb vs TiO₂/Yb (Pearce et al., 2021).

Figura 5.37. Diagramas discriminantes Al₂O₃ y Zr vs Mg# entre rocas cumulas y no cumulas.

Figura 5.38. Diagrama ternario Ni, Cr, Ti/10.

Figura 5.39. Diagrama ternario de relación molar de Mg+Fe, Si y Al.

Figura 5.40. Diagrama spider de serpentinitas y rocas relacionadas normalizadas al condrito.

Figura 5.41. Diagrama spider de serpentinitas y rocas relacionadas normalizadas al manto primitivo.

Figura 6.1. Esquema del proceso de formación de las serpentinitas de Huancapallac y Chinchao.

Figura 6.2. Mapa que ilustra los terrenos postulados de Paracas y Arequipa, y la presencia de ofiolitas.

Figura 6.3. Modelo de la colisión entre el terreno de Paracas y el margen oeste de Gondwana.

Figura 6.4. Modelo del emplazamiento y evolución de las serpentinitas de Huancapallac y Chinchao.

LISTADO DE TABLAS

- Tabla 2.1. Recopilación bibliográfica de reportes y estudios de las rocas ultrabásicas del Perú.*
- Tabla 2.2. Mineralogía principal presente en rocas ultramáficas (Tomado de Gill, 2010).*
- Tabla 2.3. Composición y reacciones de los principales minerales en rocas ultramáficas.*
- Tabla 2.4. Contenido de tierras raras en rocas ultramáficas, basado en Lesnov (2010).*
- Tabla 2.5. Minerales y paragénesis comunes en rocas metamórficas de protolito máfica y ultramáfica.*
- Tabla 2.6. Características estructurales, texturales y mineralógicas de peridotitas de tres asociaciones distintas.*
- Tabla 2.7. Clasificación de ofiolitas de Dilek & Furnes (2014).*
- Tabla 3.1. Matriz de consistencia de la presente investigación*
- Tabla 4.1. Edad del protolito y metamorfismo para las unidades determinadas por Cardona (2006).*
- Tabla 5.1. Contenido mineral de las rocas ultramáficas y serpentinitas del área de estudio.*
- Tabla 5.2. Minerales opacos en las rocas ultramáficas del sector de Chinchao y Huancapallac, Huánuco.*
- Tabla 5.3. Composición de olivinos determinado mediante microscopía electrónica.*
- Tabla 5.4. Composición de piroxenos determinado mediante microscopía electrónica*
- Tabla 5.5. Composición de granates determinados mediante microscopía electrónica.*
- Tabla 5.6. Composición química de cristales de magnetita-cromita.*
- Tabla 5.7. Composición química de minerales de níquel, cobalto y hierro.*
- Tabla 5.8. Concentraciones de óxidos mayores (wt%) de análisis químico de roca total.*
- Tabla 5.9. Concentraciones de elementos traza y REE de muestras de serpentinitas y rocas asociadas.*
- Tabla 5.10. Cálculo para los componentes molares (Barnes, 2023).*
- Tabla 5.11. Datos geocronológicos Ep-Nd de las serpentinitas (Quispe et al., 2022).*
- Tabla 5.12. Datos geocronológicos de las rocas metamórficas.*

LISTADO DE ABREVIATURAS

ab: Albita
act: Actinolita
and: Andradita
anf: Anfíbol
Ant: Antigorita
bv: Bravoita
Bru: Brucita
bwg: Bowlingita
CBs: Carbonatos
cln: Clinocloro
CLOs: Cloritas
CPx: Clinopiroxeno
crm: Cromita
crs: Crisotilo
Cz: Cuarzo
czi: Clinozoisita
ens: Ensatita
esp: Espinela
Fo: Foyalita
gdk: Godlevskita
hz: Heazlewoodita
il: Ilmenita
lz: Lizardita
mill: Millerita
mt: Magnetita
nq: Niquelita
olv: Olivino
OPx: Ortopiroxeno
PLGs: Plagioclasas
PXs: Piroxenos
SPTs: Serpentinita
tal: Talco
trm: Tremolita
UB: Ultrabásico
vio: Violarita

Capítulo 1

INTRODUCCIÓN

1.1. Situación problemática

Las rocas ultrabásicas son aquellas con un contenido de SiO₂ menor al 45% (Gill, 2010). La relevancia de este tipo de rocas radica en que son resultado de procesos tectónicos y magmáticos particulares, tales como la obducción de la corteza oceánica, intrusiones continentales en una corteza delgada, y resultados de particulares procesos magmáticos como la fusión parcial del manto en zonas de subducción (Bucher & Grapes, 2011; Gill, 2010; Zhang & Szilas, 2024; Lesnov, 2010). Además, los depósitos asociados a este tipo de rocas incluyen níquel, cobalto, cobre, elementos del grupo del platino (EGP), cromo, vanadio y titanio (Peck & Huminicki, 2016), algunos de los cuales son considerados minerales estratégicos.

En el Perú, las rocas ultrabásicas están escasamente estudiadas, y los afloramientos de estas rocas son de dimensiones reducidas predominantemente ubicados en la Cordillera Oriental y Zona Costera. Aunque el Macizo de Tapo, ubicado en la Cordillera Oriental, ha sido objeto de una mayor investigación debido al contenido de cromita en lentes y diseminado (Tassinari et al., 2011; Uribe, 2012; Willner et al., 2010). Las zonas de Huancapallac y Chinchao presentan concentraciones significativas de cromo, níquel y cobalto (Guillon & Zegarra, 1977), sin embargo, hace falta actualizar las investigaciones con nuevos datos de campo.

1.2. Formulación del problema

Problema general

¿Cuáles son las características geológicas y petrogenéticas de las rocas ultrabásicas en los sectores de Huancapallac y Chinchao, Huánuco?

Problemas específicos

¿Cuáles son las características geológicas de las rocas ultrabásicas presentes en Huancapallac y Chinchao?

¿En qué aspectos se distinguen las rocas ultrabásicas de Huancapallac y Chinchao en términos de su composición petrográfica y geoquímica?

¿Cómo es la relación de las rocas ultrabásicas de Huancapallac y Chinchao con la roca encajonante?

¿Cuáles son los factores geológicos y geoquímicos que justifican la alta concentración de cromo, níquel y cobalto en las rocas ultrabásicas de Huancapallac y Chinchao?

1.3. Justificación

Justificación teórica

La presente investigación tiene como propósito mejorar la comprensión de las características petrogenéticas de las rocas ultrabásicas en el área de estudio. Se pretende ampliar el conocimiento sobre este tipo específico de rocas y su relevancia en relación con diversas hipótesis sobre su origen y evolución tectónica durante el periodo que abarca desde el Precámbrico hasta el Paleozoico en la Cordillera Oriental.

Justificación práctica

Los resultados de la investigación facilitarán la comprensión de los aspectos geológicos y geoquímicos asociados a los altos contenidos de cromo, níquel y cobalto, mayores a 1000 ppm (Fuente: Geocatmin), presentes en las rocas ultrabásicas de Huancapallac y Chinchao. Este aporte contribuirá a la identificación de guías para la prospección de minerales estratégicos en la Cordillera Oriental.

1.4. Objetivos de la investigación

Objetivo general

Determinar las características geológicas y petrogenéticas de las rocas ultrabásicas de los sectores de Huancapallac y Chinchao, Huánuco.

Objetivos específicos

Determinar las relaciones de contacto y texturas petrográficas de las rocas ultrabásicas de los sectores de Huancapallac y Chinchao, Huánuco.

Determinar la relación de las rocas ultrabásicas de Huancapallac y Chinchao con la roca encajonante.

Comparar la composición petrográfica y geoquímica de las rocas ultrabásicas de Huancapallac con las de Chinchao.

Determinar los factores geológicos y geoquímicos que justifican la alta concentración de cromo, níquel y cobalto en las rocas ultrabásicas de Huancapallac y Chinchao.

Capítulo 2

MARCO TEÓRICO

Antecedentes de la investigación

En el Perú, las primeras descripciones de rocas ultrabásicas se remontan a fines del siglo XIX, cuando Antonio Raimondi las identificó en la Cordillera Oriental. Posteriormente, a inicios del siglo XX, en el marco del estudio geológico del Perú, Steinman (1930) reporta rocas ultrabásicas y básicas en Huánuco y el sector este de Áncash, describiéndolas como intrusivos que han sido plegados junto a las filitas que constituyen la roca encajonante. En 1904, Habich documentó el yacimiento de níquel de Rapi, Ayacucho. Más adelante, hacia fines de la década de 1930, la Cerro de Pasco Copper Corporation emprendió estudios prospectivos de níquel, encontrando asociación con serpentinitas (Walker, 1939; Lapoint, s.f.).

No obstante, no fue sino hasta la década de 1950 que se iniciaron estudios más detallados sobre estas rocas, particularmente en la localidad de Tapo, en Tarma. Estos estudios, también desarrollados por la Cerro de Pasco Copper Corporation, destacaron el alto contenido de cromo (>5000 ppm), níquel (>3000 ppm) y cobalto (<150 ppm) (Ibérico, 1958). En estas campañas se identificaron litologías como piroxenitas y dunitas, alteradas a serpentinitas, y se detectaron anomalías geoquímicas, especialmente en cromo (Ballón, 1958; Ibérico, 1958; Kobe, 1958). Posteriormente se reportaron afloramientos de rocas ultrabásicas en la Cordillera Oriental, como en Lares, asociados a mineralización de platino (Fernández, 1958), y la localidad de Durazno (Wilson et al., 1967). Asimismo, en la zona costera sur se reportaron cuerpos ultramáficos en Acarí (Dunin, 1970) Jaqui (Caldas, 1978) (Figura 2.1), aunque estos estudios carecieron de análisis detallados.

A finales de la década de 1980, el *Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-mer* (ORSTOM, actualmente conocido como IRD), llevó a cabo investigaciones detalladas en la región de Huánuco, basándose en reportes previos y en los trabajos de Dalmayrac (1970), quien había identificado la presencia de rocas ultrabásicas en dicha zona. Estas investigaciones se orientaron a la prospección de minerales no tradicionales, principalmente cobalto, cromo y níquel, mediante el uso de cartografía geológica, análisis petrográficos y estudios geoquímicos (Aumaitre et al., 1977; Guillon & Zegarra, 1977; Grandin et al., 1980; Grandin & Zegarra, 1979).

Además de Huánuco, se desarrollaron otros estudios prospectivos en la localidad de Tapo, la cual cuenta con investigaciones más detalladas y actualizadas (Tassinari et al., 2011; Uribe, 2012; Willner et al., 2010). Asimismo, se han reportado diversos afloramientos de rocas ultrabásicas o serpentinitas en el territorio peruano (Jacay, 1996; Marocco, 1978; Quispe et al., 2022; Reyes & Caldas, 1987; Valencia et al., 2021; Vidal et al., 1995). Entre estos, destaca un cuerpo ultramáfico de aproximadamente 2 m² en el yacimiento La Arena, ubicado en el departamento de La Libertad, el cual fue objeto de análisis geoquímico y fechado mediante el método ⁴⁰Ar/³⁹Ar en flogopita, obteniéndose una edad de 105.15 ± 1.39 Ma, correspondiente al Albiano (Montgomery, 2012).

De igual forma, Choquehuanca et al. (2014) reportaron la presencia de diques máficos enriquecidos en elementos de tierras raras (REE) en los batolitos de Coasa, Limbani y Aricoma, localizados en el sur del país. Más recientemente, Quispe et al. (2022) llevaron a cabo una prospección enfocada en elementos estratégicos en la Cordillera Oriental, mediante estudios petrográficos y geoquímicos en áreas asociadas a rocas ultrabásicas y básicas.

Los afloramientos y estudios realizados sobre rocas ultrabásicas, ultramáficas y serpentinitas en el Perú se resumen en la Figura 2.1 y en la Tabla 2.1.

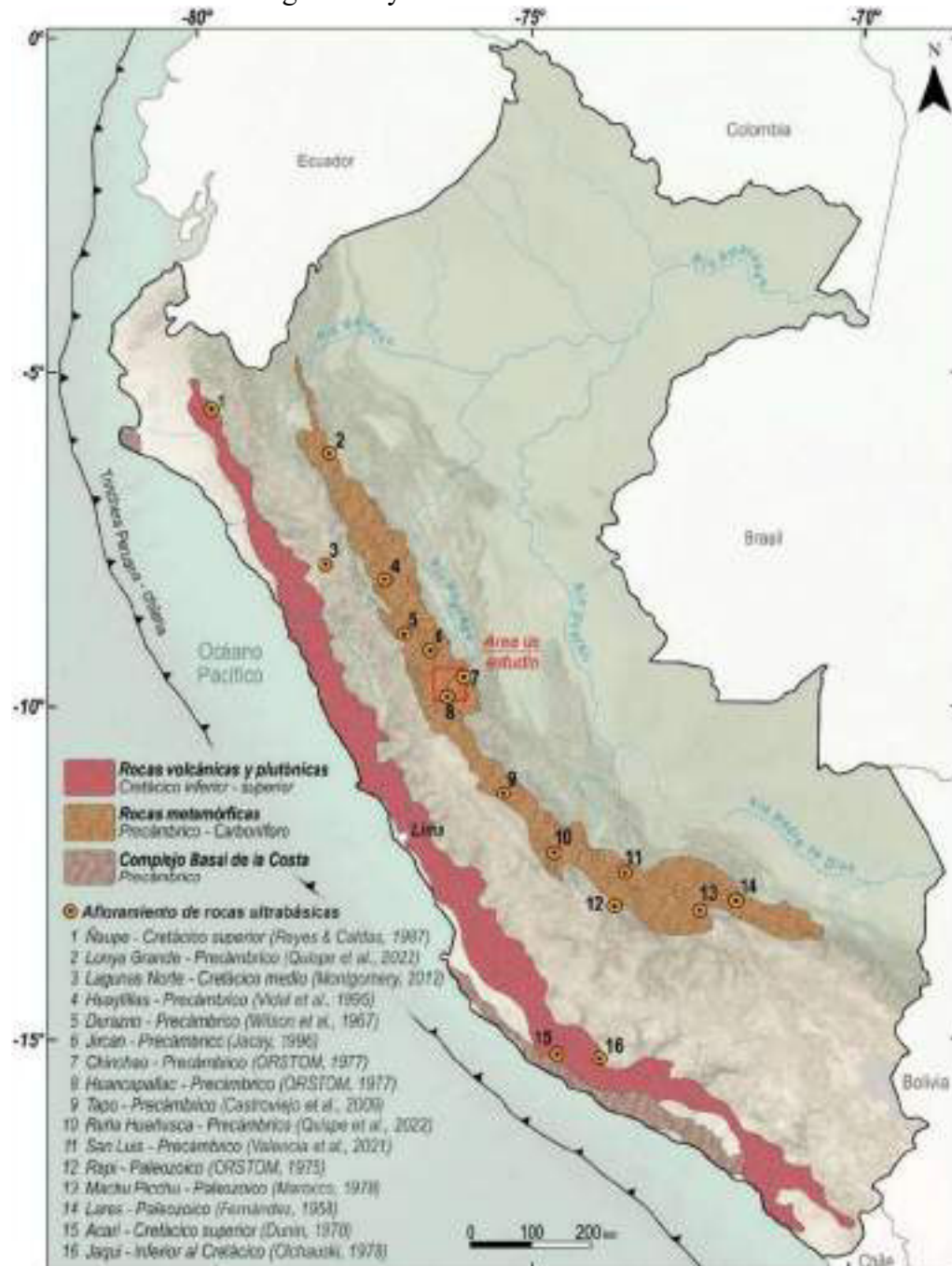


Figura 2.1. Mapa de afloramientos de rocas ultrabásicas en el Perú. Modificado de Grandin & Zegarra (1979).

Sector	Roca huésped	Relación	Edad	Autores	Norte	Este	Zona	Litología/ Mineralogía
Ñaupe**	Grupo Goyllarisquizga	Intrusivo	Cretácico superior*	Reyes & Caldas, 1987	9382123*	615752*	17S	metapiroxenita
Lonya Grande	Complejo del Maraón	No menciona	Precambriano*	Quispe et al., 2022	9305796	812850	17S	serpentinita
Lagunas Norte	Formación Chimú	Intrusivo	106.03 (Cretácico medio)	Montgomery, 2012	9122202	802970	17S	Peridotita con anfíbol y flogopita
Huaylillas**	Complejo del Maraón	Sill	Precambriano*	Vidal et al., 1995	9096216*	240383*	18S	peridotitas
Durazno**	Complejo del Maraón	Intrusivo pre-metamorfismo*	Precambriano*	Wilson et al., 1967	9006597*	271084*	18S	serpentinita
Jircan	Complejo del Maraón	No menciona	1 597 (MP)	Jacay, 1996 Quispe et al., 2022	8977142	315031	18S	serpentinita
Chinchao	Complejo del Maraón	Intrusivo pre-metamorfismo*	1168 (MP)	Acosta & Santisteban, 2008 Aumaitre et al., 1977; Cabanillas, 2025; Guillon & Zegarra, 1977 Grandin et al., 1980; Grandin & Zegarra, 1979 Quispe et al., 2022; Rodríguez et al., 2010	8940592	385878	18S	serpentinita, rocas ultramáficas
Huancapallac	Complejo del Maraón	Intrusivo pre-metamorfismo*	657-1327 (MP-NP)		8902809	342914	18S	serpentinita, rocas ultramáficas
Tapo	Grupo Ambo	Falla inversa	NP	Castroviejo et al., 2009; Kobe, 1958 Quispe et al., 2022; Tassinari et al., 2011 Uribe et al., 2012; Willner et al., 2010	8742090	435571	18S	serpentina con lentes de cromita
Ruña Huañusca	Complejo del Maraón	Falla inversa	NP*	Quispe et al., 2022	8641164	523001	18S	serpentinita
Rapi**	Intrusivo monzonítico	Asociado a vetas	Paleozoico*	Abele & Valdes, 1961; Habich, 1904 Lapoint, s.f.; Orbegoza, 1997; Walker, 1939	8551499	631901	18S	serpentinita
San Luis**	Complejo Pichari-Cielo Punko	Dique	NP*	Valencia et al., 2021	8608257	640142	18S	piroxenita
Machu Picchu**	Batolito de Machu Picchu	Dique	No menciona	Marocco, 1978	8544502	765857	18S	serpentinita
Lares**	Formación Sandia	Intrusivo	No menciona	Fernández, 1958 Petersen, 1959	8575218	822750	18S	peridotita
Acari	Batolito de la Costa	Dique	Cretácico inferior	Caldas, 1978; Dunin, 1970; GECO-OTE, 1975	8313864	538983	18S	piroxenita, asociado con vetas de magnetita
Jaqui**	Batolito de la Costa	No menciona	No menciona	Olchanski, 1980	8297353*	598796*	18S	piroxenita, como techos colgantes remanentes

Tabla 2.1. Recopilación bibliográfica de reportes y estudios de las rocas ultrabásicas del Perú.

MP: Mesoproterozoico, Np: Neoproterozoico. * Data referencial o inferida. ** Áreas donde las rocas ultrabásicas solo han sido mencionadas en informes, pero no han sido objeto de investigación alguna.

En el área de estudio, las primeras observaciones geológicas fueron realizadas por A. Raimondi y Steinman, seguidas por las descripciones de Broggi (1921) y Boit (1955). A partir de la década de 1970, se llevaron a cabo estudios con fines de prospección de oro, cobre, níquel y cromo, impulsados principalmente por INGEMMET, en colaboración con el ORSTOM. En este contexto, el ORSTOM llevó a cabo estudios en Huancapallac y Chinchao orientados a la exploración de “minerales no tradicionales”, como cobalto, níquel y cromo. En sus investigaciones, se identificaron cuerpos ultrabásicos compuestos por dunitas, harzburgitas y piroxenitas serpentinizadas, con contenido variable de sulfuros, magnetita y minerales como pirita, pirrotita, calcopirita, millerita, polcimita, arseniuros y sulfoarseniuros de níquel y cobalto. Estas rocas se presentan como sills concordantes con la foliación del Complejo del Maraón e intruidos antes del evento metamórfico regional, siendo clasificadas como pobres en cromita y ricas en magnetita. Complementariamente, se realizaron estudios geoquímicos de suelos, magnetometría, y se reportó la presencia de gabros y dioritas de textura microgranular y subofítica. Sin embargo, debido a la baja concentración y débil mineralización, se concluyó que no existía potencial económico significativo en los sectores evaluados (Aumaitre et al., 1977; Guillon & Zegarra, 1977; Grandin et al., 1980; Grandin & Zegarra, 1979). Una evaluación similar fue realizada por la Misión Española de Cooperación Minera (1983) en el área de Chinchao.

En 1996, Quispesivana elaboró la cartografía geológica a escala 1:100 000 del cuadrángulo de Huánuco, así como de cuadrángulos adyacentes. Investigaciones sobre las rocas metamórficas y paleozoicas, sustentadas en dataciones radiométricas, fueron desarrolladas por Cardona (2006). Más recientemente, estudios regionales centrados en el potencial económico de la Cordillera Oriental han sido realizados por INGEMMET (Acosta & Santisteban, 2008; Quispe et al., 2022).

En el 2008, Acosta & Santisteban llevaron a cabo la cartografía geológica detallada en Huancapallac y analizaron muestras para estudios petrográficos y geoquímicos. A partir de sus resultados, concluyeron que las rocas ultrabásicas del sector son autóctonas y corresponden a sills. Además, delimitaron franjas metalogenéticas, incorporando estos cuerpos dentro de la franja de depósitos de Fe-Ni-Cu del Precámbrico.

En contraste, Rodríguez et al. (2010) propusieron un origen alóctono para las rocas ultrabásicas de Huánuco, similar al sugerido para el macizo ultramáfico de Tapo. Esta interpretación se basa en evidencias estructurales como intensa deformación por cizalla, presencia de filonitas y milonitas en los contactos, así como la ausencia de metamorfismo de contacto en las rocas encajonantes.

Más recientemente, Quispe et al. (2022) llevaron a cabo una prospección enfocada en elementos estratégicos (Cr, Co, Ni) en la Cordillera Oriental, incluyendo Huancapallac y Chinchao. Sus estudios incorporaron análisis petrográficos, geoquímicos y dataciones isotópicas Sm-Nd, determinando edades de 1168 Ma para las rocas ultrabásicas de Chinchao y entre 657 y 1327 Ma para Huancapallac, lo que las sitúa en el Meso-Neoproterozoico. Sus conclusiones resaltan el potencial económico del cromo y níquel, y proponen que estos cuerpos ultrabásicos corresponden a ofiolitas desmembradas desarrolladas en un ambiente tectónico de

adelgazamiento cortical tipo MORB vinculado a la fragmentación del supercontinente Rodinia durante el Neoproterozoico (hace aproximadamente 600 a 800 Ma).

Las investigaciones más actuales en el área de estudio y sus alrededores incluyen el trabajo de Cabanillas (2025), quien realizó un estudio petrográfico y estructural del macizo ultramáfico de San Luis, ubicado en el sector de Chinchao, así como la actualización de la Carta Geológica Nacional a escala 1:50 000.

2.2. Bases teóricas

Petrología de rocas ultrabásicas

Las rocas ultrabásicas son aquellas con un contenido de SiO_2 menor al 45%, mientras que las rocas ultramáficas se caracterizan por contener más del 90% de minerales máficos, presentando una mayor concentración de Mg, Fe y Ca (Gill, 2010). De acuerdo con este esquema (Tabla 2.2), los minerales esenciales de estas rocas comprenden olivino y piroxenos (ortopiroxeno y/o clinopiroxeno), que representan las fases primarias más abundantes y estables en magmas de muy bajo contenido de sílice, constituyendo además los componentes principales del manto superior. Entre los minerales principales se incluyen plagioclasa, espinela, granate y anfíboles; mientras que los minerales accesorios típicos corresponden a cromita, ilmenita y magnetita.

Cabe precisar que las fases producto de alteración o metamorfismo, como serpentina, clorita o talco, no forman parte del ensamblaje ígneo primario (Tabla 2.2). Es importante señalar que algunas rocas que muestran una predominancia de minerales máficos específicos, poseen una nomenclatura especial y no se clasifican como ultramáficas. Ejemplos de tales rocas son las eclogitas y los esquistos azules (Bucher & Grapes, 2011; Downes, 2021; Gill, 2010; Hollocher, 2014).

En consecuencia, es posible que una roca sea ultramáfica sin ser ultrabásica y viceversa, aunque esto se aplica en situaciones específicas.

En el presente estudio, el uso del término roca ultrabásica se mantiene para referirse a aquellas rocas que, aunque actualmente se encuentran reemplazadas parcial o totalmente por minerales del grupo de la serpentina (lizardita, crisotilo y antigorita), preservan la composición química global y las texturas relictas de protolitos originalmente ultramáficos. Esta denominación permite integrar dentro de una misma categoría tanto a las peridotitas frescas como a sus equivalentes metamorfizados o hidrotermalmente alterados, sin perder continuidad en la interpretación geoquímica y petrográfica. De este modo, el término “ultrabásica” se emplea aquí con un criterio operativo, que aunque algunas de ellas presentan contenidos mayores a un 45% de SiO_2 , estas corresponden a la alteración (serpentinización) de rocas ultramáficas.

Las rocas ultrabásicas más usuales son serpentinitas (provenientes de lherzolitas, dunitas o harzburgitas), peridotitas (rocas mantélicas ultramáficas ricas en olivino). Otras rocas con mineralogía particular, ya sea por mayor contenido de carbonato, o talco, o enstatita reciben especiales denominaciones, como por ejemplo *felses*, *ophicarbonate rocks*, *soapstone* (Bucher & Grapes, 2011).

Streckeisen (1974) establece la clasificación de rocas ultramáficas en base a los porcentajes normalizados de olivino, piroxeno y hornblenda. Especificando según la composición de cada mineral, y el tipo de piroxeno, un nombre específico (Figura 2.2). Definiendo tres grandes agrupaciones de rocas: Dunita, roca con un contenido de olivino mayor al 90%, peridotita, con un contenido de olivino entre el 40 a 90%, y piroxenitas u honblenditas con un contenido de olivino menor al 40%.

Minerales esenciales	olivino	
	ortopiroxeno (enstatita)	
	clinopiroxeno (diópsido o augita)	
Minerales principales	plagioclasa	Minerales aluminosos
	espinela	
	granate	
	anfíbol (hornblenda)	
	mica (flogopita)	
Minerales accesorios comunes	Óxidos (cromita, series de la espinela)	
Minerales de alteración comunes	Serpentina o iddingsita reemplazando olivino	
	Clorita o uralita reemplazando piroxeno	

Tabla 2.2. Mineralogía principal presente en rocas ultramáficas y sus productos de alteración (Tomado de Gill, 2010).

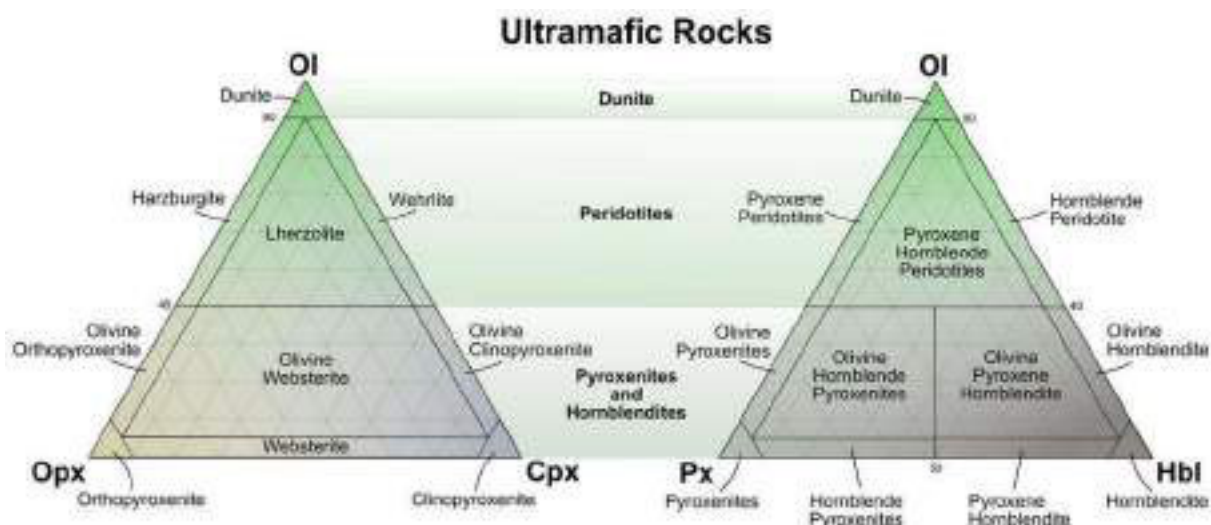


Figura 2.2. Clasificación de rocas ultramáficas propuesto por Streckeisen (1974). Tomado de <https://www.mindat.org/glossary/ultramafic>.

Petrografía de rocas ultrabásicas

Las rocas ultrabásicas que no han sido significativamente alteradas suelen presentar una textura cumulata, la cual se origina por la acumulación gravitacional de minerales formados tempranamente durante el enfriamiento fraccionado en una cámara magmática (Haldar, 2017). Esta acumulación mineral es característica de rocas básicas y ultrabásicas, y constituye un rasgo distintivo de dicha textura.

Según Wager et al. (1960), luego de la etapa inicial de precipitación y acumulación cristalina, las variaciones en los mecanismos que completan el proceso de cristalización dan lugar a diferentes tipos de texturas en la roca final. Comúnmente estas texturas son ortocumulata, adcumulata, mesocumulata y heteradcumulata (Bard, 1986).

Textura ortocumulata

Consiste en cristales cúmulos que son los primeros en cristalizar y presentan formas euhedrales o idiomórficas (Figura 2.3A) soportados por minerales de diferente composición, llamados cristales intercumulos (Bard, 1986; Haldar, 2017). Desde una perspectiva de petrogénesis, se suele postular que la combinación mineralógica observada después de la formación de los minerales cúmulo corresponde a una eutectita que posee la composición del líquido residual generado tras la precipitación de dichos minerales (Bard, 1986; Wager et al., 1960).

Textura mesocumulata

Presentan características intermedias entre los ortocumulados y los adcumulados (Figura 2.3B). Los cristales cúmulos exhiben generalmente una morfología subidimórfica y están unidos por fases simpléticas intercúmulos o, en ocasiones, por fases magmáticas e intersticiales de formación muy tardía (Bard, 1986).

Textura adcumulata

Se distingue por la escasa o nula presencia de fase intercumulus (Figura 2.3C). Los cristales cúmulos pueden ser de composición uniforme o diversa (Bard, 1986). Esta textura es el producto de cristalización lenta en procesos gravitacionales rápidos (Bard, 1986). Las dunitas son rocas en las que este tipo de textura se observa con frecuencia; según Tait et al. (1984), sus cristales generalmente carecen de zonación química, lo que refleja una variación local mínima o inexistente en la composición del magma durante la solidificación. Asimismo, los cristales cúmulos pueden estar conformados por minerales de distinta composición (Wager et al., 1960), como se aprecia en la Figura 2.3C.

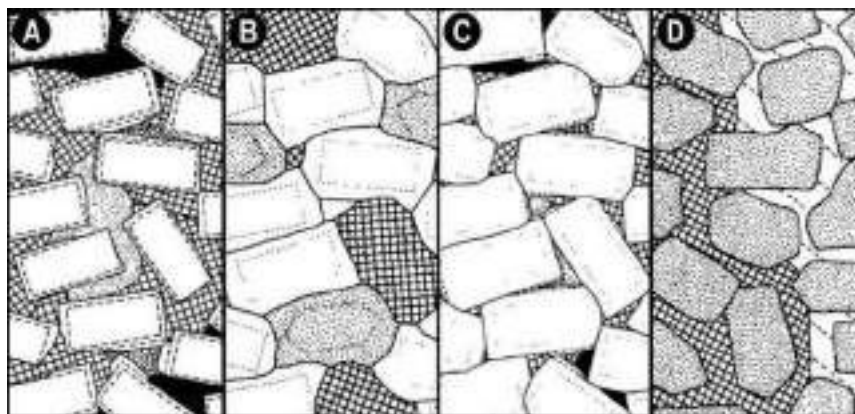


Figura 2.3. Texturas de cumulos. A. Textura ortocumulata. B. Textura mesocumulata. C. Textura adcumulata. D. Textura heteradcumulata. Tomado de Wager et al. (1960).

Textura heteradacumulata

Esta textura está caracterizada por cristales post-cumulos desarrollando textura poiquilítica (Figura 2.3D), siendo de menores dimensiones e incluidos en los cristales cúmulos (Bard, 1986). Los cristales cúmulos que son los de mayor tamaño reciben la denominación de oikocristales, mientras que los múltiples cristales pequeños son llamados chadacristales (Barnes et al., 2016). Estos cristales se formarían en la parte superior del fundido adcumulata y se originarían como fases postcúmulas intersticiales, creciendo a partir del líquido intercúmulos dentro de una masa cristalina segregada (Bard, 1986; Barnes et al., 2016).

Geoquímica de rocas ultrabásicas

Bucher & Grapes (2011) proveen la composición química de los principales minerales en rocas ultramáficas (Tabla 2.3). Lesnov (2010) menciona que, en general y sin considerar procesos significativos de alteración o contaminación, las rocas ultramáficas se encuentran empobrecidas en tierras raras, especialmente las tierras raras ligeras, esto debido a que no presentan minerales capaces de albergar estos elementos, resaltando su importancia como discriminadores geoquímicos (Tabla 2.4). Además, interpreta la wherlita, clinopiroxenita y websterita como rocas híbridas entre magmas máficos y restitas ultramáficas.

Mineral	Composición
Crisotilo	$Mg_3Si_2O_5(OH)_4$
Antigorita	$Mg_{48}Si_{34}O_{85}(OH)_{62}$
Brucita	$Mg(OH)_2$
Talco	$Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$
Forsterita	Mg_2SiO_4
Enstatita	$Mg_2Si_2O_6$
Antofilita	$Mg_7Si_8O_{22}(OH)_2$
Diopsido	$CaMgSi_2O_6$
Tremolita	$Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$
Clorita	$Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8$
Anortita	$CaAl_2Si_2O_8$
Piropo	$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$

Tabla 2.3. Composición de los principales minerales en rocas ultramáficas (Tomado de Bucher & Grapes, 2011).

Alteración y metamorfismo de rocas ultrabásicas

Las rocas ultramáficas y ultrabásicas, sin importar su procedencia, presentan una notable susceptibilidad a la alteración. Por lo tanto, es importante reconocer los productos de alteración para tratar de definir la composición original de la roca. El olivino magnesiano y el ortopiroxeno tienden a reaccionar con fluidos acuosos a elevada temperatura, dando lugar a la formación de minerales de serpentina. La denominación de serpentinita se aplica a una roca ultrabásica en la cual la mayor proporción de olivino ha experimentado una transformación

hacia la serpentina (Coleman, 1977; Gill, 2010). Las serpentinitas son, por lo tanto, rocas ultramáficas serpentinizadas. Los fragmentos de rocas ultramáficas provenientes del manto experimentan fuertes modificaciones mineralógicas y estructurales durante su emplazamiento en la corteza, resultando en diferentes niveles de preservación de la mineralogía y estructura original (Bucher & Grapes, 2011). La parte superior del manto en zonas de subducción activa se encuentra serpentinizada, siendo estable incluso a profundidades de 20 km (Figura 2.4), debido a la alta temperatura y presión ocurren reacciones adicionales, que incluyen formación de olivino a partir de brucita o antigorita (Deschamps et al., 2013; Clarke et al., 2020; Reynard, 2013).

Roca ultramáfica	Contenido comparado al condrito	Contenido promedio de REE	Observaciones
Dunita	Altamente empobrecido	0,9 ppm	No presenta minerales albergadores de REE
Harzburgita	Altamente empobrecido	1,8 ppm	No presenta minerales albergadores de REE
Lherzolita	Ligeramente empobrecido	2,45 ppm	El clinopiroxeno alberga REE,
Wherlita	No empobrecido	3-10 ppm	Interacción entre procesos magmáticos y metamórficos
Clinopiroxenita	Variable	Altamente variable	Interacción entre procesos magmáticos y metamórficos
Websterita	Variable	Altamente variable	Interacción entre procesos magmáticos y metamórficos

Tabla 2.4. *Contenido de tierras raras en rocas ultramáficas, basado en Lesnov (2010).*

La alteración de los cristales de olivino comúnmente origina pseudomorfos de serpentina, los cuales conservan la estructura original del olivino. A esta forma se la identifica comúnmente como bastita (Gill, 2010).

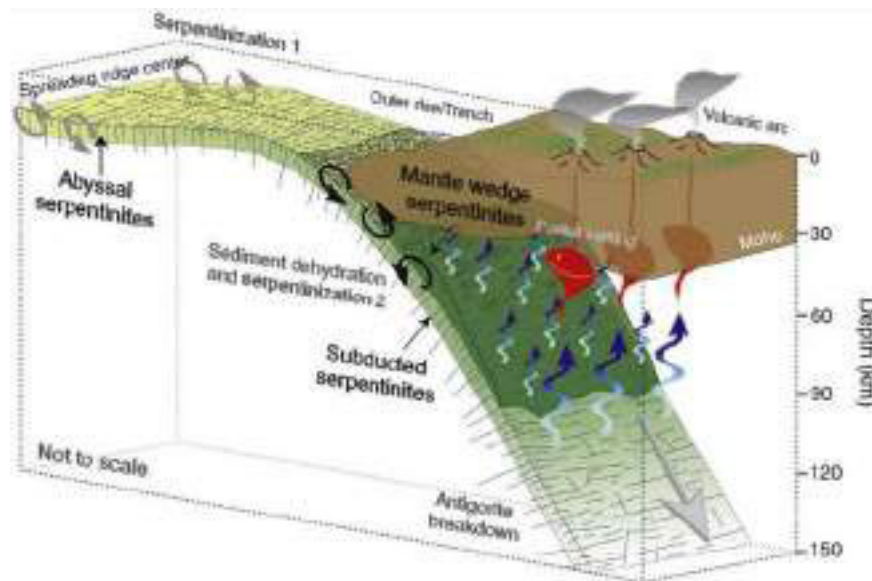


Figura 2.4. *Zona de estabilidad de la antigorita en zona de subducción activa (Tomado de Deschamps et al., 2013).*

Las rocas ultramáficas metamorizadas están compuestas casi en su totalidad de CaO-MgO-SiO₂-H₂O lo que se conoce como sistema CMS-H (Figura 2.5) (Bucher & Grapes, 2011; Winter, 2014). El principal mineral de alteración asociados a las rocas ultramáficas lo constituye la serpentina, cuando la alteración ha sido pervasiva, la roca se conoce como serpentinita. Otros minerales de alteración incluyen talco, clorita y brucita. Esto es debido a la composición que limita el desarrollo de otras especies minerales (Figura 2.6) (Coleman, 1977; Downes, 2021).

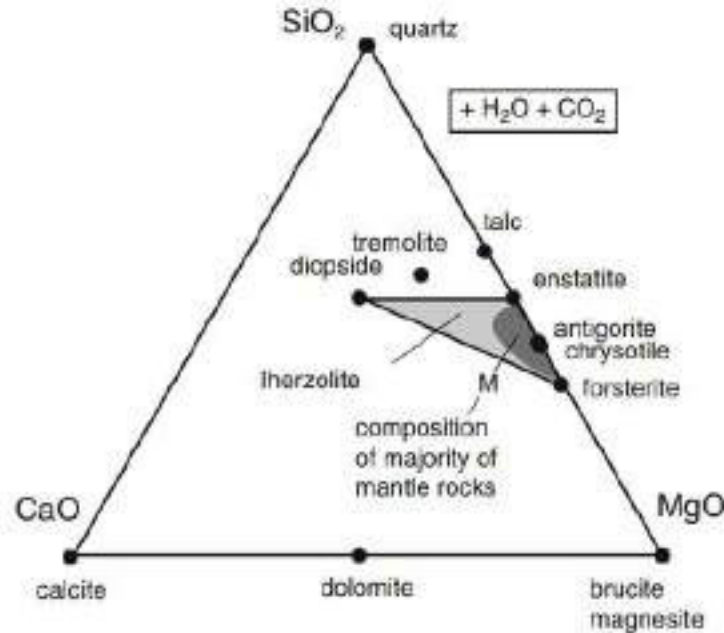


Figura 2.5. Sistema CMS-H mostrando las composiciones de las rocas y minerales ultramáficos. Tomado de Bucher & Grapes (2011).

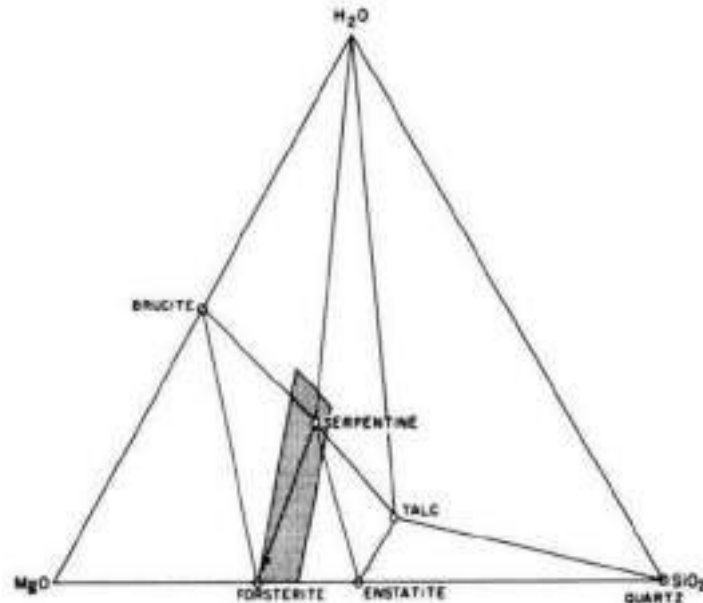


Figura 2.6. Diagrama ternario mostrando las especies minerales resultantes del metamorfismo de rocas ultrabásicas, la región sombreada indica el campo composicional de las serpentinitas. Tomado de Coleman (1977).

Los minerales del grupo de la serpentina pertenecen a los filosilicatos. Su composición química aproximada es $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$. En muestras de mano son mayormente verdes, variando de pálidas a oscuras, amarillas e incoloras (Deer et al., 2013). Diferenciar entre las especies minerales de serpentina no es posible en muestra de mano, la técnica más común es mediante difracción de rayos X, microscopio electrónico de barrido, espectroscopía micro-Raman, por mencionar a algunas (Orellana, 2016). Las serpentinitas son rocas ultramáficas hidratadas, con un contenido promedio de H_2O de 13%. Su composición específica está basada en la temperatura de formación y naturaleza de los fluidos hidratados (Deschamps et al, 2013).

Winkler (1978) define los minerales y la paragénesis más comunes en rocas metamórficas de protolitos ultramáficos y máficos según el grado de metamorfismo (Tabla 2.5)

Grado	Minerales	Paragénesis
	Máfica y ultramáfica	Ultramáfica
Muy bajo	Actinolita	SPTs+Cz+Tal
Bajo	Serpentina Biotita Clorita Epidota Plagioclasa	SPTs+Bru+Fo
Medio	Hornblenda Epidota Clinopiroxeno Biotita Plagioclasa	SPTs+Fo+Tal
Alto	Ortopiroxeno Clinopiroxeno Hornblenda Plagioclasa	Tal+Fo+Ant

Tabla 2.5. *Minerales y paragénesis comunes en rocas metamórficas de protolito máfica y ultramáfica según Winkler (1978). Tomado de Castro (1989).*

La antigorita y la lizardita son comúnmente masivas y de grano fino. Mientras que el crisotilo es la variedad asbestiforme de la serpentina y es la menos abundante de las tres variedades (Winter, 2014). En sección delgada, la serpentinita es clara a verde o amarillo pálido, pero no muestra pleocroísmo, presenta un relieve bajo en comparación con minerales como el olivino y piroxeno con los que está asociado, y muestra colores de interferencia de bajo orden debido a su baja birrefringencia. Las texturas que presenta la serpentinita son texturas pseudomórficas, texturas de interpenetración, intercrecimiento, en malla, y de “reloj de arena” (Figura 2.7) (Wicks & Whittaker, 1977).

En un metamorfismo de bajo grado los minerales de serpentina que dominan son la lizardita, antigorita y crisotilo. La peridotita bajo 500 °C y en condiciones acuosas se serpentinitiza, afectando principalmente los olivinos y piroxenos. Winter (2011) indica la secuencia típica con el incremento del grado metamórfico de paso de una variedad a otra: lizardita – lizardita + crisotilo – crisotilo + antigorita – antigorita.

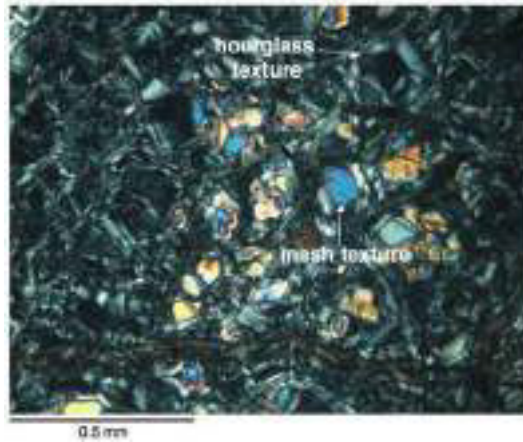


Figura 2.7. Textura en malla y “reloj de arena”. Tomado http://www-odp.tamu.edu/publications/195_IR/chap_03/c3_f20.htm.

Fuentes de rocas ultrabásicas-ultramáficas

Aunque en superficie las rocas ultrabásicas no son abundantes, constituyen el manto, y son, por lo tanto, las rocas más abundantes de la Tierra. La fuente principal de rocas ultrabásicas y ultramáficas globalmente, por lo tanto, proviene del manto de la tierra cuya composición es peridotítica, que en conjunto con corteza oceánica son emplazados en la superficie por procesos orogénicos. También pueden estar presentes como xenolitos en basaltos y kimberlitas. Otras fuentes de rocas ultrabásicas abarcan cúmulos ígneos por cristalización fraccionada, procesos de metamorfismo en rocas basálticas, la extracción de material félsico de una roca, dando lugar a una restita ultrabásica y meteoritos (Bucher & Grapes, 2011; Downes, 2021; Hollocher, 2014; Winter, 2014). Según Bucher y Grapes (2011), las rocas ultramáficas originadas en el manto son consideradas rocas metamórficas debido a su continua propensión a experimentar procesos de recrystalización. Esto implica que las rocas ultramáficas, de origen mantélico, exhiben una naturaleza metamórfica, mientras que aquellas de otros orígenes poseen un carácter ígneo. Cabe destacar que tanto las rocas mantélicas como las de origen ígneo pueden ser sometidas nuevamente a procesos metamórficos.

Bucher & Grapes (2011) también distinguen dos categorías fundamentales de fragmentos del manto en la corteza. El primer grupo engloba fragmentos del manto que se encuentran bajo la corteza oceánica. Estos conforman componentes esenciales de secuencias ofiolíticas y generalmente tienen una composición mayoritaria lherzolítica. Mientras que fragmentos del manto subcontinental que aparecen en asociaciones rocosas características de la corteza continental, presentan una composición mayoritaria de harzburgita (o dunita).

Gill (2010) establece tres fuentes primarias de rocas ultramáficas: cúmulos tempranos cristalizados de magma básico antes de la saturación de plagioclasa. Fragmentos del manto peridotítico transportado a superficie por procesos volcánicos o tectónicos. Lavas de composición ultrabásica eruptado a superficie (komatitas) (Tabla 2.6). En el presente trabajo revisaremos las rocas ultramáficas formados a partir de cristalización fraccionada y las provenientes del manto.

Cumulatos e intrusivos ultramáficos

Los cumulatos ultramáficos están formados a partir de magmas, pero no representan la composición del magma parental según Downey (2021), y generalmente se presentan laminadas. Coleman (1977) indica que usualmente los cúmulatos ultramáficos muestran la laminación de peridotitas en la parte basal, y hacia las zonas superior gabros ricos en plagioclasa con pequeñas y discontinuas zonas de plagiogranito. Las secuencias de acumulaciones ultramáficas en intrusiones estratificadas de gran tamaño del Precámbrico constan de una sucesión de unidades macro-rítmicas, donde cada una incluye dunita en la base, harzburgita en las porciones intermedias y piroxenita en la parte superior. Algunos los consideran como productos de inyecciones repetidas de magma en una cámara magmática en proceso de cristalización. Estas secuencias comúnmente contienen bandas de cromita explotables (Gill, 2010).

-	Cumulatos ultramáficos	Peridotitas mantélicas	Komatitas y otras lavas con alto MgO
Estructuras megascópicas distintivas	Laminación macro-rítmica.	Peridotitas "orogénicas" son típicamente foliadas y muestran bandeamiento composicional Iherzolita-harzburgita.	Tope de lavas komatíticas bien preservadas evidencian amígdalas, juntas de enfriamiento y bordes de enfriamiento de vidrio.
Texturas distintivas	Textura de cumulatos pueden estar presentes, crecimiento en cúmulos o ajustes de borde de grano en esta sólido puede opacar las texturas de cúmulo.	Peridotitas comúnmente exhiben textura protogranular con bordes de grano formando 120°. Algunos xenolitos y peridotitas orogénicas muestran texturas de cizallamiento.	Textura spinifex en la parte superior de lava komatítica. Olivino generalmente tiene morfología polihedral en la parte inferiores.
Aspectos mineralógicos distintivos	Plagioclasa intersticial (intercúmulos) Hornblenda es característico de algunas peridotitas tipo Alaska	Espinela o granate usualmente presente. Clinopiroxeno, si está presente, es típicamente Cr-diósido (verde intenso en muestras de mano)	-
Minerales óxidos típicos	Cromita euhedral o subhedral	Espinela magnesiánica (color marrón, translúcida, isotrópica)	Cromita dendrítica y opaca.
Depósitos minerales asociados	Cromita, sulfuros con EGP (p. ej. Gran Dique de Zimbabue).	-	Sulfuros de Ni, GPE (p. ej. Kambalda, W Australia).

Tabla 2.6. Características estructurales, texturales y mineralógicas de peridotitas de tres asociaciones distintas. (Tomado de Gill, 2010).

Los complejos intrusivos ultramáficos tipo Alaska constituyen un caso especial por que muestran un zoneamiento concéntrico, pero no muestran la laminación característica (Downey, 2021). Los complejos ultramáficos tipo Alaska, donde fueron primeramente reconocidos, generalmente se encuentran zonados, emplazados en ambientes tectónicos convergentes, y con un magma parental rico en Mg e hidratado proveniente de una fuente mantélica litosférica metasomatizada por fluidos de subducción. Han sido emplazados desde el Precámbrico hasta el Cenozoico. Geoquímicamente, presentan predominancia de clinopiroxeno, escasez de ortopiroxeno y plagioclasa, enriquecimiento de tierras raras livianas (LREE) y el empobrecimiento de *high field strength element* (HFSE). (Downey, 2021; Giri et al., 2019; Yellappa, 2022). Las rocas ultramáficas asociadas a cumulatos ultramáficos son por ejemplo el Complejo de Bushveld (Vantongerren, 2018) y el Gran Dique de Zimbabue (Maier et al. 2015).

Coleman (1977) menciona la asociación de cumulos y ofiolitas con rocas leucocráticas, comúnmente plagiogranitos con afinidad trondhjemitica, que no llegan a superar el 2% en volumen de las rocas máficas y ultramáficas, y representarían diferenciación magmática, siempre y cuando compartan el mismo origen.

Se han reportado también cuerpos intrusivos como diques y sills ultramáficos y ultrabásicos alrededor del mundo (Johnson, 2015; Munteanu et al., 2017) y el Perú (Dunin, 1970; Montgomery, 2012; Olchowski, 1987; Reyes & Caldas, 1987). Estos cuerpos intrusivos pueden originarse a grandes profundidades, en el manto, involucrando altas temperaturas, escasa contaminación y limitada mezcla de magmas (Dristas et al., 2013; Munteanu et al., 2017), derivados tipo cumulos de fundidos en la sub-corteza en ambientes extensionales (Putiš et al., 2018), por procesos relacionados a subducción (Giri et al., 2019; Yellapa, 2022). Los diques pueden presentar desde espesores centimétricos hasta superar los 60 metros, un caso especial es el dique de Zimbabue que tiene espesores de 3 a 12 km. Además, pueden presentar una zonación con rocas máficas y ultramáficas (Dristas et al., 2013; Johnson, 2015; Munteanu et al., 2017; Paktunç, 1987). Las edades de estos diques muestran una distribución desde el Precámbrico hasta el Cenozoico (Clement et al., 1982; Dristas et al., 2013; Johnson, 2015; Putiš et al., 2018). Los diques ultramáficos también pueden estar relacionados a kimberlitas y ofiolitas (Clement et al., 1982).

Ofiolitas

En la conferencia de Penrose en 1972, se estableció en consenso la definición de ofiolita como un conjunto de rocas en disposición secuencial ascendente que incluye peridotitas del manto superior, rocas ultramáficas-máficas estratificadas, gabros estratificados e isótopos, diques *sheeted*, rocas extrusivas y una cobertura sedimentaria (Figura 2.8) (Coleman, 1977; Dilek & Furnes, 2014).

Las ofiolitas constituyen los vestigios de la corteza oceánica y la litosfera subyacente del manto. Son emplazadas en la corteza continental por procesos de obducción o orogénicos colisionales, debido a estos procesos pueden solo conservar partes del ensamblaje antes descrito. En ambos casos, marcan una zona de sutura, conocida como “sutura ofiolítica”. Los factores de emplazamiento son la edad, espesor y estado termal de la corteza oceánica, la naturaleza, geometría e interacción de los bordes de placas (Dilek & Furnes, 2014; Frisch et al., 2011; Ridley, 2013). Dilek & Furnes (2014) clasifican las ofiolitas en base si están relacionadas o no a subducción, y con subtipos en cada uno de ellos, en base a los procesos tectónicos, magmáticos y geoquímicos (Tabla 2.7).

Las peridotitas presentes en el manto superior se distribuyen en la facie de peridotita de plagioclasa corresponde a la zona más superficial, la peridotita de espinela se manifiesta a presiones más elevadas, y la peridotita de granate constituye la facies más profunda, extendiéndose hasta la región de transición (Figura 2.9). Las características texturales en las peridotitas del manto son de naturaleza compleja, siendo comúnmente faneríticas y granulares. Algunas de ellas presentan granulometría más fina, exhiben foliación y muestran características visuales semejantes a las de una milonita (Downes, 2021).

Coleman (1977) señala que la serpentinita suele actuar como nivel de cabalgamiento, por su comportamiento plástico, pudiendo incorporar rocas circundantes dentro de su estructura, formando lo que se conoce como *mélange*.

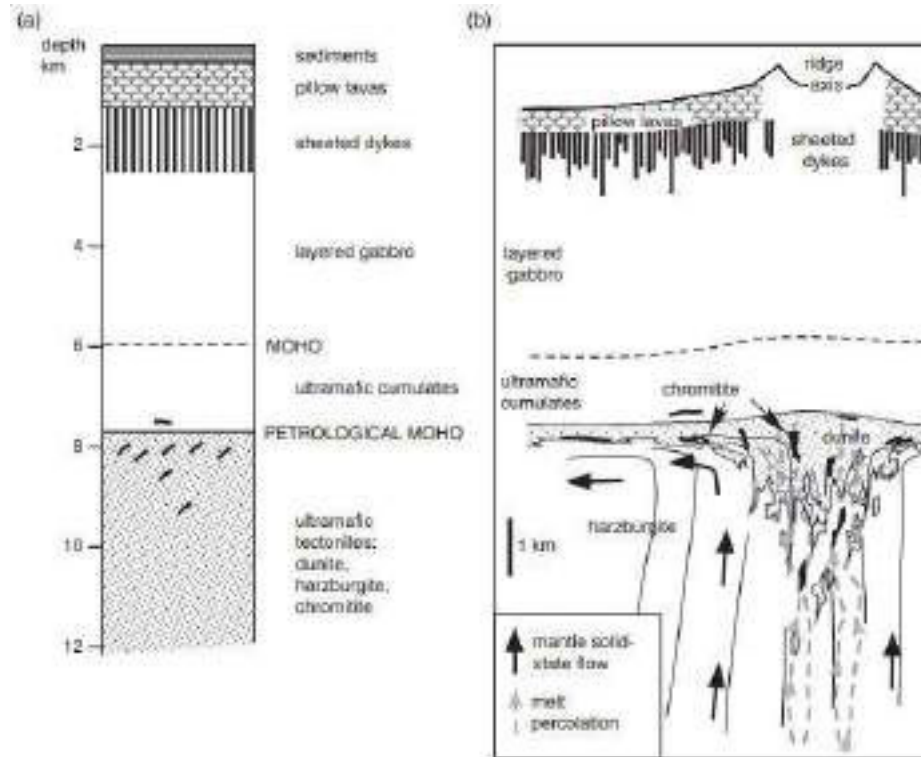


Figura 2.8. a) Sucesión generalizada de una ofiolita. b) Diagrama esquemático de la corteza y el manto superior (Tomado de Ridley, 2013).

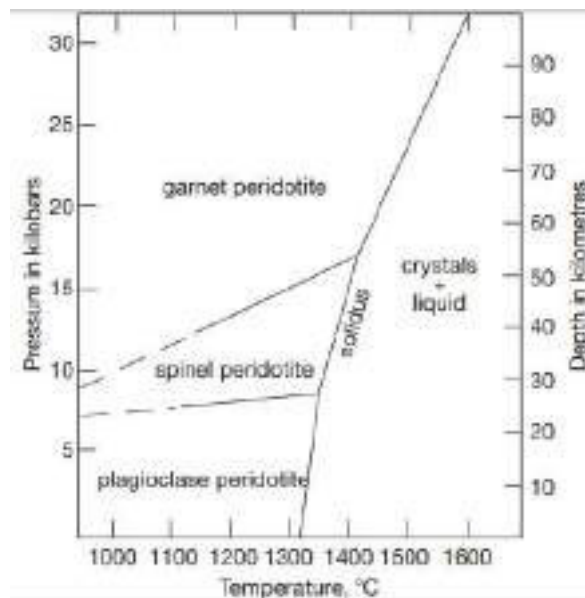


Figura 2.9. Distribución de facies mineralógicas del manto superior según la presión, profundidad y temperatura. (Tomado de Downey, 2021).

Tipos de Ofiolitas y su configuración tectónica			Ofiolitas/Ejemplos modernos	Afinidades geoquímicas	Orden de cristalización de minerales
No relacionado a subducción	Tipo margen continental		Ofiolitas ligurias y alpino occidentales; Jormua (Finlandia)	Lavas N-MORB, E-MORB, P-MORB y C-MORB	OLVs+PLGs+CPx
	Tipos dorsales oceánicas	MOR pluma-distal	Dorsal Macquarie; Masirah (Omán)	Lavas N-MORB (DMM) a E-MORB	OLVs+PLGs
		MOR pluma-proximal	Islandia	Lavas N-MORB y P-MORB	OLVs+PLGs ± CPx
		MOR trinchera-proximal	Taitao (Chile)	Lavas N-MORB, E-MORB, C-MORB	OLVs+PLGs+CPx
	Tipo pluma		Nicoya (Costa Rica); Bolivar (Colombia)	Lavas P-MORB	OLVs+PLGs+CPx+OPx
Relacionado a subducción	Tipo zona suprasubducción	Antearco	Troodos (Chipre); Kizildag (Turquía); Semail (Omán); Betts Cove (Noruega)	FAB (parecidos a MORB), IAT a lavas boninitas	OLVs+PLGs+CPx+OPx y OLVs+CPx+PLGs
		Trasarco (continental y oceánico)	Rocas verdes (Chile); Solund-Stavfjord (Noruega)	BABB lavas	OLVs+PLGs+CPx y OLVs+CPx+PLGs
	Tipo arco volcánico		Smartville (California); Ilogon (Filipinas)	IAT a CA lavas; corteza media con tonalita, diorita	OLVs+PLGs+CPx y OLVs+CPx+PLGs

Tabla 2.7. Clasificación de ofiolitas de Dilek & Furnes (2014). BABB=basalto de cuenca de trasarco; CA= calcoalcalino; C-MORB= MORB contaminado; DMM=MORB del mano depletado; E-MORB=MORB enriquecido; FAB=basalto de antearco; IAT=arco de islas toleítico; MORB= basalto de dorsal mesooceánico; N-MORB= normal MORB; P-MORB=MORB influenciado por pluma.

Discriminación de cumulos ultramáficos y ofiolitas

Cuando las rocas ultramáficas presentan alteración intensa y metamorfismo, y no hay una clara relación con las rocas encajonantes, puede ser difícil discernir entre ofiolitas, o ofiolitas desmembradas y cumulos ultramáficos. En este contexto, la geoquímica se convierte en una herramienta útil para ayudar a determinar la naturaleza de las rocas ultramáficas.

Aunque utilizar los óxidos mayores para la determinación del protolito, origen y procesos tectónicos asociados de las serpentinitas es discutible por su alta movilidad y susceptibilidad a contaminación, Li et al. (2004) utiliza un diagrama ternario MgO-Al₂O₃-CaO para determinar el probable protolito de serpentinitas, definiendo campos de harzburgita, lherzolita y dunita (Figura 2.10). Essomba et al. (2020) caracterizaron peridotitas serpentinizadas de Camerún como una zona de sutura entre los cratones de San Francisco y Brasil, utilizando geoquímica de roca total, tantos elementos mayores, traza y tierras raras. Así mismo, Surour (2017) utiliza Co, Zr y V para determinar el protolito de serpentinitas; y Cr₂O₃ vs NiO (wt%), su naturaleza ofiolítica o ígnea (Figura 2.11). Liu et al. (2021) utilizan elementos mayores, elementos traza y tierras raras de roca total y minerales como olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y anfíboles

para definir la naturaleza de cumulado ultramáfico y rechazar la hipótesis de una ofiolita en el cinturón Mogok, Birmania. Zuo et al. (2022) utiliza igualmente elementos mayores, elementos traza y tierras raras para clasificar y diferenciar el ambiente tectónico de rocas ultramáficas de Australia y Groenlandia.

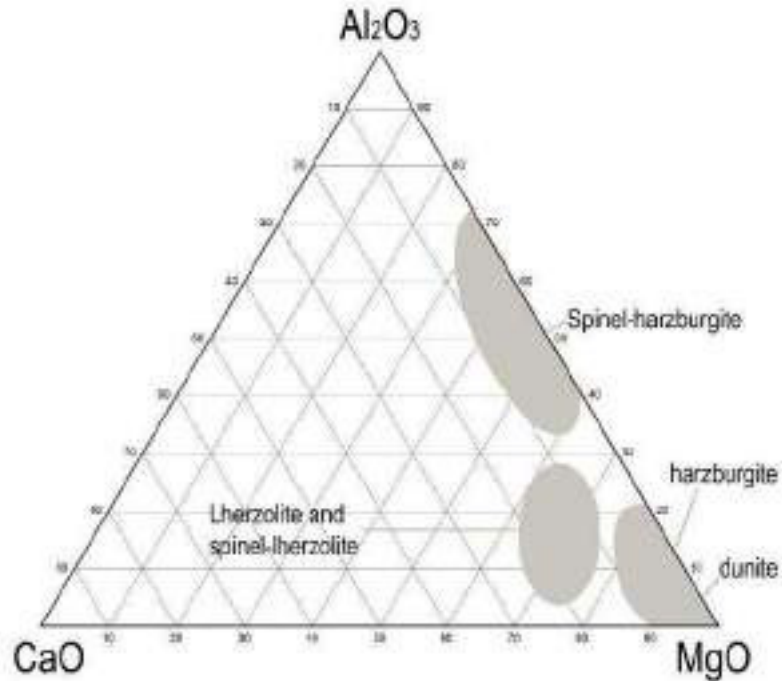


Figura 2.10. Diagrama ternario de Li et al. (2004) que relaciona las serpentinitas y su probable protolito.

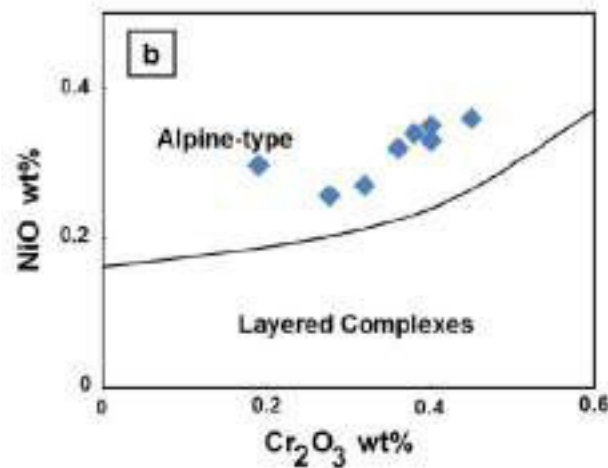


Figura 2.11. Diagrama binario Cr_2O_3 vs NiO (wt%) utilizado para determinar la naturaleza de las serpentinitas. Tomado de Sorour (2017).

Deschamps et al. (2013) clasifica las serpentinitas del manto en abisales, de subducción y de cuña mantélica, resaltando las características geoquímicas en cada una de ellas, que pueden ser utilizadas para su discriminación (Figura 2.12).

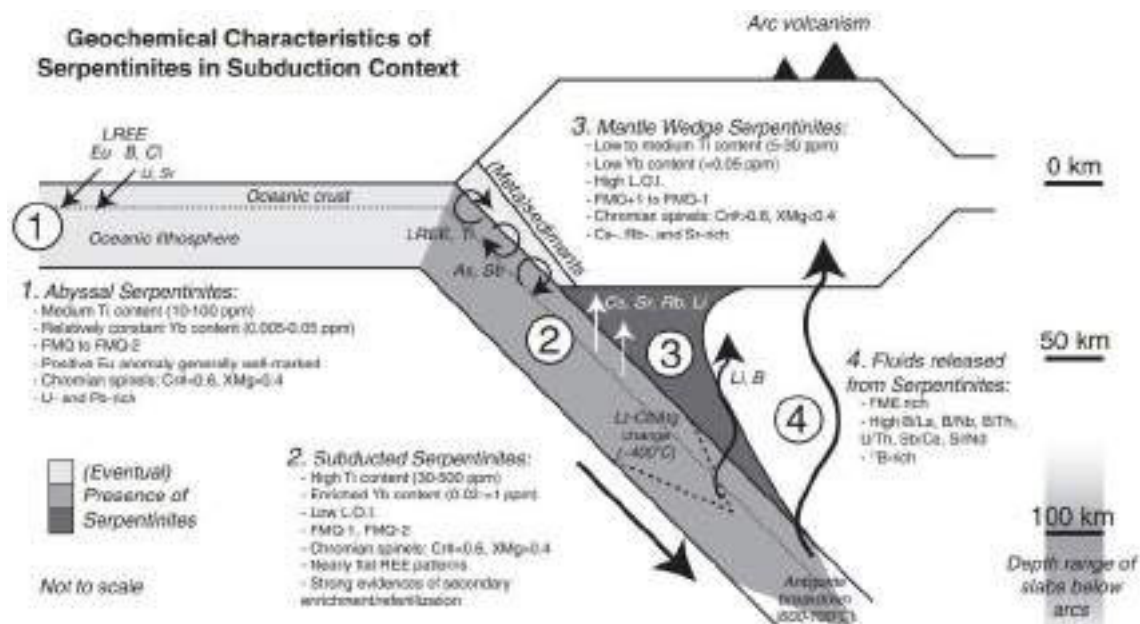


Figura 2.12. Características geoquímicas principales de serpentinitas en un contexto de subducción. Tomado de Deschamps et al. (2013).

La geoquímica de espinelas cromíferas y cromitas también ha sido utilizado para determinar el ambiente tectónico de formación de las serpentinitas y rocas ultramáficas (Qiu & Zhu, 2017; Singh & Kumar, 2023). Loucks (1990) utiliza ratios de Al/Ti en clinopiroxeno para establecer si el origen es ofiolítico de rocas máficas y ultramáficas en cinturones orogénicos. Wang et al. (2021) utilizan elementos traza en olivino para diferenciar rocas ultramáficas provenientes de ofiolitas, cumulos magmáticos, complejos ígneos tipo Alaska y xenolitos del manto.

Minerales estratégicos y tierras raras en rocas ultrabásicas

Los depósitos asociados a las rocas ultrabásicas incluyen depósitos de sulfuro de níquel que, en ciertas áreas, presentan enriquecimiento de cobre, cobalto, elementos del grupo del platino (PGE) y oro; una diversidad de tipos de depósitos de elementos del grupo del platino; depósitos lateríticos de níquel-cobalto relacionados con óxidos y silicatos, originados por la alteración de cuerpos ultramáficos; así como acumulaciones masivas y estratiformes de cromita, ilmenita y magnetita con contenido elevado de vanadio. Actualmente, se calcula que estos depósitos constituyen alrededor del 7% del valor global anual de la minería de metales y minerales (Peck & Humnicki, 2016) y el 60% de la producción de níquel a nivel global (Le Vaillant et al., 2018). Generalmente, se concentran dentro de cratones o en sus periferias, los depósitos en zonas orogénicas son de dimensiones reducidas y/o no económicas debido a factores genéticos y de preservación del yacimiento (Begg et al., 2018). Sin embargo, los depósitos asociados a rocas ultrabásicas están presentes alrededor del mundo en ambientes tectónicos relacionados a magmatismo de intraplaca, provincias de basaltos de inundación, komatitas, magmatismo relacionado a subducción, colisión de arco continental, rift e impacto de meteoritos (Figura 2.13) (Ripley & Li, 2018). Los depósitos asociados a rocas ultrabásicas involucran partición en distintos grados en el manto superior, a altas temperaturas, asociados a plumas mantélicas, delaminación cortical o inyección de magma (Begg et al., 2018).



Figura 2.13. Mayores depósitos de Ni-Cu-PGE, Cr y óxidos de Fe-Ti. Tomado de Ripley & Li (2018).

Otro mineral asociado a este tipo de rocas es el cromo, que se presenta como cromita estratiforme o podiforme, siendo asociadas a procesos en la corteza, acumulación de cristales, en complejos estratiformes y a procesos en el manto, mezcla de magma enriquecido en olivino y cromo con un magma con mayor enriquecimiento en sílice formado por la reacción del magma peridotítico dentro de los conductos del manto (Figura 2.14), preservado en ofiolitas, respectivamente. Sin embargo, reconocer entre los dos tipos puede llegar a ser ambiguo (Arai & Ahmed, 2018)

El depósito más grande y fuente principal de elementos del grupo del platino (PGE) y cromo, es el Complejo de Bushveld en Sudáfrica (Grant, 2010; Peck & Huminicki, 2016; Ridley, 2013). En el Perú, las ultramáficas de Tapo presentan cuerpos de cromita que fueron explotadas en la década de 1990 (Uribe, 2012).

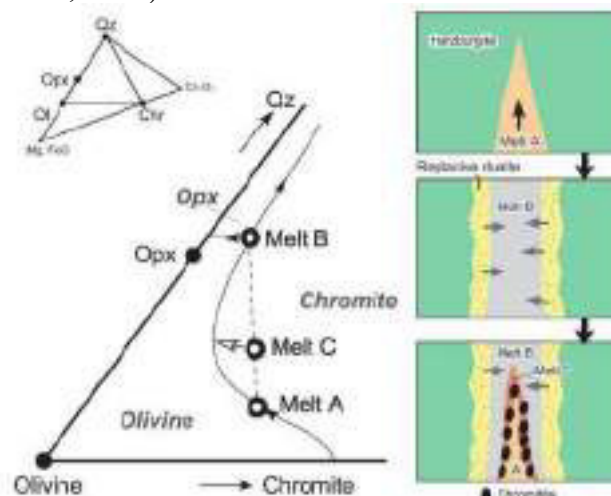


Figura 2.14. Modelo de la génesis de cromita podiforme. Tomado de Arai & Ahmed (2018).

2.3. Glosario de términos

Adelgazamiento cortical: Reducción en espesor de la corteza terrestre por procesos tectónicos extensionales y relacionados a la formación de cuencas extensionales (Pearce et al., 1984).

Antigorita: Especie mineral perteneciente al grupo de las serpentinas, suele presentarse en agregados finos y masivos o escamosos (Deer et al., 2013).

Bastita: Serpentina que adquiere la forma del olivino o piroxeno al cual reemplaza (Deer et al., 2013).

Brucita: Mineral compuesto de hidróxido de magnesio, común mineral de alteración de rocas máficas y ultramáficas (Deer et al., 2013).

Crisotilo: Especie mineral perteneciente al grupo de las serpentinas, presenta aspecto asbestiforme, facilitando su identificación (Deer et al., 2013).

Cumulato ultramáfico: Agrupa rocas ígneas que por acumulación de minerales de olivino, piroxeno y hornblenda a partir de un magma máfico contienen una composición ultramáfica (Hunter, 1996).

Dunita: Roca ultramáfica compuesta por más del 90% de olivino (Streckeisen et al., 2002).

Elementos mayores: Son los elementos que constituyen en más del 1% la corteza terrestre, incluyen el oxígeno, silicio, aluminio, hierro, calcio, sodio, potasio y magnesio (Winter, 2014).

Elementos menores: Son los elementos cuyo contenido en la corteza terrestre es menor al 1 % y mayor al 0.1 % (Winter, 2014).

Elementos traza: Son los elementos cuyo contenido en la corteza terrestre es menor al 0.1 %. Incluye los principales elementos considerados económicos, como el oro, plata, cobre, etc (Winter, 2014).

Harzburgita: Roca ultramáfica compuesta esencialmente por olivino, entre 40 y 90% + ortopiroxeno, el contenido de clinopiroxeno que posee es menor al 5 % (Streckeisen et al., 2002).

Leucogranito: Roca ígnea félsica, cuya característica principal es ser de color claro, por la escasa presencia de minerales oscuros, es decir, máficos (Streckeisen et al., 2002).

Lherzolita: Roca ultramáfica compuesta principalmente por olivino (> 40%) + ortopiroxeno + clinopiroxeno (Streckeisen et al., 2002).

Lizardita: Especie mineral perteneciente al grupo de las serpentinas, se presenta de forma masiva o escamosa, en agregados finos, tiende a ser más clara que la antigorita (Deer et al., 2013).

Manto: Capa de la Tierra, ubicada por debajo de la corteza terrestres y que engloba al núcleo. La composición del manto superior es ultramáfica (Winter, 2014).

Mélange tectónico: Mezcla heterogénea y caótica de fragmentos de rocas de diferente composición y origen, relacionado a procesos tectónicos convergentes, y en menor medida, a zonas de despegue en fallas inversas.

Metamorfismo: Proceso geológico que altera una roca textural y mineralógicamente debido a condiciones cambiantes en presión y temperatura. Las rocas que han sido afectadas por metamorfismo se conocen como rocas metamórficas (Bucher & Grapes, 2011).

Minerales estratégicos: Son aquellos minerales de importancia actual, con implicancias económicas y geopolíticas, debido a su relativa escasez, uso en la industria y la tecnología moderna (Barnes, 2023).

Obducción: Es el emplazamiento de corteza oceánica sobre corteza continental, contrariamente a la subducción (Winter, 2014).

Ofiolita: Fragmento de corteza oceánica emplazada sobre corteza continental, presenta asociación de rocas ultramáficas, máficas, complejo de diques, rocas efusivas y rocas sedimentarias (Coleman, 1977; Dilek & Furnes, 2014).

Peridotita: Las rocas que contienen más del 40% de olivino se denominan en conjunto peridotitas, siendo esta designación aplicable exclusivamente a aquellas rocas que poseen menos del 10% en volumen de minerales félsicos, como la plagioclasa (Streckeisen et al., 2002).

Petrogénesis: Comprende el estudio del origen y procesos que afectaron la evolución de las rocas, partiendo fundamentalmente de la petrografía y geoquímica (Winter, 2014).

Piroxenita: Roca ultramáfica constituida en más de un 60% por piroxenos (Streckeisen et al., 2002).

Roca ultrabásica: Roca cuya composición química presenta un contenido de SiO₂ menor al 45 % (Gill, 2010). Una roca ultrabásica no es necesariamente una roca ultramáfica, y viceversa (Winter, 2014).

Roca ultramáfica: Roca compuesta mineralógicamente por contenido de minerales máficos mayor o igual al 90%, por lo que tiende a ser una roca oscura (Winter, 2014)

Serpentina: Conjunto de minerales pertenecientes a los filosilicatos, que se producen principalmente por la alteración de olivinos y piroxenos (Deer et al., 2013).

Subducción: Proceso en el cual la placa oceánica se desplaza por debajo de una placa continental. Está relacionado a arcos volcánicos y eventos sísmicos (Winter, 2014).

Terrenos alóctonos: Fragmento de corteza terrestre que se ha desplazado de su posición original hacia otra locación con condiciones geológicas distintas (Ramos, 2009).

Tierras raras: Denominación general de 15 elementos del grupo de los lantánidos, y adicionalmente el escandio y el itrio. Poseen propiedades químicas particulares y son importantes geoquímicamente para la determinación de orígenes y procesos geológicos (Deer et al., 2013; Lesnov, 2010).

Websterita: Roca ultramáfica compuesta por ortopiroxeno + clinopiroxeno. La presencia de olivino ($10\% < \text{olivino} < 40\%$) también da lugar al nombre de websterita con olivino (Streckeisen et al., 2002).

Wehrlita: Roca ultramáfica compuesta esencialmente por olivino ($> 40\%$) + clinopiroxeno (Streckeisen et al., 2002).

Capítulo 3

METODOLOGÍA

3.1. Enfoque metodológico

Esta investigación adopta un enfoque cuantitativo, empleando datos geoquímicos, petrográficos y estructurales. Se presenta como un estudio descriptivo, orientado a la caracterización geológica, petrográfica y geoquímica de las rocas ultrabásicas de Chinchao y Huancapallac. Asimismo, incorpora un componente explicativo al analizar la génesis de dichas rocas, explorando su relación con procesos magmáticos y tectónicos.

La unidad de análisis corresponde a las rocas ultrabásicas del sector de Chinchao y Huancapallac. La población de estudio está constituida por datos estructurales y muestras utilizadas para análisis petrográficos, geoquímicos y dataciones radiométricas. En total, se trabajó con 40 datos estructurales, 20 muestras petrográficas, 15 muestras geoquímicas y 7 dataciones radiométricas. La selección de muestras se realizó considerando aquellas con el menor grado de alteración posible y que contaran con información geológica básica completa.

3.2. Procedencia y análisis de muestras

Las muestras de petrografía y geoquímica pertenecen a proyectos llevados a cabo por INGEMMET: (1) GR35: Cartografía geológica del cuadrángulo de Huánuco y La Unión a escala 1:50000, (2) GE19: Estudio Geológico y Evaluación del Potencial Económico de las rocas ultrabásicas en la región de Huánuco, (3) GE33-1: Prospección Geológica-Minera Regional y Metalogenia de las Regiones de San Martín y Huánuco, (4) GE33B-5: Estudio de minerales estratégicos en la Cordillera Oriental. Además, se incorporaron datos de la tesis de Cardona (2006).

Las muestras de petrografía fueron estudiadas en el laboratorio de INGEMMET, al igual que las muestras de geoquímica del proyecto GR35 en donde se utilizó el ensayo de elementos mayores en muestras sólidas por fusión eléctrica con metaborato de litio e ICP-OES, ensayo de elementos menores por digestión multiácida mediante ICP-OES e ICP-MS, y ensayo de tierras raras por fusión eléctrica con metaborato de litio e ICP-MS. Las muestras de geoquímica del proyecto GE19 fueron analizadas por Inspectorate Services utilizando el ensayo para elementos mayores, menores, traza y tierras raras utilizando ICP-ME, y 12 muestras con análisis de oro por ensayo al fuego. Las muestras del proyecto GE33B-5 fueron analizadas en el laboratorio de ALS, el ensayo de elementos utilizando los métodos de digestión de cuatro ácidos y fusión de borato de litio seguida de disolución ácida, utilizando ICP-ME. En cuanto a las muestras del proyecto GE33-1 fueron analizadas por SGS utilizando fusión de borato de litio e ICP-AES. Las dataciones radiométricas Sm-Nd fueron recopiladas de Quispe et al. (2022).

3.3. Técnicas de recolección de datos

Investigación bibliográfica

Se llevó a cabo la recopilación de información bibliográfica mediante la revisión de publicaciones científicas y reportes técnicos relacionados con las rocas ultrabásicas de Huancapallac y Chinchao, así como de la cartografía geológica del área de estudio. Además, se consultaron investigaciones sobre rocas ultrabásicas en contextos geológicos similares, tanto a nivel nacional como en Latinoamérica y en otras regiones del mundo.

Observación

Fotointerpretación geológica precampo

Se desarrolló mediante el software Google Earth, utilizando la cartografía geológica existente. También se emplearon imágenes satelitales Aster, aplicando combinaciones de bandas espectrales para facilitar la diferenciación litológica.

Mapeo geológico y muestreo de campo

Se efectuó la recolección de muestras de rocas ultrabásicas en el área de estudio. Paralelamente, se tomaron datos estructurales y se realizó la cartografía geológica a escala 1:50 000.

3.4. Procesamiento postcampo

Con los datos recolectados y los resultados de los análisis de laboratorio, se elaboraron estudios petrográficos y geoquímicos. La información fue integrada mediante gráficos, mapas temáticos e interpretaciones, utilizando programas especializados procesamiento de datos geológicos y edición.

3.5. Hipótesis

Hipótesis general: Las características geológicas y petrogenéticas de las rocas ultrabásicas de los sectores de Huancapallac y Chinchao sugieren que son intrusiones emplazadas previamente al evento metamórfico en el Complejo del Maraón.

Hipótesis específicas: a) Las características geológicas de las rocas ultrabásicas presentes en Huancapallac y Chinchao evidencian haber sido afectadas por el metamorfismo que afectó al Complejo del Maraón. b) Las rocas ultrabásicas de Huancapallac y Chinchao son similares en términos de su composición petrográfica y geoquímica. c) La relación de las rocas ultrabásicas de Huancapallac y Chinchao con la roca encajonante son de intrusión. d) Los factores geológicos y geoquímicos que justifican la alta concentración de cromo, níquel y cobalto en las rocas ultrabásicas de Huancapallac y Chinchao son procesos magmáticos en una corteza delgada.

3.6. Variables

Variable independiente: Características geológicas, petrográficas, geoquímicas y geocronológicas de las rocas ultrabásicas de Huancapallac y Chinchao.

Variable dependiente: Petrogénesis de las rocas ultrabásicas y el ambiente tectónico en el cual se formaron.

3.7. Matriz de consistencia

GEOLOGÍA Y PETROGÉNESIS DE LAS ROCAS ULTRABÁSICAS DE LOS SECTORES DE HUANCAPALLAC Y CHINCHAO, HUÁNUCO			
PROBLEMAS DE LA INVESTIGACIÓN	OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN	FORMULACIÓN DE HIPÓTESIS	VARIABLES
Problema general	Objetivo general	Hipótesis general	
¿Cuáles son las características geológicas y petrogenéticas de las rocas ultrabásicas de los sectores de Huancapallac y Chinchao, Huánuco?	Determinar las características geológicas y petrogenéticas de las rocas ultrabásicas de los sectores de Huancapallac y Chinchao, Huánuco.	Las características geológicas y petrogenéticas de las rocas ultrabásicas de los sectores de Huancapallac y Chinchao sugieren que son intrusiones emplazadas previamente al evento metamórfico en el Complejo del Marañón.	Variable independiente: Características geológicas, petrográficas, geoquímicas y geocronológicas de las rocas ultrabásicas de Huancapallac y Chinchao. Variable dependiente: Petrogénesis de las rocas ultrabásicas y el ambiente tectónico en el cual se formaron.
Problemas específicos	Objetivos específicos	Hipótesis específicas	Variables específicas
¿Cuáles son las particularidades geológicas de las rocas ultrabásicas presentes en Huancapallac y Chinchao?	Determinar las relaciones de contacto y texturas petrográficas de las rocas ultrabásicas de los sectores de Huancapallac y Chinchao, Huánuco.	Las características geológicas de las rocas ultrabásicas presentes en Huancapallac y Chinchao evidencian haber sido afectadas por el metamorfismo que afectó al Complejo del Marañón.	1. Control litológico 2. Control estructural 3. Relaciones de corte 4. Metamorfismo en las rocas ultrabásicas y roca encajonante 5. Características petrográficas 6. Características geoquímicas 7. Características
¿En qué aspectos se distinguen las rocas ultrabásicas de Huancapallac y Chinchao en términos de su composición petrográfica y geoquímica?	Comparar la composición petrográfica y geoquímica de las rocas ultrabásicas de Huancapallac con las de Chinchao.	Las rocas ultrabásicas de Huancapallac y Chinchao son similares en términos de su composición petrográfica y geoquímica.	
¿Cómo es la relación de las rocas ultrabásicas de Huancapallac y Chinchao con la roca encajonante?	Determinar la relación de las rocas ultrabásicas de Huancapallac y Chinchao con la roca encajonante.	La relación de las rocas ultrabásicas de Huancapallac y Chinchao con la roca encajonante son de intrusión.	
¿Cuáles son los factores geológicos y geoquímicos que justifican la alta concentración de cromo, níquel y cobalto en las rocas ultrabásicas de Huancapallac y Chinchao?	Determinar los factores geológicos y geoquímicos que justifican la alta concentración de cromo, níquel y cobalto en las rocas ultrabásicas de Huancapallac y Chinchao.	Los factores geológicos y geoquímicos que justifican la alta concentración de cromo, níquel y cobalto en las rocas ultrabásicas de Huancapallac y Chinchao son procesos magmáticos en una corteza delgada.	

Tabla 3.1. Matriz de consistencia de la presente investigación.

CONTEXTO GEOLÓGICO

El área de estudio de la presente investigación se encuentra en el sector central de la Cordillera Oriental del Perú, abarcando las zonas circundantes a las localidades de Huancapallac y Chinchao, en la provincia y región de Huánuco (Figura 4.1). La zona de estudio abarca tanto el sector noreste como el suroeste del cuadrángulo de Huánuco (20k), el cual se encuentra delimitado por líneas discontinuas en la Figura 4.1.



28

4.2. Contexto morfoestructural

29

La Cordillera Oriental representa una cadena montañosa que expone rocas metamórficas del basamento, las que adoptan el nombre de Complejo del Marañón, y rocas metamórficas de bajo grado del Paleozoico inferior. Litológicamente está constituido por esquistos, gneises, anfíbolitas, filitas, cuarcita y metavolcánicos, por lo tanto, corresponden a protolitos sedimentarios, volcánicos e intrusivos (Palacios, 1995). Desde el Paleozoico funcionó como un alto estructural controlando la sedimentación, principalmente, durante el Mesozoico y Cenozoico, recibiendo la denominación de Alto o Arco del Marañón, antiguamente conocido como *geoanticlinal* (Benavides-Cáceres, 1999; Dalmayrac et al., 1988).

Sin embargo, la edad de la roca (protolito), ha sido recientemente materia de investigaciones detalladas, comparando con los estudios geocronológicos realizados en la Cordillera Occidental.

4.3. Geología regional

La geología del área de estudio consiste en un basamento de rocas metamórficas, rocas sedimentarias del Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico (Figura 4.3), con intrusivos pre-andinos (Mamani et al, *en preparación*). Las rocas predominantes son metamórficas pertenecientes al Complejo del Marañón.

4.3.1. Complejo del Marañón

Esta unidad abarca el mayor porcentaje del área de estudio y representa el núcleo de la Cordillera Oriental, es decir, el basamento y, por consiguiente, la unidad más antigua en este sector. Las litologías presentes son migmatita, anfíbolita, gneis, esquistos y filitas. Las unidades reconocidas siguen una orientación NNO-SSE.

Las rocas de mayor grado metamórfico presentes corresponden a migmatitas, son el resultado de procesos de anatexis locales, siendo afloramientos pequeños en los alrededores de Sicsipata y San Pedro de Cani, dentro de la franja de gneises, correspondiendo al núcleo del Complejo del Marañón. Estas rocas pertenecerían a facies de granulitas. En el sector este del área de estudio, en Puente Durand, Dalmayrac et al. (1980) identificó facies de granulita en gneises *khondalito-kinzigíticos* (cuarzo, ortosa, oligoclasa, almandino-piropo, sillimanita, distena, rutilo, monacita, grafito, zircón y apatito). Las migmatitas son de tipo metatexitas, el gneis parental está bien preservado, pudiéndose identificar fácilmente el neosoma y paleosoma (Figura 4.4). El gneis (paleosoma) es gris oscuro, de grano grueso, con porfidoblastos de cuarzo y feldespato, con biotita y menor anfíbol en la foliación, en ambos casos el rumbo de la foliación es coincidente de N326° - N157°. Solamente se ha reconocido leucosoma como parte del neosoma, está compuesto por cuarzo y menor cantidad de feldespato, del mismo modo, comprende una masa con geometría irregular (Figura 4.4A) y tabular (Figura 4.4B) inyectada concordante a los planos de foliación y por sectores englobando fragmentos del paleosoma (Figura 4.4A).

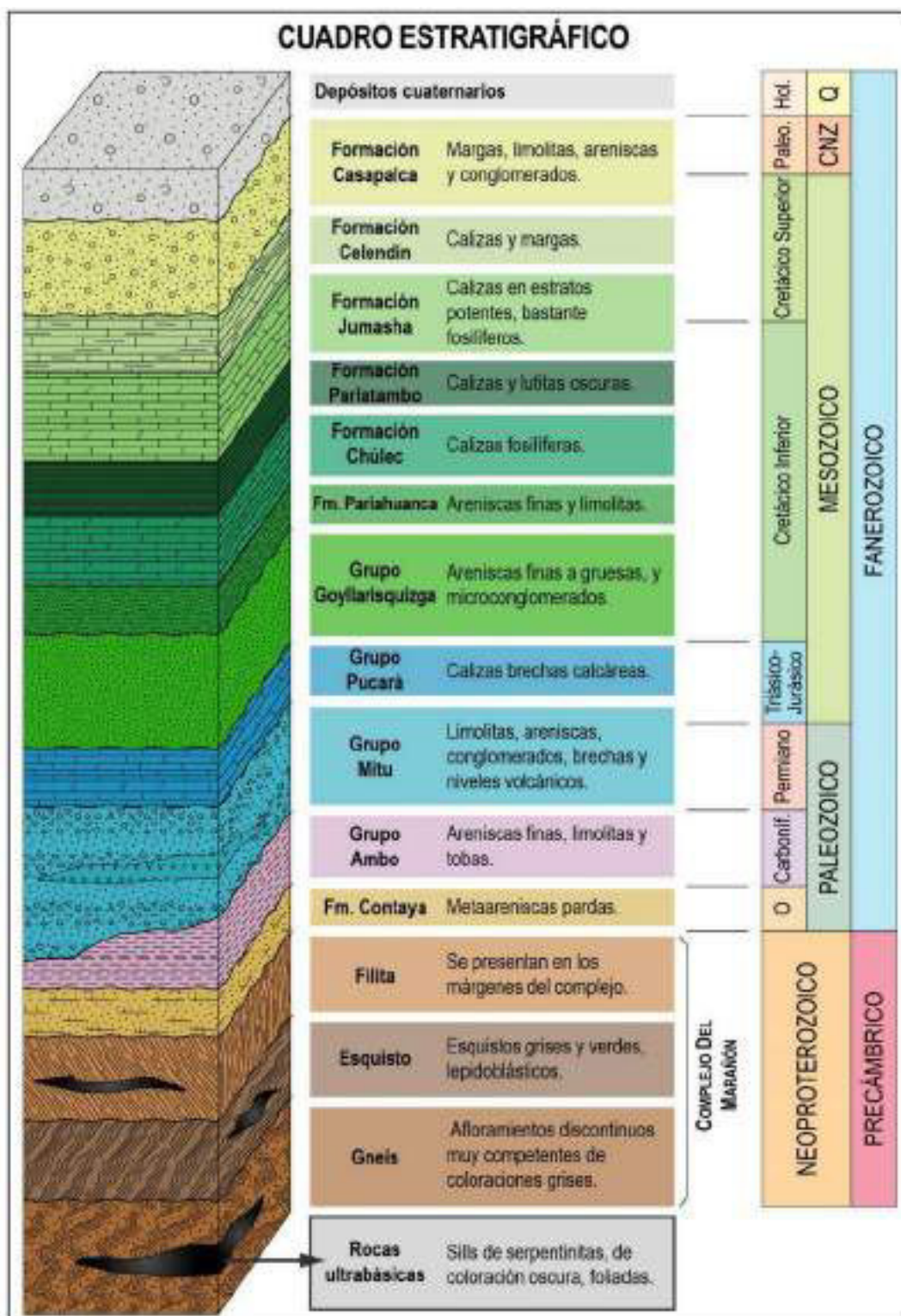


Figura 4.3. Cuadro estratigráfico generalizado del área de estudio, basado en Quispesivana (1996) y Mamani et al. (en preparación).



Figura 4.4. Migmatitas de tipo metatexitas en gneis. A. Leucosomas irregulares inyectados paralelos a la foliación, y englobando fragmentos de gneis (flecha amarilla) en Sicsipata. B. Leucosomas tabulares englobados por melanosomas en San Pedro de Cani.

Se han reconocido anfibolitas en Chullay, sector suroeste del área de estudio, son de extensiones locales, con morfología de sills (Figura 4.5A) teniendo como protolito probables rocas básicas. Las anfibolitas son de coloración gris verdusca oscura, presentan textura granoblástica y porfidoblástica. Están compuestas de anfíboles, plagioclasas, epidota, con menor contenido de biotitas, muscovita y cuarzo, presenta además diseminación de minerales opacos (Figura 4.5B).

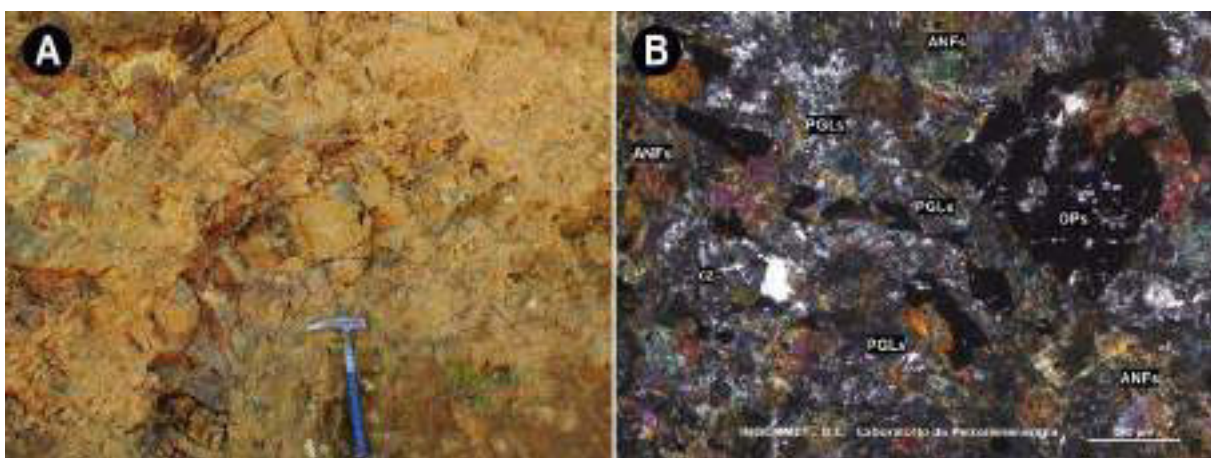


Figura 4.5. A. Anfibolita de Chullay. B. Microfotografía del afloramiento anterior, se observan los blastos de anfíboles:ANFs y plagioclasas (PLGs) albitizadas.

En el área de estudio se han reconocido dos franjas de gneises, ambas con orientación NNE-SSW. La franja occidental se extiende desde el sur de la Hacienda Higueras hasta el noroeste de Sicsipata con un ancho de 10 km, pero intruido por el Batolito de Higueras, esta franja continúa con mayor extensión hacia el cuadrángulo de La Unión (Mamani et al, *en publicación*). La segunda franja presenta un ancho de 7 km en promedio, se extiende desde Quiullacocha, Acomayo, Tres Cantarillas y continúa hacia el norte, en el cuadrángulo de Tingo María. En ambas franjas, las características de los gneises son similares. Los afloramientos son resistentes a la orientación, a menudo, conforman, las zonas más altas y sus contactos están

marcados por pendientes empinadas (Figura 4.6A). Litológicamente, son grises verduzcos, grises claros y oscuros. Conforman bandas claras y oscuras, irregulares y continuas (Figura 4.6B), pero generalmente se presentan en bandas discontinuas, a manera de lentes, afectados por múltiples estados de deformación observables en el plegamiento (Figura 4.6C, D, E). Presentan textura porfido-lepidoblástica y estructura bandeada lenticular. Están conformados por plagioclasas, feldespatos y cuarzo, tanto en la matriz y como porfiroblastos, presentan menor contenido de muscovita, biotita, actinolita y epidota. Contienen allanita, magnetita, apatito y zircón como minerales traza (Figura 4.6F).

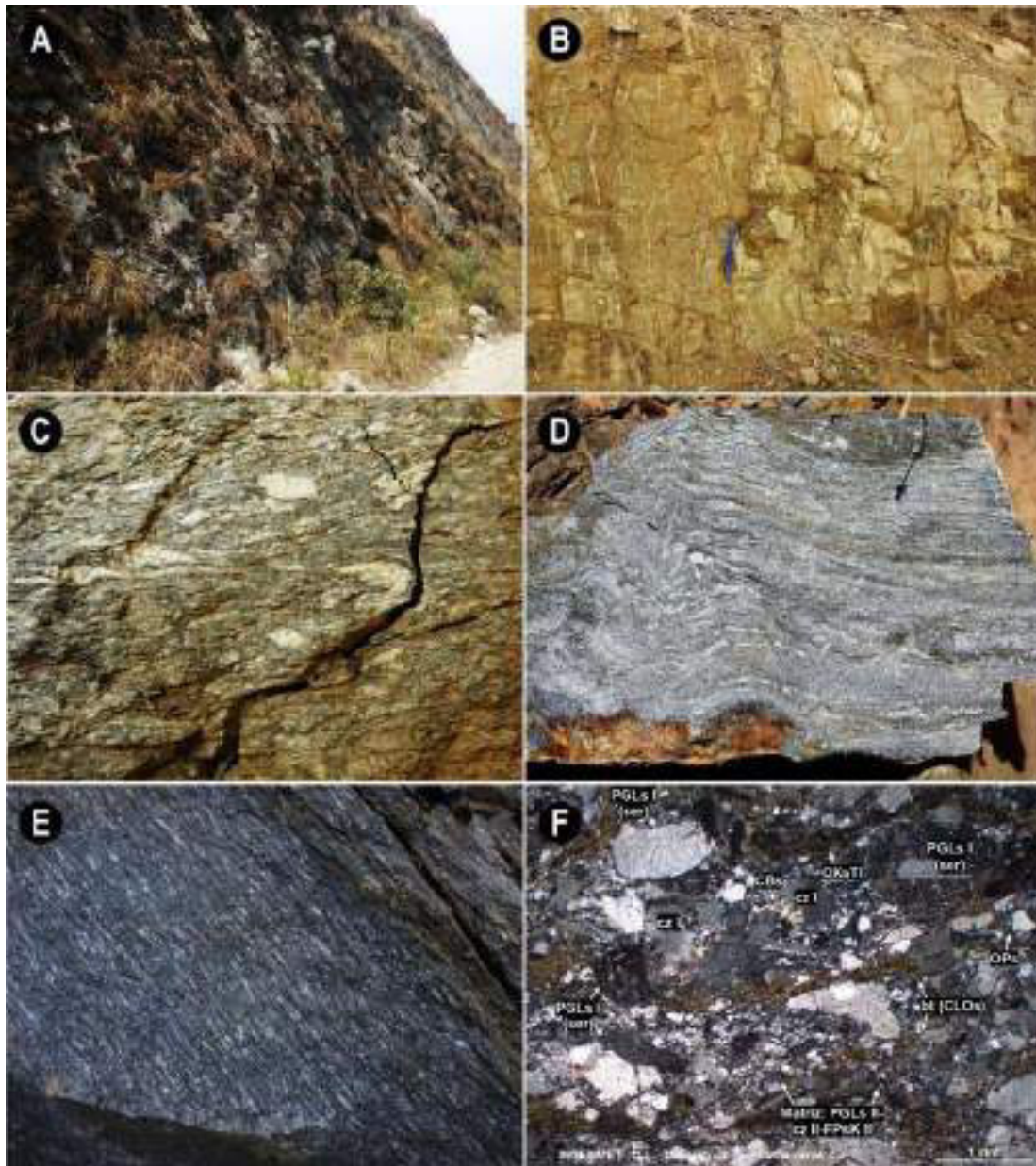


Figura 4.6. Gneises en el área de estudio. A. Afloramiento de gneis en Quiullacocha. B. Bandeamiento gneísico en Acomayo. C, D. Gneis mostrando bandas claras discontinuas, a manera de lentes, intensamente plegados. E. Gneis de muscovita, plagioclasea y cuarzo en Quiullacocha F. Microfotografía de figura anterior.

A los alrededores de Manzano, franja oriental, se ha reconocido ortogneis, no presentan mucha extensión y los afloramientos están intensamente alterados por procesos supérgeos disgregándose fácilmente. Además, se observan intrusiones, concordantes y mostrando esquistosidad (Figura 4.7A), de grano más fino, y podría representar intrusiones locales pre-metamorfismo. Presentan textura porfido-lepidoblástica y estructura bandeada lenticular, compuestos de plagioclasas, feldespatos potásicos y cuarzo como porfidoblastos y en la matriz, intercalados con muscovita, biotita, epidota, granates y contenidos traza de apatito, zircón (Figura 4.7B).

Los esquistos presentes son de (a) protolito pelítico, con muscovita como mica principal y (b) esquistos de protolito volcánico/volcánico-sedimentario. Ambos tipos de esquistos se caracterizan por presentar lentes ubicuos de cuarzo en dimensiones variables. La esquistosidad evidencia dos episodios de deformación, esquistosidad S1 y S2 de crenulación (Mamani et al., *en preparación*).

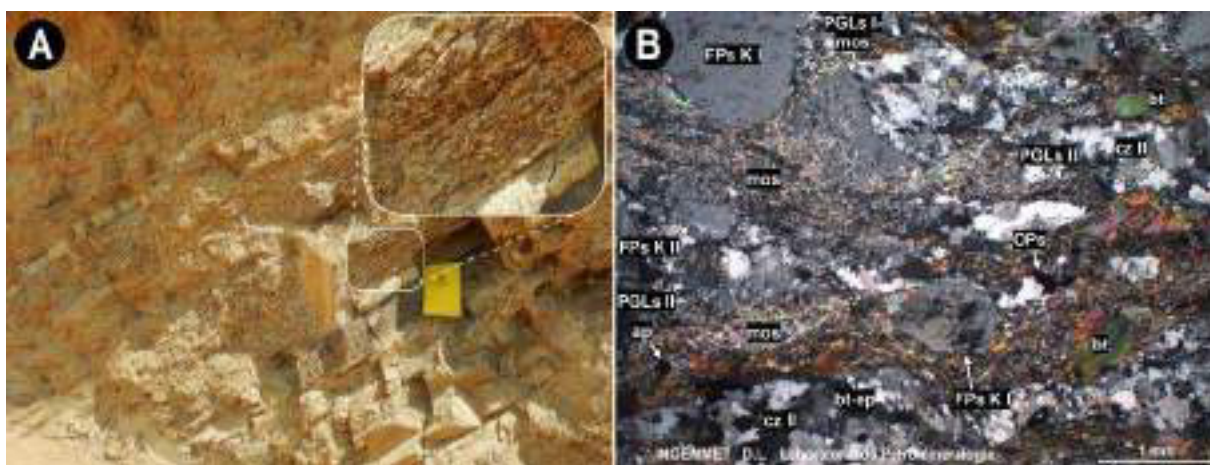


Figura 4.7. A. Ortogneis intruido por sills metamorizados en Manzano. B. Microfotografía de la figura anterior.

Los esquistos verdes, de protolito volcánico/volcánico-sedimentario se intercalan por sectores con los esquistos grises, sin embargo, constituyen una franja diferenciada, bien marcada, al oeste de los gneises de Acomayo. Los afloramientos de los esquistos verdes presentan una mayor resistencia a la erosión que los esquistos grises, la morfología que presentan asemeja estratificación de capas potentes (Figura 4.8A). Litológicamente son verdes, verdes grisáceos, y en menor ocurrencia, gris oscuros. Presentan textura nematoblástica, lepidonematoblástica, grano-lepidoblásticas y ocasionalmente porfido-lepidoblástica. El clivaje tipo lápiz es característico, y el desarrollo de la esquistosidad de crenulación es débil, aunque por sectores está bien desarrollada (Figura 4.8B). En zonas cercanas al gneis, presentan un incipiente desarrollo de foliación en bandas milimétricas y paralelas (Figura 4.8C), siendo esquistos de blastos ligeramente de mayor granulometría. Están compuestos por bandas milimétricas de cuarzo y plagioclasa intercaladas con bandas irregulares de biotita, y menor anfíbol.

Los esquistos grises, de protolito pelítico, constituyen aproximadamente la mitad de las rocas metamórficas aflorantes en el área de estudio. Se distribuyen en las márgenes del Complejo

Metamórfica, sobreyacidos por el Grupo Mitu, tanto en el sector oriental, como en el cuadrángulo de La Unión (Mamani et al., *en preparación*). En vista al afloramiento, presentan una morfología ondulada, poco resistente a la erosión, fracturada, la esquistosidad es marcada (Figura 4.9A). Es característico la coloración rojiza del suelo, especialmente en alrededores de la ciudad de Huánuco, por la alteración de las micas, lo que facilita la fotointerpretación. La intensidad de deformación varía desde esquistosidad incipiente, con poco desarrollo de crenulación (Figura 4.9A) hasta plegamientos intensos observables por la deformación de las venas de cuarzo (Figura 4.9B). Litológicamente, son grises a beige, con predominancia de mica, generando una superficie brillante (Figura 4.9C). Presentan textura lepidoblástica, ocasionalmente nemato-lepidoblástica, Están conformadas por cuarzo, muscovita, feldespato, con menor biotita, y ocasional andalucita. Por sectores, presenta porfidoblastos de cuarzo, feldespato y plagioclasa, a menudo con sombras de presión (Figura 4.9D).



Figura 4.8. *Esquistos verdes. A. Afloramiento en Incacocha, vista al sureste. B. Detalla de afloramiento anterior, el esquisto presenta desarrollo intenso de crenulación. C. Esquisto de cuarzo y biotita. D. Falla lístrica normal (señalado por las flechas amarillas) con vergencia al SW, al este de la ciudad de Huánuco.*

La tendencia composicional de las rocas metamórficas del Complejo del Maraón se muestra en la Figura 4.10. En general, el porcentaje de contenido de cuarzo no varía, en cambio, la muscovita y biotita tienden a disminuir según aumenta el grado metamórfico.

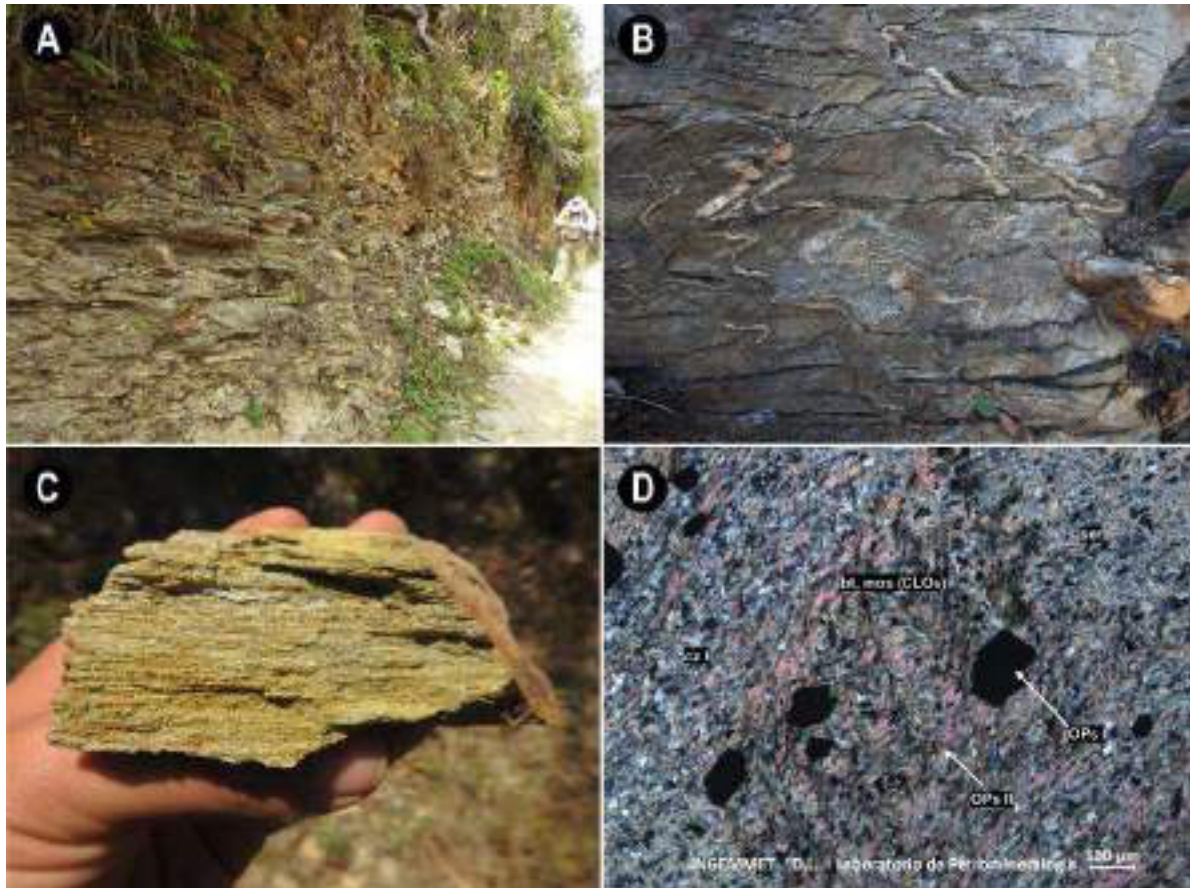


Figura 4.9. Esquistos grises. A. Afloramiento con aspecto tabular en Villa Gloria. B. Venas de cuarzo afectadas por esquistosidad S1 (horizontal) y S2 definido por los ejes del plegamiento. C. Superficie brillante por el alto contenido de muscovita, y menor biotita. D. Microfotografía de esquistos en la localidad de Chullay, puede observarse la predominancia de la muscovita y biotita, la esquistosidad S1 y S2 de crenulación.

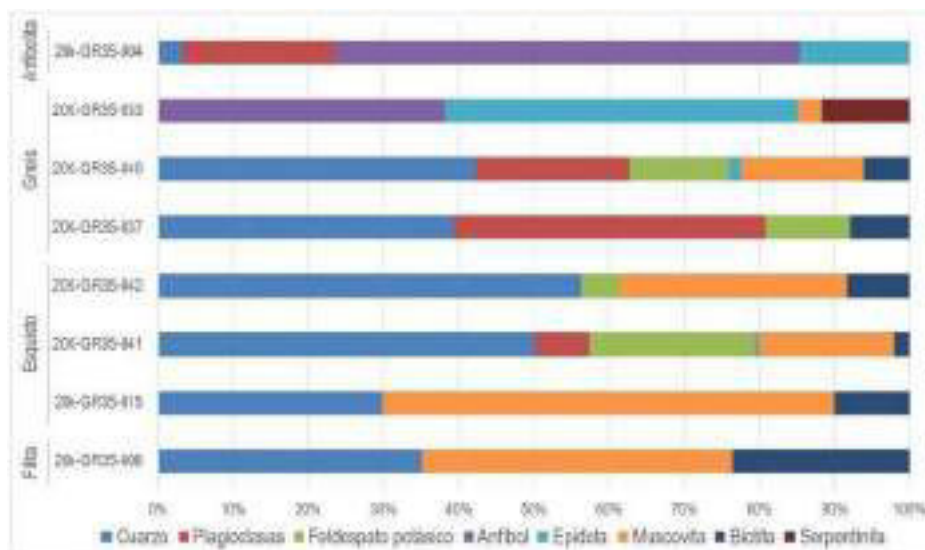


Figura 4.10. Tendencia mineralógica en rocas metamórficas del Complejo del Marañón.

Las estructuras que afectan al Complejo del Maraón son foliaciones, pliegues y fallas. La esquistosidad S1 es la de mayor dominancia, y S2, varía en intensidad por sectores, ambas presentan crenulación. La esquistosidad S1 indica plegamientos de gran escala, responsable por el afloramiento de los diferentes grados de metamorfismo. La esquistosidad, en general, del Complejo del Maraón tiene una orientación N 140   a N 190   y N 005   a N 030   (Figura 4.11).

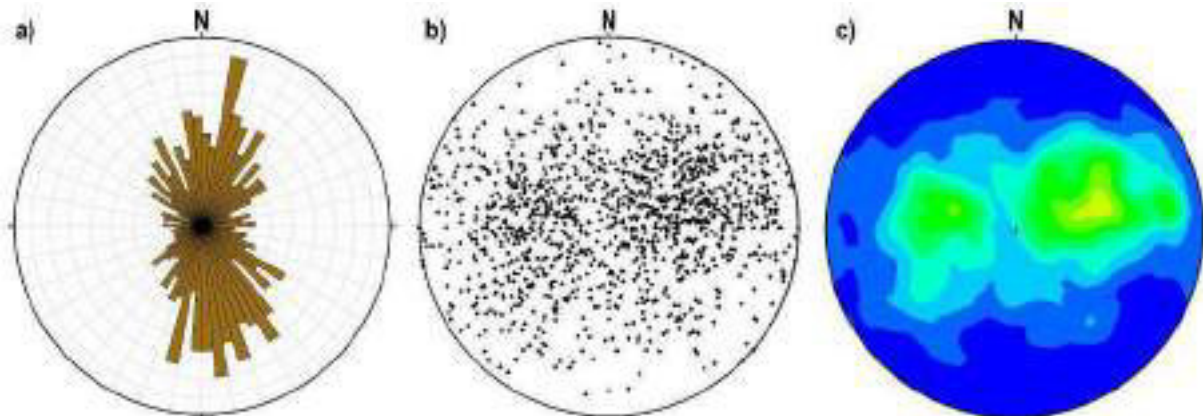


Figura 4.11. *Proyección estereográfica equi-areal de la esquistosidad S1 del Complejo del Maraón (n=1668). a) Diagrama de rosas considerando la dirección de buzamiento; b) polos de esquistocidad dip/dip direction; c) gráfico de contornos dip/dip direction.*

Según el cartografiado de Mamani et al. (*en preparación*), el basamento metamórfico presenta de oeste a este las siguientes unidades cartografiables: (a) Esquisto gris del sector oeste, aflora entre el río Maraón y la lineación Hayapite - Tingo; (b) gneis del sector oeste, hasta la hacienda Higuera y Sicsipata; (c) esquisto gris del sector central, entre Santa María del Valle e Incacocha; (d) esquisto verde del sector central, (e) gneis del sector este, entre Santa María del Valle y Acomayo; y (f) esquisto gris del sector este. Dichas unidades presentan una orientación definida predominante N 005   a N 030   y son cabalgadas por el Grupo Mitu, los afloramientos se extienden hasta la hoja de Panao (Figura 4.12).

Los esquistos grises del sector occidental est  n orientados predominantemente entre N 120   y N 175  , con la vergencia de la esquistosidad hacia el suroeste. La segunda unidad correspondiente a la franja de gneis del sector oeste presenta la esquistosidad orientada según N 155   y N 190   con vergencia hacia el suroeste-oeste. Los esquistos grises del sector central presentan vergencia el este, con tendencias predominantes entre N 330   y N 030   de la esquistosidad. Los esquistos verdes est  n orientados predominantemente según N 005   - N 055  , con vergencia hacia el sureste. Aunque, la franja de gneises del sector este no presenta una dirección de esquistosidad predominante como en casos anteriores, muestra mayor distribución entre N 010   - N 020   y N 160   - N 200  , con vergencias predominantes hacia el sureste y noroeste. La franja oriental de esquistos grises muestra esquistosidad orientada predominantemente entre N 000   y N 060  , con vergencia principal hacia el sureste (Figura 4.12).

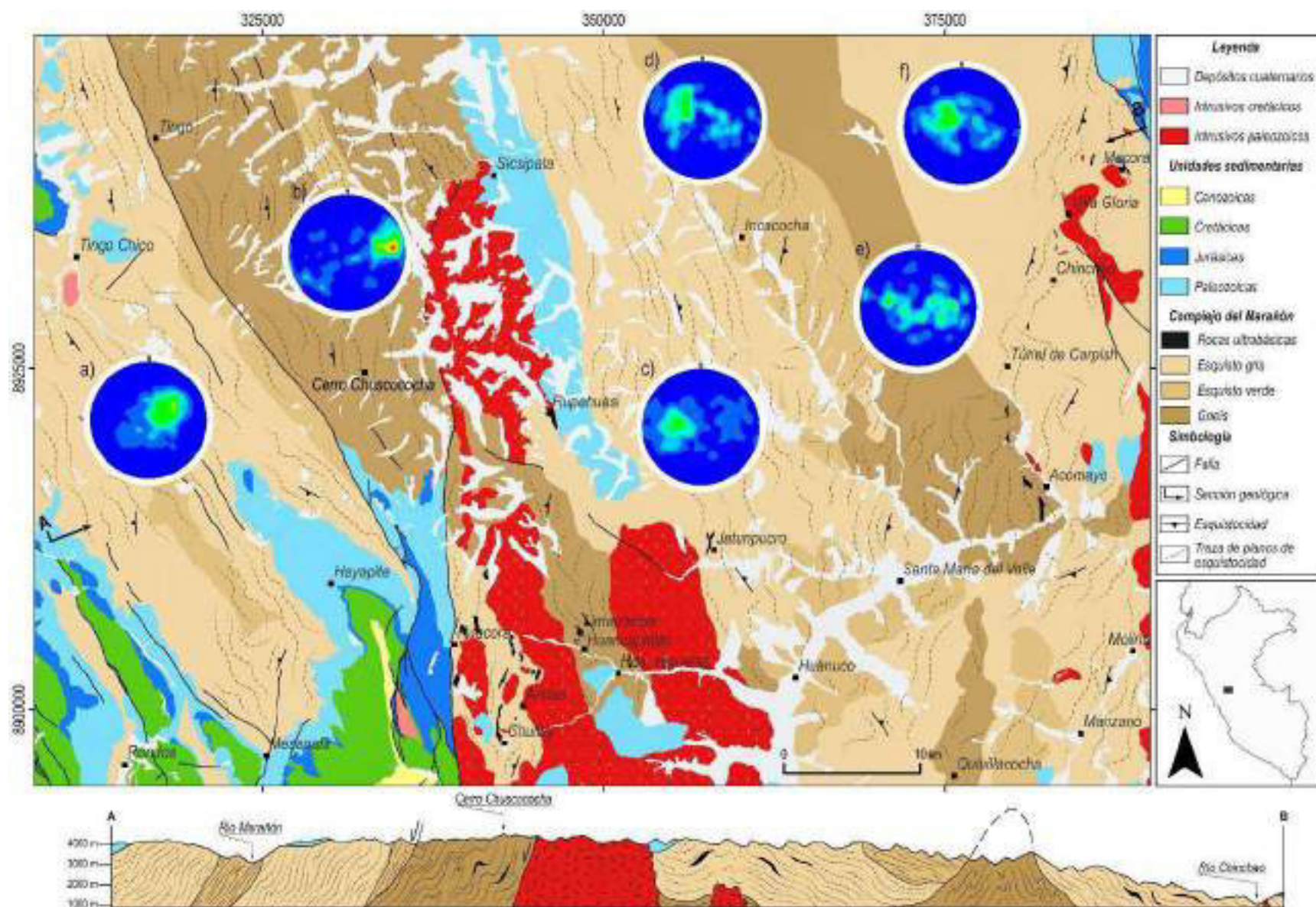


Figura 4.12. (Página anterior). *Mapa simplificado y sección geológica del cuadrángulo de Huánuco y parte de La Unión en base a Mamani et al. (en preparación), con mapa de contornos de la esquistosidad, a, c, f, esquistos gris; d, esquistos verde; b, e, gneis.*

Los plegamientos a pequeña escala están más desarrollados en los esquistos de alto grado y los gneis, y son el resultado de los esfuerzos que originaron la esquistosidad. Las fallas que afectan a las rocas metamórficas son normales, comúnmente fallas lístricas (Figura 4.13A, 4.13D), guardan la misma dirección con la esquistosidad. Las direcciones de las fallas varían en N230°-250° con vergencia el noroeste. Deformación de cizalla se ha evidenciado en estructuras en echelón (Figura 4.13B) y estructuras S-C (Figura 4.13C).

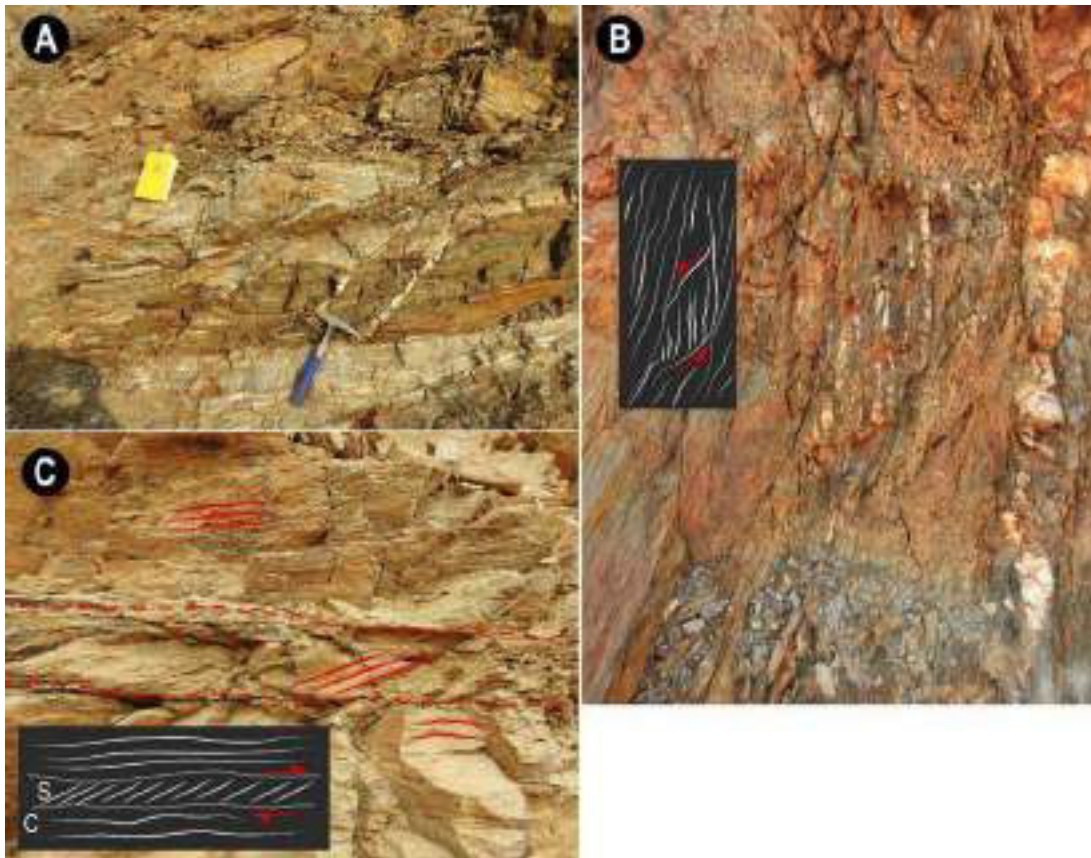


Figura 4.13. *A. Fallas normales rellenas por venillas de cuarzo, y presencia de sill pre-metamorfismo adaptando la forma de boudinage, al sur de Acomayo. B. Estructura en echelon, en María. C. Estructuras S/C en esquistos gris, asociado a pliegues kink, en Paucar.*

El Complejo del Maraón presenta intrusiones de carácter básico y félsico, pre y post metamorfismo. Hacia el este de Huánuco, sill y diques de leucogranito es común y ubicuo (Figura 4.14A, B), se encuentra foliado, bastante afectado por la meteorización. Los esquistos en los contactos con el leucogranito presentan textura pegmatítica con cristales de muscovitas de mayor tamaño (Figura 4.14C), mineralógicamente está compuesto de cuarzo, plagioclasa, muscovita en cristales de hasta 3 mm, y a veces cristales de chorlo (turmalina negra) (Figura 4.14D).

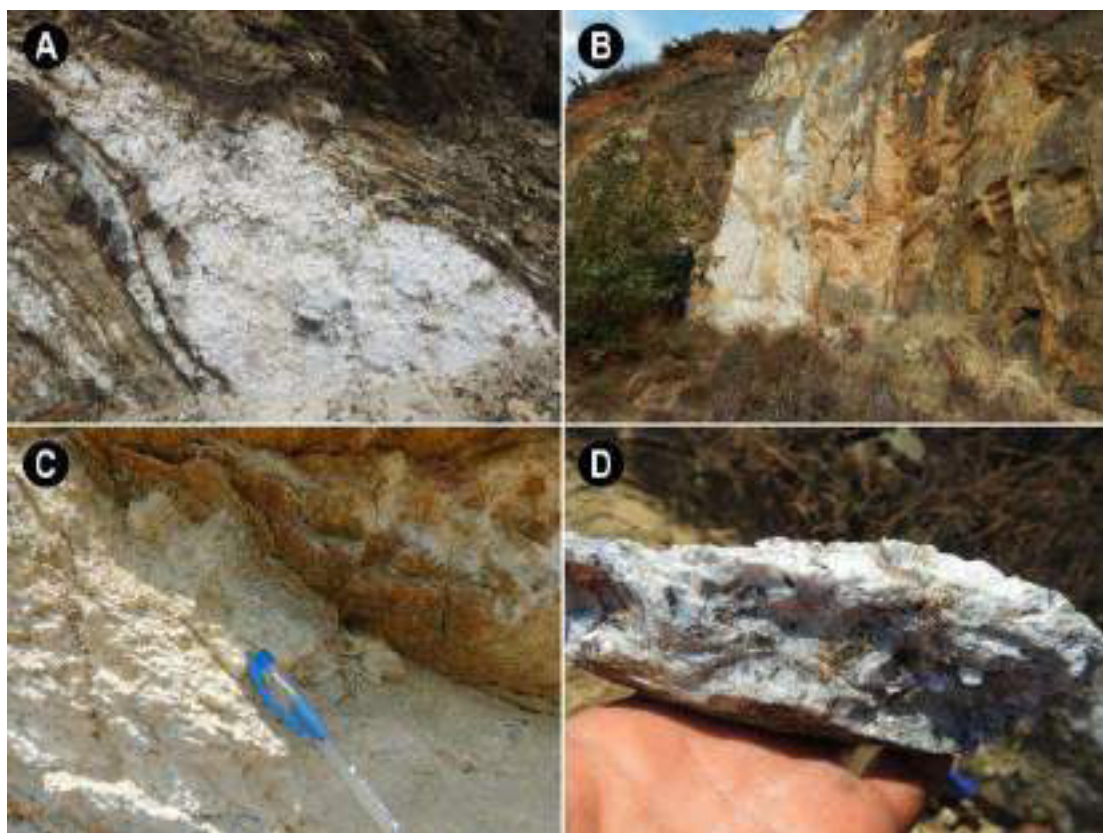


Figura 4.14. A. Intrusión a manera de sill de leucogranito con textura pegmatítica en esquistos grises, se tomó muestra de geoquímica 20k-GR35-032 al NO de Acomayo. B. Dique de leucogranito de 4 m de potencia en Santa María del Valle, tiene muscovita y chorlo. C. Contacto entre el esquisto y leucogranito, puede observarse el aumento de muscovita en los esquistos en el contacto en Santa María del Valle. D. Leucogranito de la imagen anterior conteniendo muscovitas centimétricas, así mismo puede observarse crisitales de chorlo.

En cuanto a la edad del Complejo del Marañón, se le ha asignado corrientemente al Precámbrico (Grandin et al., 1980; Quispesivana, 1996). Dalmayrac et al. (1980) determina una edad de 600 Ma para el metamorfismo; sin embargo, Cardona (2006) determina varios estadios de metamorfismo afectando rocas distintas (Tabla 4.1). Los picos de metamorfismo se dieron durante el Ordovício (480-460 Ma), Silúrico-Devónico (420 Ma) y el Carbonífero superior (300 Ma).

Unidad	Protolito	Edad del protolito	Edad de metamorfismo
Gneis y milonita de Huánuco	Ortogneis	~613 Ma	480-460 Ma
Esquistos de Huánuco	Volcano - sedimentario	~460 Ma	420 Ma
Esquistos de La Unión	Volcano - sedimentario	~315 Ma	~300 Ma

Tabla 4.1. Edad del protolito y metamorfismo para las unidades determinadas por Cardona (2006).

4.3.2. Unidades sedimentarias del Paleozoico

Afloran en el sector oeste del cuadrángulo de Huánuco. Las unidades presentes son la Formación Contaya y los grupos Ambo y Mitu (Figura 4.3). La Formación Contaya, de edad ordoviciana, aflora desde Quisudo hasta Patay Rondos, yace en discordancia sobre el Complejo del Marañón, consiste en areniscas de grano medio a fino, lutitas y limolitas ligeramente metamorfizadas.

El Grupo Ambo, del Carbonífero inferior, aflora hacia el sur del río Higuera, yace en discordancia sobre el Complejo del Marañón y está preservado como techos colgantes de la intrusión del Batolito de Higuera. Consiste en limolitas y areniscas de grano fino claras, con contenido de plantas en el Cerro Pan de Azúcar, con intercalaciones de tobas cristalinas, y presencia de lavas basálticas.

El Grupo Mitu, de edad Pérmico superior, está expuesto en los sectores noreste y suroeste. En el primer sector, al norte de Chinchao, sobreyace en discordancia al Complejo del Marañón. En el sector suroeste, sobreyace al Complejo del Marañón, y hacia el oeste al Grupo Ambo. Consiste en areniscas rojizas intercalado con niveles volcano-sedimentarios depositados en sistemas de hemi-granbens, presenta rizaduras de corrientes y bioturbación.

4.3.3. Unidades sedimentarias del Mesozoico y Cenozoico

La unidad inferior corresponde al Grupo Pucará (Triásico superior – Jurásico inferior), sobreyace al Grupo Mitu, consiste en calizas y dolomías. En el sector suroeste, es sobreyacido por secuencias sedimentarias Cretácicas (Grupo Goyllarisquizga y formaciones Pariahuanca, Chúlec-Pariatambo, Jumasha y Celendín) y la Formación Casapalca (Cretácico superior-Paleoceno inferior) (Figura 4.3).

4.3.4. Magmatismo

Las rocas ígneas presentes en el área de estudio corresponden al Batolito de Higuera y stocks que afloran en el sector este, desde Chinchao hasta Molino (Figura 4.12).

El Batolito de Higuera aflora en mayor extensión a lo largo del río Higuera, se extiende en una franja NNO-SSE, desde Maray y se prolonga hacia el sur, Ambo. La litología consiste en granitos, granodioritas y dioritas, de textura fanerítica de grano medio a grueso, blanquecinas, hipidiomórficas. La biotita y ocasionales hornblendas constituyen el componente máfico. Este batolito se dispone en contacto con el Complejo del Marañón, e intruye al Grupo Ambo dejando algunos techos colgantes al sur del río Higuera. Por contacto estructural está en contactos con la secuencia sedimentaria Paleozoico y Mesozoico. Las edades del batolito determinada por Cardona (2009), en el área de estudio, comprenden de 367.3 ± 31.7 a 240 ± 7 Ma, es decir una edad entre Devónico superior, Carbonífero y Triásico inferior.

Los stocks del sector este corresponden a intrusiones dentro del Complejo del Marañón, consisten en granodioritas y dioritas, de grano medio, a veces con ligera foliación, sin embargo, son parte de un evento posterior (Quispesivana, 1996).

4.3.5. Geología estructural

En el área de estudio se identifican dos fallas principales: la falla Potaga y la falla Yarumayo, ambas con una orientación predominante en sentido norte-sur (Figura 4.15).

La Falla Potaga constituye la estructura tectónica más significativa de la zona. Presenta una orientación N-S y ha sido clasificada como una falla normal, lo que indica un régimen compresivo. Esta falla delimita el contacto con el Batolito de Higuera, según lo documentado por Quispesivana (1995), y se extiende desde el extremo sur del área de estudio hasta las inmediaciones de la localidad de Sicsipata.

Por su parte, la falla Yarumayo se orienta en dirección NNO-SSE y representa una ramificación de la falla Potaga. Su traza se inicia al sur de Chullay, se dirige hacia el oeste de Huacora y continúa como un lineamiento estructural hasta el norte de Tingo, prolongándose incluso más allá del límite septentrional del área de estudio. Esta falla pone en contacto unidades metamórficas de distinto grado, específicamente filitas y esquistos de bajo grado con esquistos de alto grado y gneises.

Para caracterizar de manera más precisa las estructuras presentes, se realizó un análisis de lineamientos estructurales a partir de diferentes fuentes de información, entre ellas imágenes satelitales y modelos digitales de elevación (DEM). En particular, se empleó un DEM procesado mediante la técnica *Red Relief Map Image* (RRMI), con el objetivo de identificar y analizar la distribución espacial, orientación y densidad de los lineamientos geológicos en la zona de estudio.

La técnica *Red Relief Map Image* (RRMI) es un método avanzado de visualización de modelos digitales de elevación (DEM) que integra mapas de pendiente, apertura positiva y negativa del terreno, sombreado y realce de elevaciones para resaltar estructuras geológicas con mayor claridad.

Como resultado del análisis, se identificaron y trazaron un total de 334 lineamientos. La orientación de estos lineamientos, evaluada mediante un diagrama de rosas, revela tres direcciones estructurales principales: NO-SE, NE-SO y N-S (Figura 4.15). Esta distribución confirma la existencia de un fuerte control estructural en el área, probablemente influenciado por las fases sucesivas de deformación andina. Los lineamientos con orientación N-S se asocian predominantemente con la traza de la Falla Potaga, mientras que los de orientación NO-SE muestran una clara relación con la Falla Yarumayo. Estas correlaciones respaldan la interpretación de que ambas estructuras han jugado un papel fundamental en la configuración tectónica del área, y posiblemente en la redistribución de unidades litológicas y zonas potenciales de mineralización.

4.4. Geología local

Las rocas ultrabásicas en el área de estudio se distribuyen en dos sectores principales: Huancapallac y Chinchao, y, por lo tanto, se han descrito estas dos zonas con mayor detalle.

4.4.1. Sector de Huancapallac

Este sector abarca desde el poblado de Potaga hasta las cercanías de la ciudad de Huánuco (Figura 4.16), comprendiendo cotas desde los 2000 msnm hasta los 4500 msnm, geomorfológicamente corresponden a cerros semi áridos con quebradas profundas y encañonadas, con altiplanicies en las zonas de mayor altitud.

El basamento está constituido por esquistos, en el sector oeste y este, y gneises en el sector central, con rumbo principal de la esquistocidad norte-sur, se encuentran sobreyacidos por rocas de la Formación Contaya, metalimolitas y metaareniscas de grano fino, y Grupo Ambo, limolitas, areniscas de grano fino, tobas cristalinas y lavas basálticas, estas unidades afloran en pequeña extensión. Estas rocas se encuentran intruidas por el Batolito de Huancapallac, consistente en granitos, granodioritas y dioritas. En el extremo occidental, una falla normal pone en contacto rocas de edad jurásicas y cretácicas con los esquistos del Complejo del Marañón.

Las rocas ultrabásicas se presentan en forma de sills lenticulares, intruidos dentro de los esquistos y gneises del Complejo del Marañón. Desde el punto de vista geomorfológico, muestran una mayor resistencia a la erosión que los esquistos, lo que facilita su reconocimiento en el campo. El espesor de estos cuerpos varía desde menos de un metro hasta aproximadamente 100 metros (Figura 4.17, 4.18). En general, los sills no se presentan de manera aislada, sino que suelen encontrarse en grupos o en estrecha proximidad espacial entre ellos, aunque sin llegar a cortarse ni intersectarse mutuamente (Figura 4.18).

Los sills ultrabásicos se encuentran totalmente serpentinizados, por lo tanto, litológicamente corresponden a serpentinitas (Figura 4.19 A, B, C), así que en adelante se hará uso de ambos términos indistintamente. Estos cuerpos presentan una coloración verde oscura a gris oscura, presentan foliación y bandas de crisotilo entre fracturas y fallas.

Los sills ultrabásicos están asociados a sill andesíticos afectados por metamorfismo de bajo grado, y exhibiendo laminaciones (Figura 4.19 D).

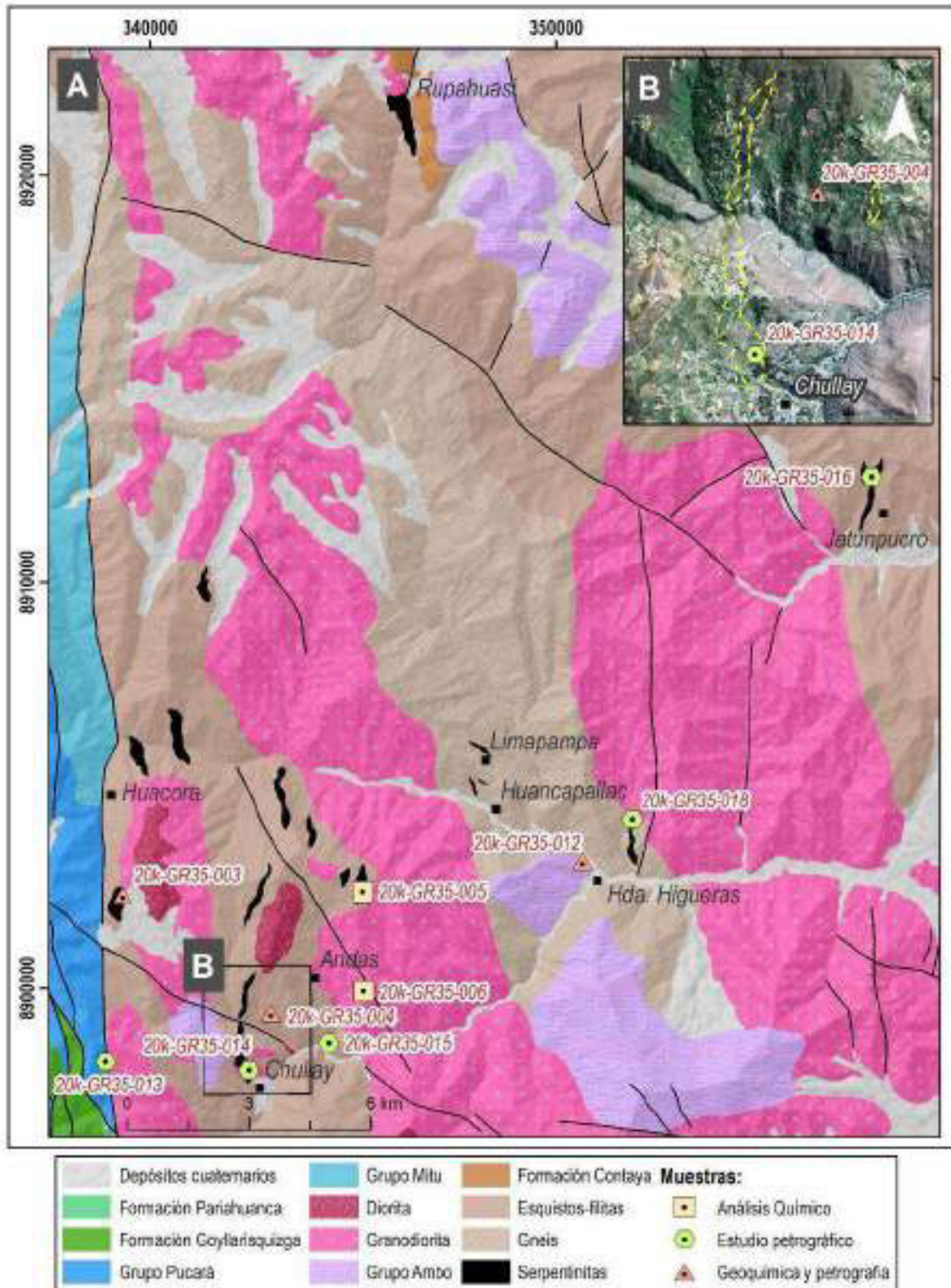


Figura 4.16. A. Mapa geológico del sector de Huancapallac. B. Lentes de serpentinita en el sector de Chullay.



Figura 4.17. *Sill ultrabásico serpentinizado (UB) encajonado por esquistos en Chinchán, suroeste de Andas, vista al sur.*



Figura 4.18. *A. Sills ultrabásicos serpentinizados encajonados por esquistos, en el C. Yanashalash, vista al noreste. B. Detalle de la imagen A, muestra JC-179.*

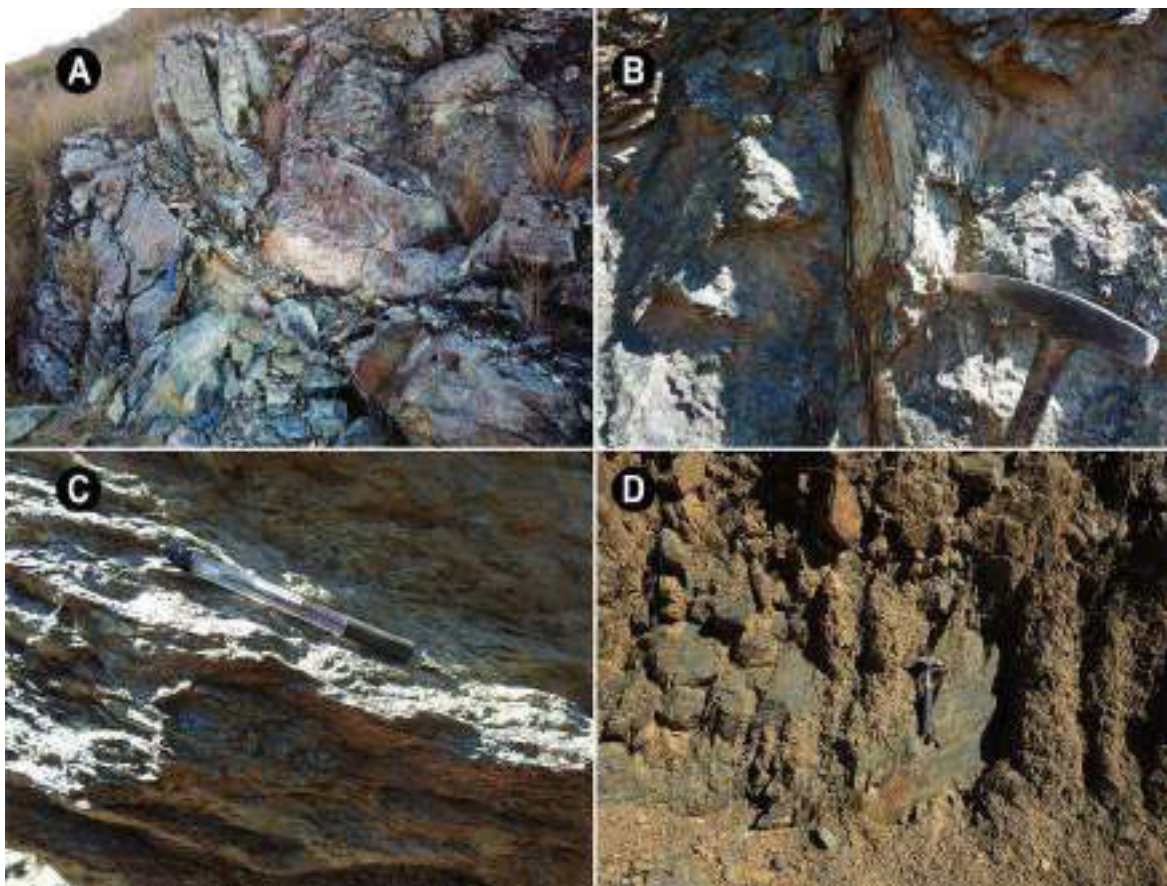


Figura 4.19. A. Serpentinita, en Potaga, muestra 20k-GR35-003. B. Crisotilo en fractura en Chinchán, muestra 20k-GR35-014. C. Serpentina mostrando foliación paralela a la esquistocidad al oeste de Andas, muestra R1477. D. Diorita porfirítica mostrando laminación, en la confluencia del río Cozo con la quebrada Andas.

En Limapampa, la roca hospedante de los sills ultrabásicos comprende gneis de muscovita, cuarzo y feldespato, es de notar que no presentan mayores deformaciones estructurales que puedan indicar esfuerzos internos (Figura 4.20A). Las serpentinitas presentan geometría lenticular, muestran foliación paralela a la esquistocidad del gneis, y su espesor varía entre 0.8 a 1.5 metros, presentan coloración oscura con tonalidad verduzca (Figura 4.20B, C, D). A diferencia de cartografiados anteriores (Guillon & Zegarra, 1977) no se ha reconocido un cuerpo consolidado de dimensiones regulares, sino múltiples niveles de sills.

En Jatunpucro, también afloran sills ultrabásicos en esquistos de feldespato, cuarzo y muscovita, tampoco afectan tectónica a la roca huésped, presentan, así mismo, foliación paralela a la esquistocidad $S1=N138^{\circ}/53^{\circ}$ (Figura 4.20E, F).

Al este de la hacienda Higuera, una falla normal pone en contacto a las serpentinitas con granodiorita alterada del Batolito Higuera (Figura 4.21, 22), la falla, de vergencia hacia el noroeste, presenta oxidación y una zona de falla menor a 10 centímetros, tratándose de una falla de pequeña escala (Figura 4.21A, B). Los sills ultrabásicos presentan abundante talco como mineral de alteración (Figura 4.21C).

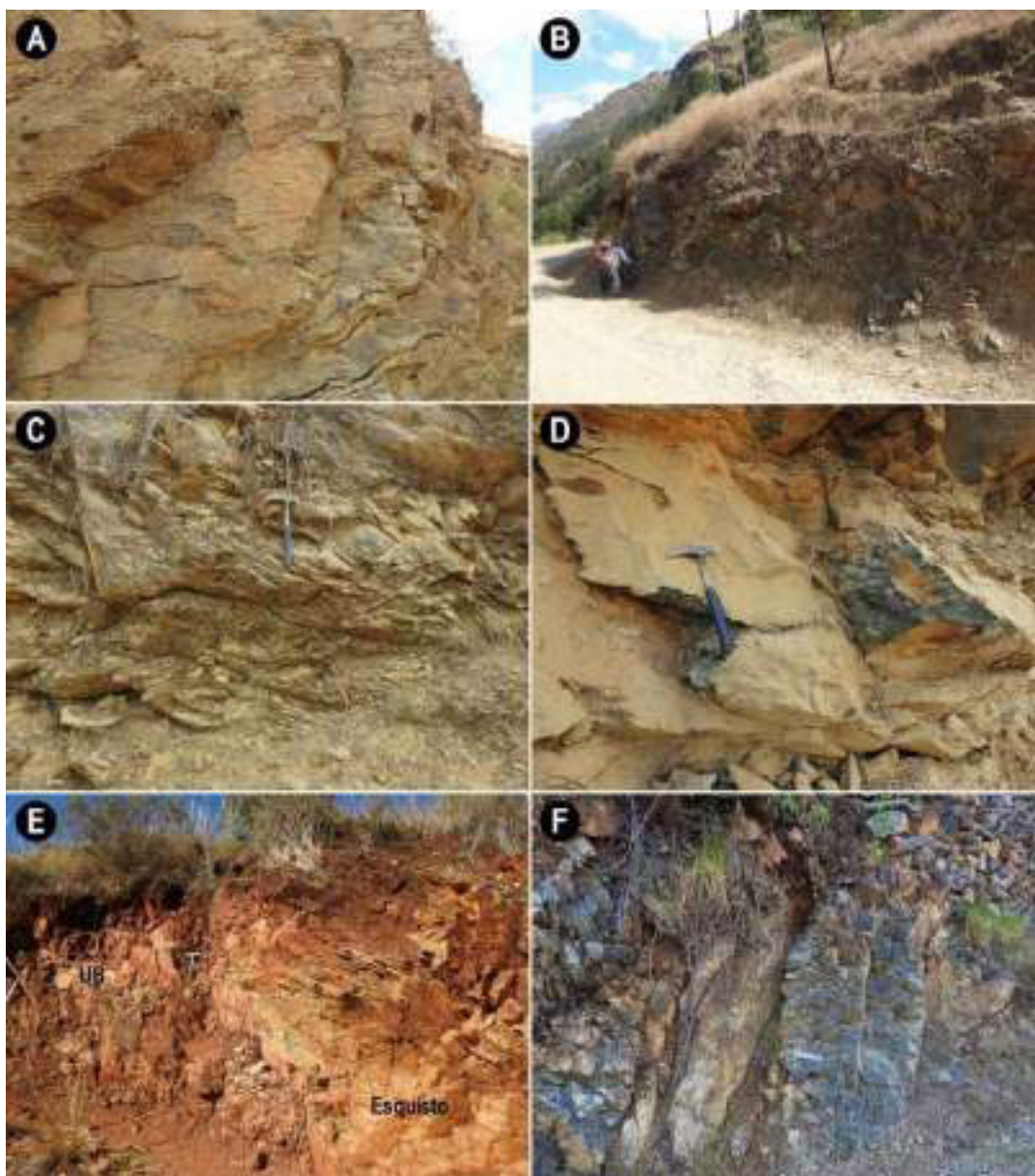


Figura 4.20. *Serpentinitas de Limapampa. A, B. Gneis encajonante. C. Serpentina mostrando foliación paralela a la esquistocidad. D. Detalle de la serpentinita, muestra 20k-GR35-016. E. Serpentinitas en Jatunpucro, en forma de sill. F. Serpentinita compacta.*

4.4.2. Sector de Chinchao

Se extiende de sur a norte, desde Acomayo hasta el norte de Chinchao (Figura 4.23), comprendiendo el inicio de la ceja de selva, y, por lo tanto, constituyendo una zona con abundante cubierta vegetal.

Esquistos del Complejo del Maraón abarcan la mayor parte del área, con una esquistocidad predominante hacia el este, y conformando pliegues en dirección N-S. Presentan stocks microdior ticos, dioríticos, granodioríticos y leucogranitos muscov ticos.

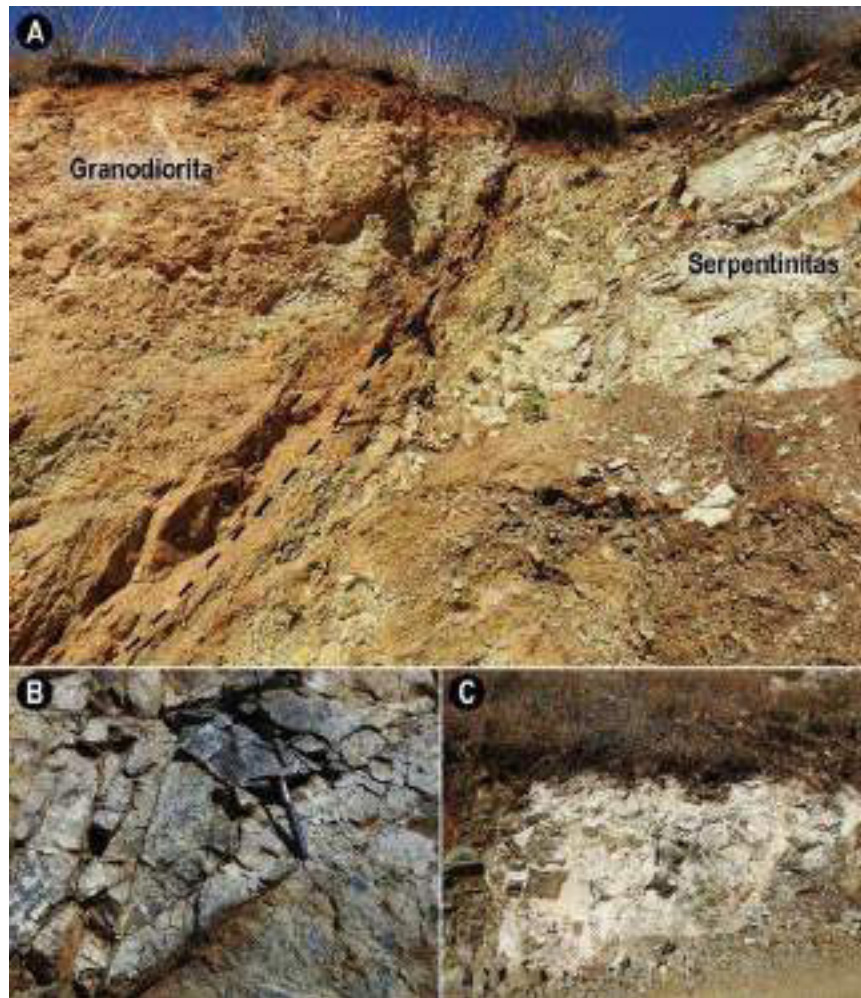


Figura 4.21. Contacto entre el Batolito de Higueras y las rocas metamórficas. A. Zona de falla con panizo, el bloque piso está serpentinizado. B. Serpentinita masiva, oscura con presencia de venillas de magnetita, muestra 20k-GR35-018. C. Talco producto de la alteración de la serpentinita.

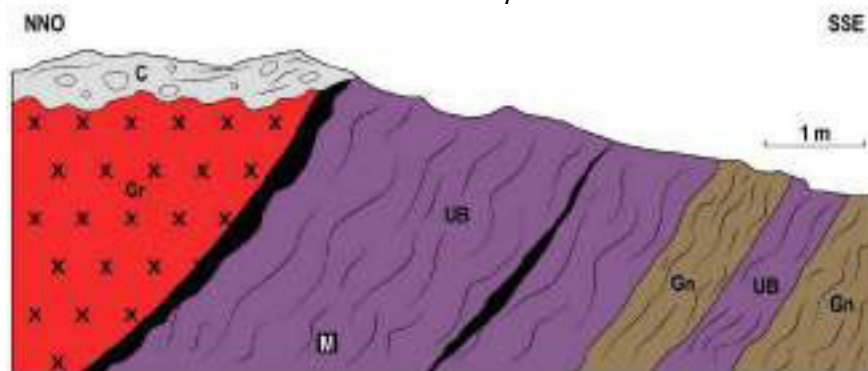


Figura 4.22. Corte geológico de la Figura 4.21. Gr: Granito, Ub: Ultrabásico, Gn: Gneis, C: Cuaternario, M: Muestra 20k-GR35-018.

Las rocas ultrabásicas se presentan como sills, a veces resaltando geomorfológicamente, por su mayor resistencia a la erosión, y manteniendo la geometría lenticular (Figura 4.24A). En afloramiento, también se encuentran serpentinizados, presentan coloración oscura, con

tonalidades verduzcas (Figura 4.24B, C). A veces, se encuentran asociadas a fallas locales inversas, con alteración argílica (Figura 4.24D). En cuanto a su espesor puede variar desde menores a un metro (Figura 4.24E), hasta superior los 30 metros. El aspecto lenticular de estas serpentinitas se puede apreciar bien en los cortes de carretera en Acomayo (Figura 4.24E). Presentan foliación (S1: N194°/43°) marcada por sectores, y también se encuentran asociadas a zonas oxidadas (Figura 4.24F).

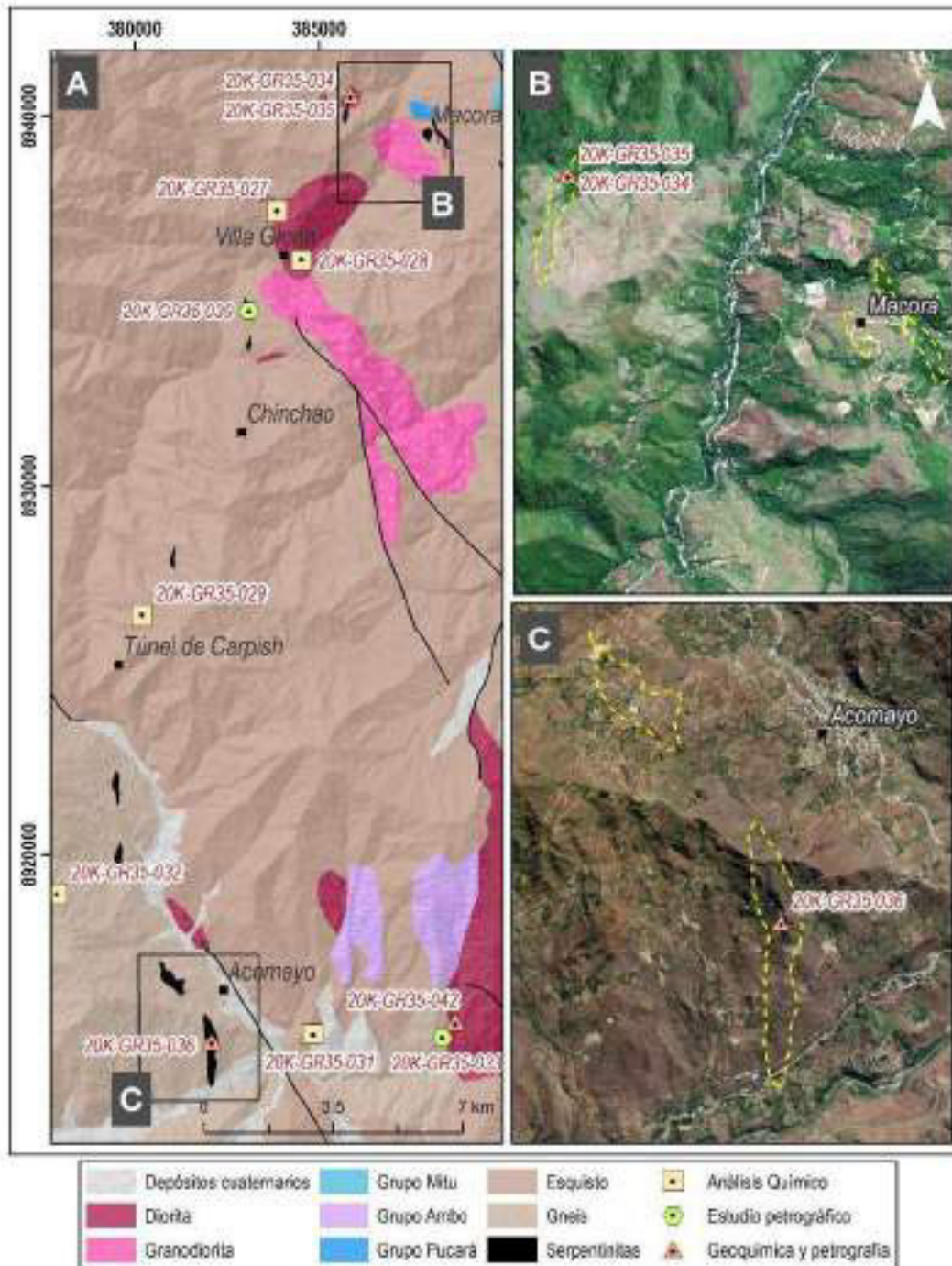


Figura 4.23. A. Mapa geológico del sector de Chinchao. B. Sector de Macora. C. Sector de Acomayo.

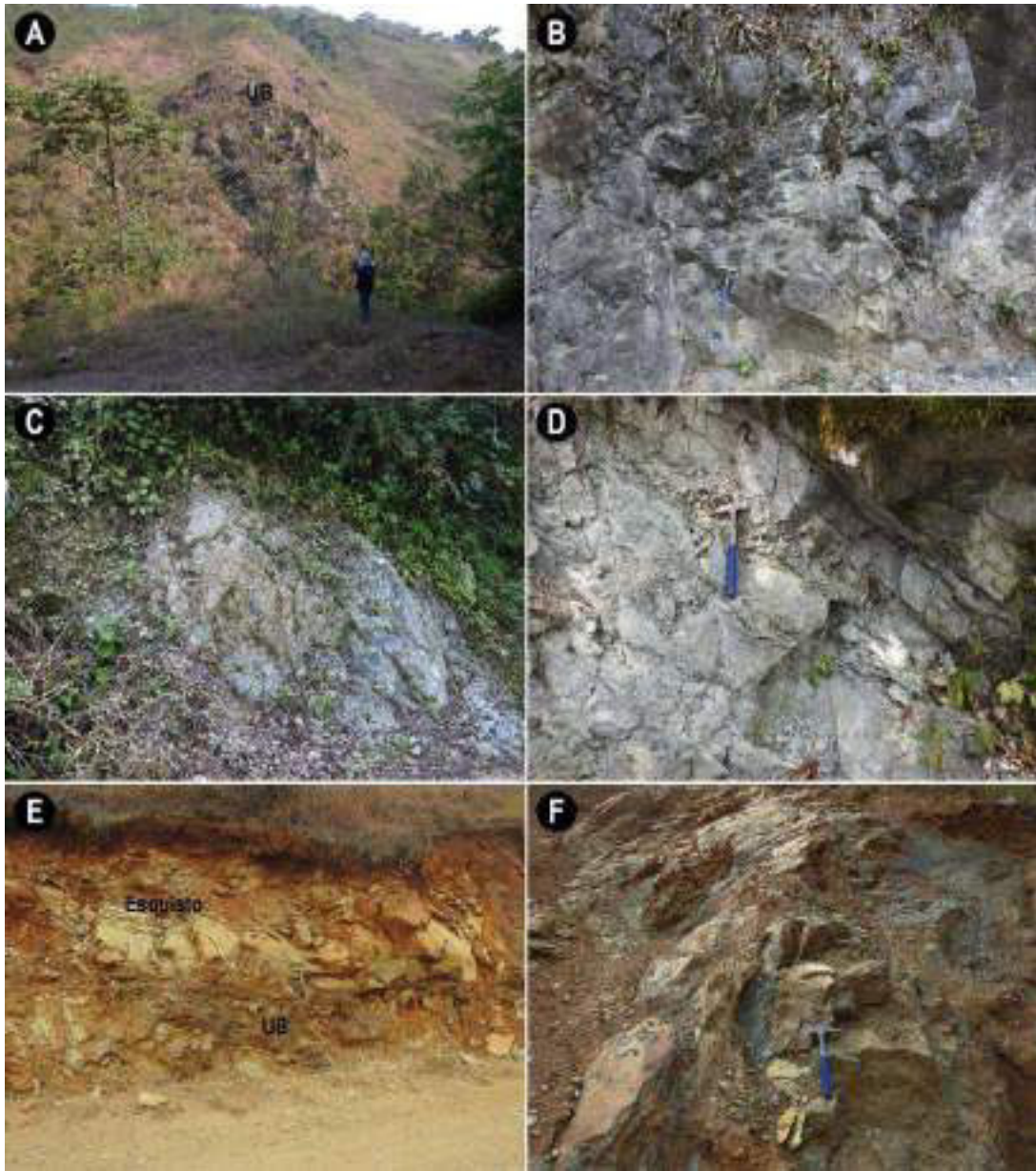


Figura 4.24. A. Sill ultrabásico de más de 30 m de potencia, puede observarse el carácter resistente de la misma y su morfología lenticular, en Villa Gloria, vista al sur. B, C. Afloramientos en metros de rocas ultrabásicas. D. Sill ultrabásico de 70 cm de potencia, muestra 20k-GR35-039 y CF95A, CF95B, en Malqui. E. Sill ultrabásico (UB) con forma lenticular, en Acomayo. F. Sill de serpentinita con foliación, en Malqui.

En Villa Gloria una falla local inversa ($N 152^\circ/47^\circ$) genera cabalgamiento de serpentinitas sobre serpentinitas, implicando el poco desplazamiento de esta, la vergencia de la falla hacia el oeste guarda concordancia con la esquistocidad (Figura 4.25).



Figura 4.25. Sill ultrabásico (UB) serpentizado afectado por una falla inversa local ($N 152^\circ/47^\circ$), e intruido por granito alterado, en Villa Gloria, vista al sur.

En Macora, las serpentinitas se encuentran intruidas por diques de leucogranito con contenido de cristales de muscovita de hasta 2 cm (Figura 4.26).



Figura 4.26. Leucogranito a manera de diques intruyendo rocas serpentizada en Macora. Toma de muestra de mano de la serpentinita. Puede observar el detalle del contacto, y esquema en la esquina superior izquierda.

En Acomayo, se observan sills microdioríticos (N 175°/43°) emplazados en esquistos generando un nivel de cizalla centimétrico en los contactos (Figura 4.27).



Figura 4.27. *Sill microdiorítico (N 175°/43°) intruyendo esquistos en Acomayo, vista al oeste.*

Capítulo 5

RESULTADOS

5.1 Análisis petrográfico

Se tomaron 15 muestras representativas de los afloramientos de rocas ultrabásicas, serpentinitas y rocas asociadas de los dos sectores estudiados; 10 muestras del sector de Huancapallac, y 5 de Chinchao. Además, se revisaron muestras de proyectos anteriores desarrollados por INGEMMET (Quispe et al., 2022) (Anexo 1 y figura 5.1).

Los resultados del análisis petrográfico se han dividido en rocas ultramáficas poco serpentinizadas, serpentinitas sin o escasos relictos texturales y mineralógicos, y rocas asociadas espacialmente. El grupo de las rocas ultramáficas se caracterizan por preservar determinado porcentaje de olivino, piroxeno y anfíbol, mientras que el grupo de las serpentinitas mineralógicamente están constituidas por un contenido de serpentinas mayor al 50% (Tabla 5.1).

Roca	Contenido mineral (%)								Muestra
	OI	Px	Hbn	Srp	CLOs	Talc	CBs	Opq	
Peridotita de piroxeno y hornblenda	25	21	10	24	12	5	—	3	20k-RMT-004
Peridotita de piroxeno y hornblenda	5	25	36	20	5	8	—	1	20k-RMT-005
Piroxenita olivínica (Websterita olivínica)	12	48	2	12	4	20	—	2	20k-RMT-003
Piroxenita	—	76	6	13	1	—	3	1	20k-RMT-002
Dunita	73	2	3	8	1	12	—	1	JC176
Serpentinita	—	—	—	89	—	—	—	11	20k-RMT-008
Serpentinita	14	—	—	52	—	—	31	3	20k-RMT-009
Serpentinita	—	—	—	55	34	—	—	11	20k-GR35-003
Serpentinita	—	—	—	59	3	6	20	12	20k-GR35-014
Serpentinita	—	—	—	82	—	7	—	11	20k-GR35-016
Serpentinita	—	—	—	94	—	—	—	6	20k-GR35-018
Serpentinita	—	—	13	53	6	—	—	28	20K-GR35-035
Serpentinita	8	22	5	53	8	—	—	4	20K-GR35-036
Serpentinita	—	—	—	63	1	—	33	3	20K-GR35-039
Serpentinita	—	—	—	94	—	Traza	—	6	20k-RMT-011
Serpentinita	—	—	—	97	—	—	—	3	20k-RMT-007
Serpentinita	—	—	—	90	—	—	—	10	20k-RMT-014
Serpentinita	—	—	—	91	5	—	—	4	20k-RMT-006

Tabla 5.1. *Contenido mineral de las rocas ultramáficas y serpentinitas del área de estudio.*

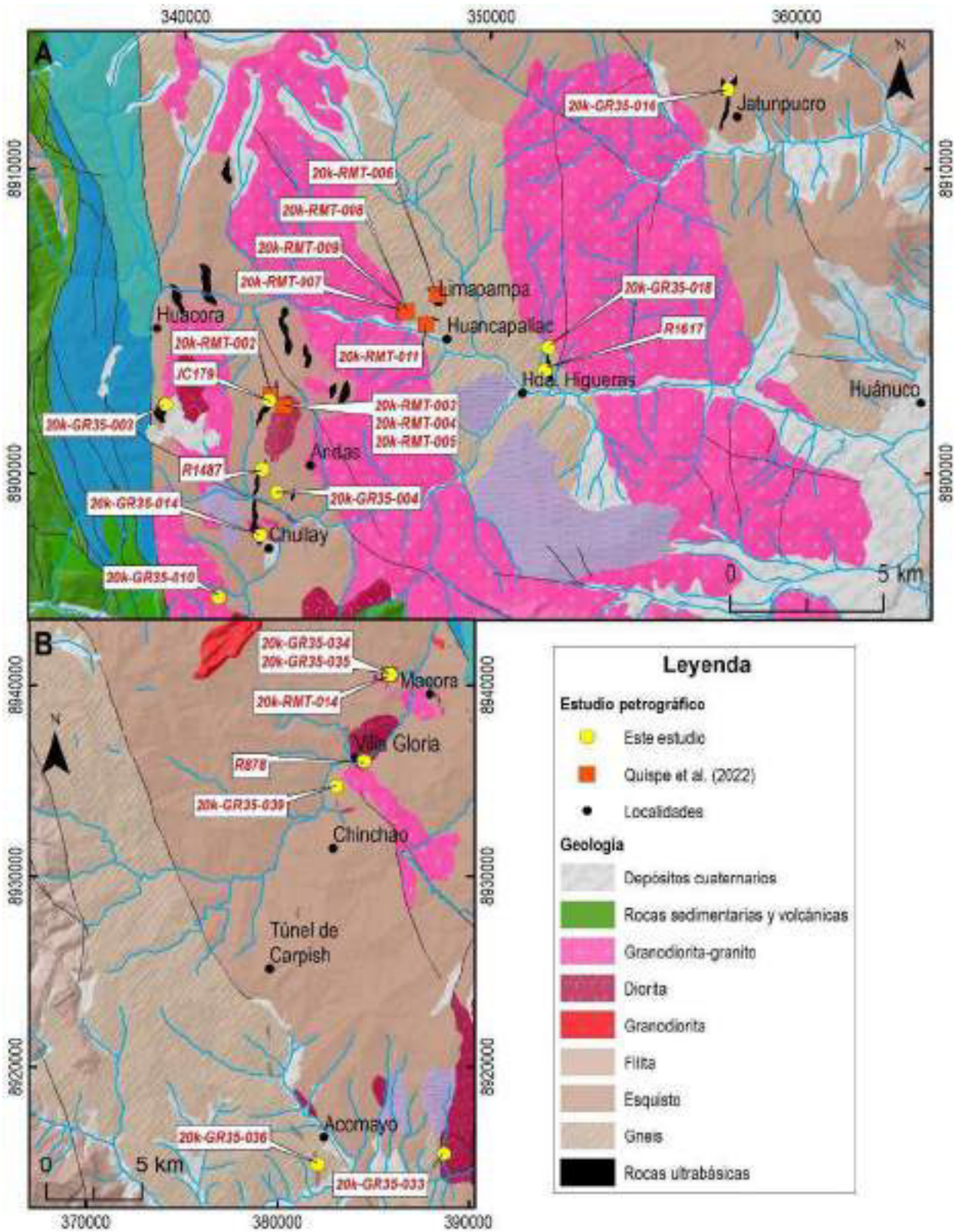


Figura 5.1. Mapa con ubicación de muestras petrográficas. A. Sector de Huancapallac. B. Sector de Chinchao.

5.1.1 Rocas ultramáficas

En el área de estudio, las rocas ultramáficas están ampliamente representadas, aunque en su mayoría se encuentran intensamente alteradas a serpentinitas. Se estima que más del 90 % de los cuerpos ultramáficos aflorantes corresponden a serpentinitas, mientras que las rocas ultramáficas frescas —conservando parte de su mineralogía original— representan un porcentaje menor. Estas últimas se caracterizan por la presencia de olivino, piroxeno y hornblenda, aunque suelen encontrarse profundamente alteradas, con serpentina reemplazando de manera pervasiva a olivino y piroxeno, lo que limita la preservación de su textura y mineralogía primaria. A pesar de ello, se ha logrado identificar litologías como peridotita con piroxeno y hornblenda, piroxenita olivínica y dunita (Figura 5.2).

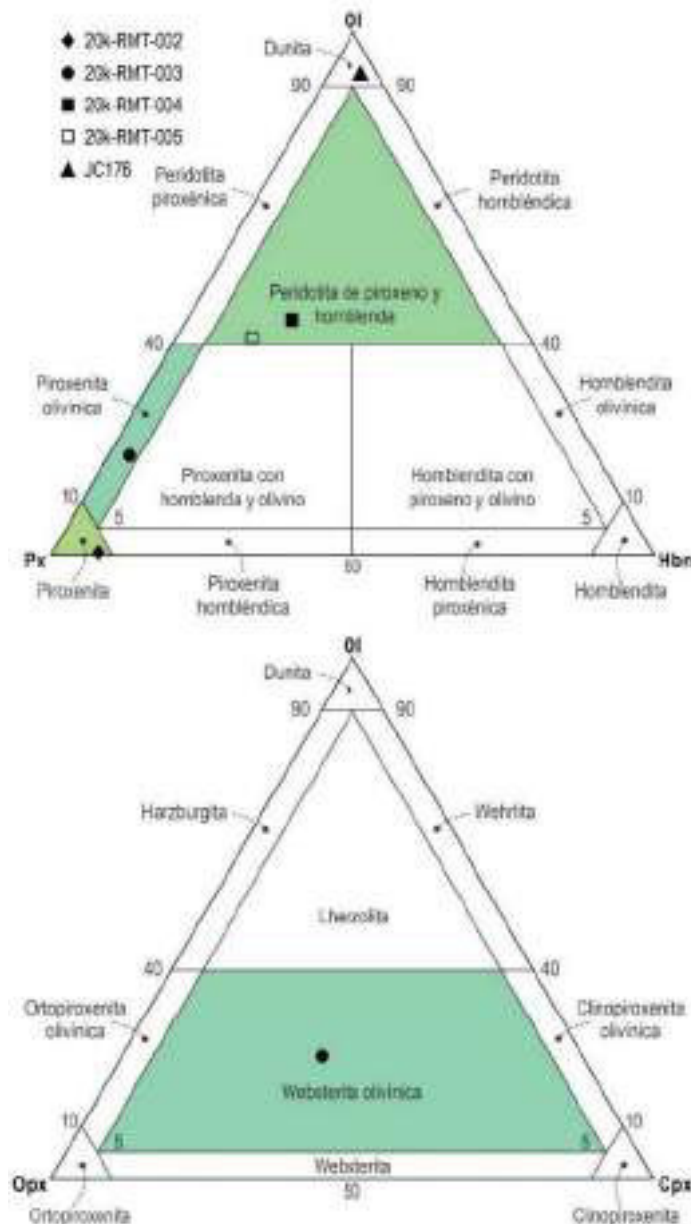


Figura 5.2. Clasificación de rocas ultramáficas utilizando el diagrama de Streckeisen (1974) con el ploteo de las muestras del área de estudio.

La piroxenita olivínica presenta textura granoblástica y está constituida principalmente por piroxenos (48%), olivinos (12%) y menor hornblenda (2%) englobados y reemplazados parcialmente por serpentina, por sectores se observa relictos de textura adcumulata compuesta por cristales de olivinos (Figura 5.3A, B). Además, presenta cloritización y serpentización. Según el diagrama de Streckeisen (1974), esta muestra puede ser clasificada como piroxenita olivínica utilizando el diagrama ternario olivino-piroxeno-hornblenda, o websterita olivínica en el diagrama olivino-ortopiroxeno-clinopiroxeno (Figura 5.2).

La peridotita de piroxeno y hornblenda macroscópicamente presenta coloración gris oscura con tonalidad verdusca y textura granular. Microscópicamente, presenta una textura granoblástica, se encuentra constituida por cristales de olivinos (25 %), piroxenos (21%) y hornblenda (10%) englobados y reemplazados parcialmente por agregados de serpentina (Figura 5.3C, D). Además, presenta minerales accesorios de magnetita, ilmenita, bravoita, heazlewoodita, vaesita y niquelita. Como alteración presenta serpentización, cloritización y oxidación. Utilizando el diagrama de Streckeisen (1974) y en base a la composición mineral corresponde a una peridotita de piroxeno y hornblenda (Figura 5.2).

La piroxenita se encuentra relativamente poco alterada, presenta contenido de serpentinas inferior al 1%, lo que facilitó su clasificación. Esta roca macroscópicamente es masiva, gris oscura con una textura granular. Al microscopio, presenta una textura granoblástica y está compuesta con un 76% de piroxenos, y menores cantidad de anfíboles, cloritas y carbonatos. Los minerales esenciales, piroxenos y hornblenda, se muestran como cristales de formas subhedrales y euhedrales, generalmente presentan hábito tabular. Los piroxenos son ortopiroxenos, exhiben extinción recta y se encuentran deformados. Presenta minerales accesorios como magnetita, ilmenita, bravoita, rutilo y millerita. Además, la roca presenta serpentización, cloritización y carbonatación. Los resultados del ploteo (Muestra 20k-RMT-002) usando el diagrama de Streckeisen (1974) en base a la composición mineral muestran que se clasifican como piroxenita (Figura 5.2).

La metadunita, que se presenta a manera de sills, macroscópicamente presenta coloración gris oscura, presenta olivinos de grano grueso (Figura 5.4A), se muestran alterados por serpentinas y cloritas, corresponde a la muestra JC176. Microscópicamente presenta una textura granoblástica (Figura 5.4B) con relictos de textura adcumulata, está compuesta por olivino (87%) y clinopiroxenos (1.5%). Como minerales accesorios presenta magnetita, pirita, mackinawita, bravoita e ilmenita. Los cristales de olivinos presentan hasta 3 mm de diámetro, se presentan como cristales anhedrales de bordes subredondeados, algunos cristales exhiben *kink bands* y plegamientos (Figura 5.4C, D) producto de la deformación, además, los granos cercanos a las venillas de talco muestran fracturas paralelas a las venillas. Agregados de serpentina y talco alteran a los olivinos y ortopiroxenos, rellenando fracturas e intersticios minerales. Se identificaron vetillas de agregados fibrosos de crisotilo que corta olivinos localmente. Además, agregados de actinolita y schermakita se presentan intercrecidos con los agregados de talco y serpentina. La muestra presenta cristales de magnetita, pirita, mackinawita, bravoita e ilmenita. El análisis petrográfico de esta muestra fue corroborado con DRX (Figura 5.5), que permitió identificar además al crisotilo y antigorita como variedades de

serpentina, el olivino tipo fayalita, el piroxeno tipo diópsido, y la kameronita, variedad de clinocloro con contenido de cromo.

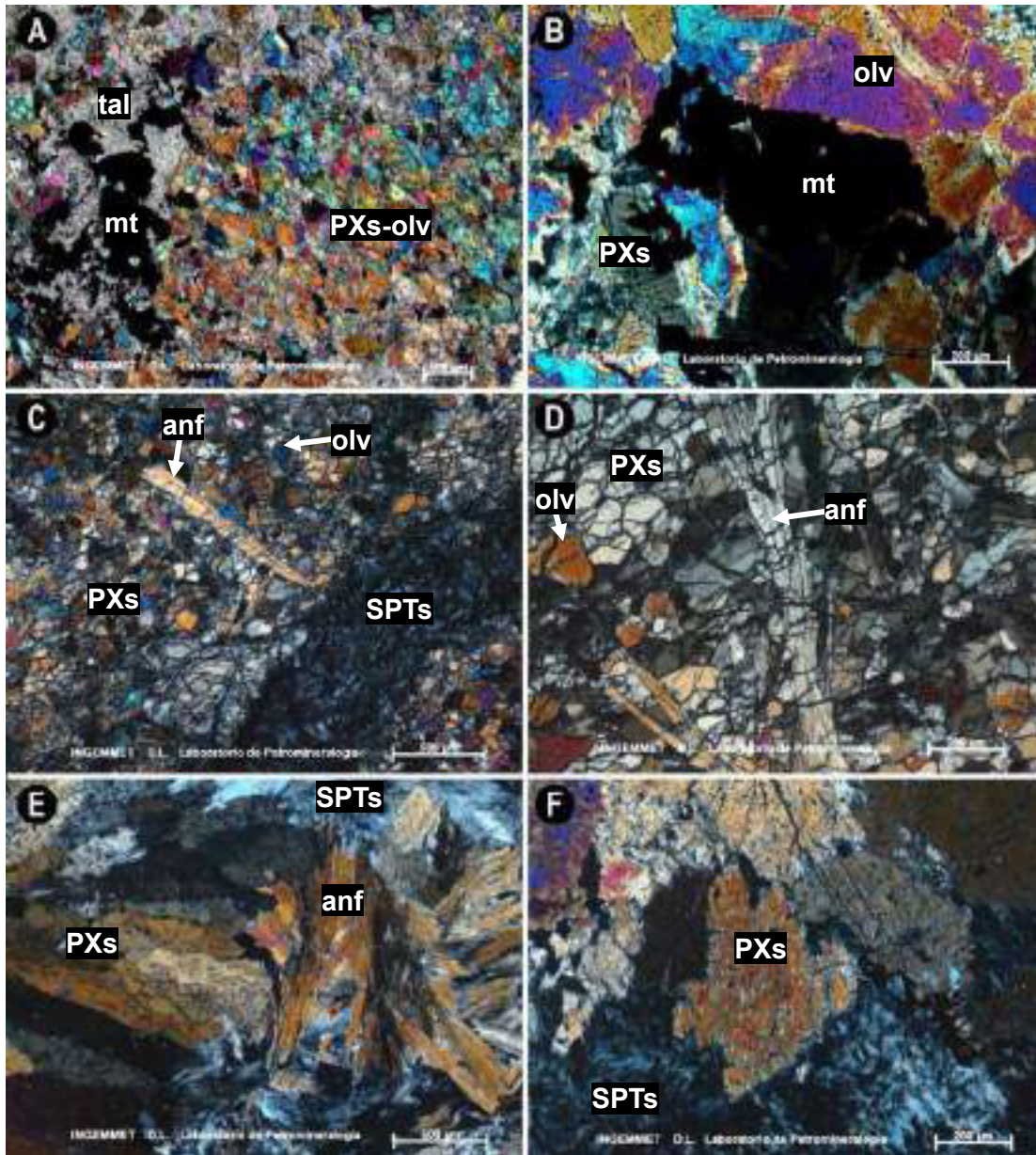


Figura 5.3. A. Piroxenita olivínica presentando textura adcumulata (muestra 20k-RMT-003). B. Detalle de la muestra anterior, magnetita entre los intersticios de los piroxenos y olivinos. C, D. Peridotita de piroxeno y hornblenda, presenta textura adcumulata, con cristales de anfíboles de mayor tamaño entre los intersticios de piroxenos y olivinos, se observa serpentización (muestra 20k-RMT-004). E, F. Piroxenita, se observan cristales de piroxenos deformados intercrecidos con anfíboles y alterados a serpentinas (muestra 20k-RMT-002).

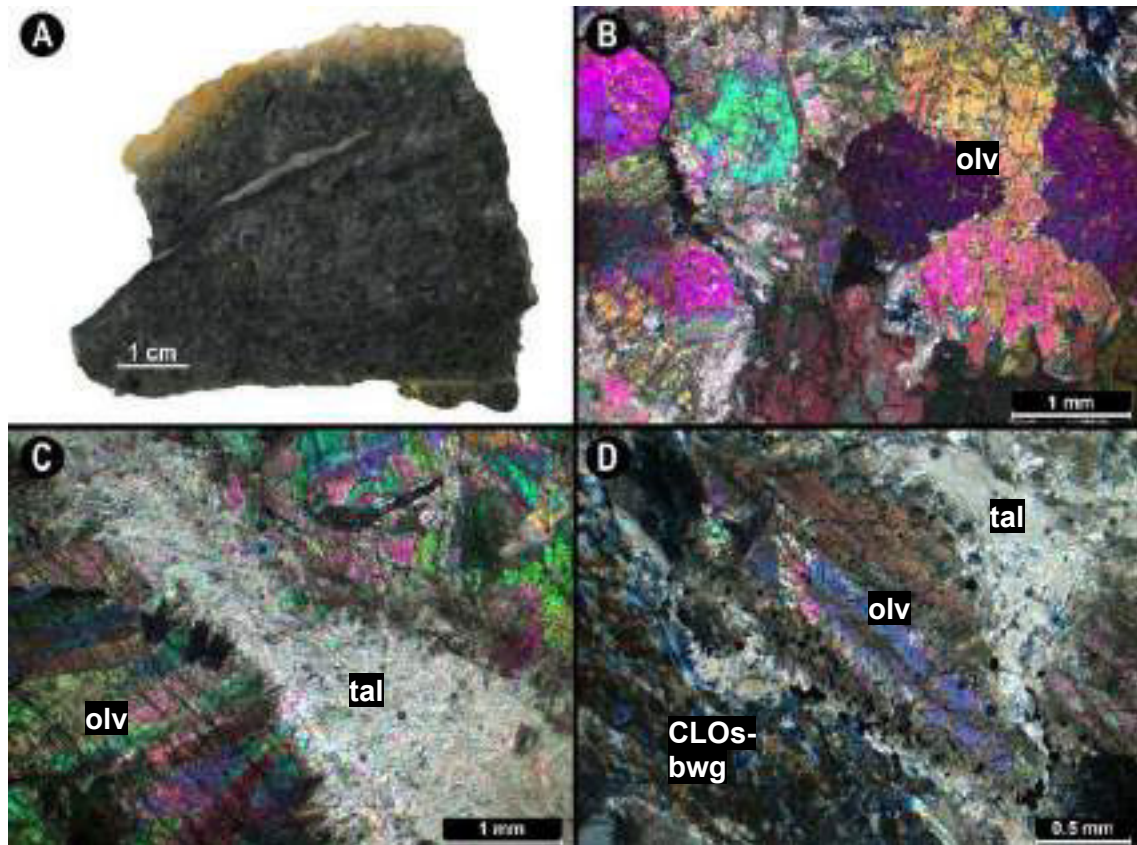


Figura 5.4. *A. Muestra de mano de metadunita. B. Textura adcumulata conformada por cristales de olivinos. C. Cristales elongados de olivino exhibiendo kink bands y fracturas paralelas a la venilla de talco. D. Cristal deformado de olivino mostrando plegamientos por cizallamiento, se muestran reemplazados parcialmente por agregados de cloritas y bowlingita (CLOS-bwg), además, se observa minerales opacos diseminados.*

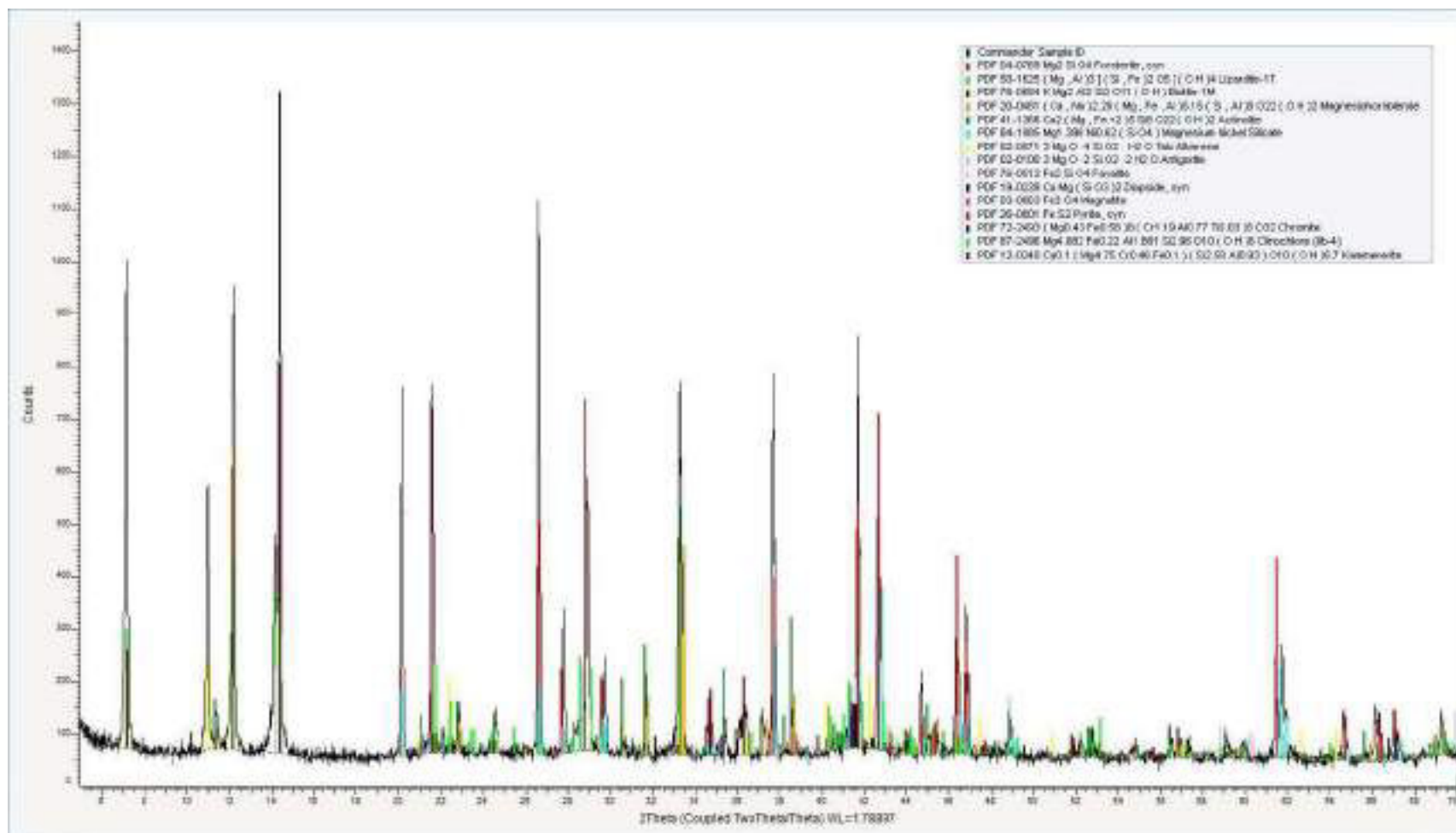


Figura 5.5. Difractograma de la metadunita (Muestra JC179).

5.1.2 Serpentinitas

Las serpentinitas se encuentran compuestas principalmente por minerales del grupo de la serpentina (antigorita, lizardita y crisotilo), con relictos de olivinos, piroxenos y anfíboles, además de la presencia de minerales opacos. Los resultados de la petrografía (Tabla 5.2) muestran que el contenido de serpentina es mayor al 50%, e incluso llegan al 97%. Los resultados del análisis, también evidencia que las serpentinitas provienen de las peridotitas como resultado del proceso de serpentinización.

A escala de afloramiento, las serpentinitas se caracterizan por presentar una coloración verde oscura en aspectos masivos, comúnmente cortadas por múltiples vetillas y estar fracturadas. A lo largo de la carretera, en los sectores de Chinchao y Huancapallac, se presentan ligeramente foliadas en dirección paralela a las rocas metamórficas encajonantes (Figura 5.6A, B). Son distintivas por su coloración oscura y su brillo ligeramente nacarado (Figura 4.6 C, E), presentándose regolito cerca a los afloramientos. Suelen presentar venillas mineralizadas cortando los eventos precedentes (Figura 5.6 C), y a veces se encuentran completamente reemplazadas por limonitas (Figura 5.6D).



Figura 5.6. Afloramiento de serpentinitas en Huancapallac. B. Serpentinita mostrando foliación. C. Serpentinita cortada por venillas tempranas de magnetita y actinolita, cortadas por venillas mineralizadas de pirita y magnetita secundaria. D. Serpentinita cortada por limonitas y óxidos. E. Serpentinita exhibiendo brillo nacarado.

En escala microscópica, la serpentinita presenta una textura de malla característica (Figura 5.7A). En algunos casos, conserva de manera residual la textura granular original que heredó del protolito ultramáfico (Figura 5.7B). La composición mineralógica típica comprende minerales pertenecientes al grupo de las serpentinitas (como el crisotilo, la lizardita y la antigorita), así como magnetita, clorita, talco, carbonatos y minerales opacos. En ocasiones, se conservan restos de olivino y piroxeno, aunque con frecuencia se presentan en forma de bastitas (Figura 5.7C). Estas bastitas se caracterizan por ser agregados pseudomorfos de olivinos y piroxenos que han sido sustituidos por serpentina dando origen a la textura en malla.

Diferentes vetillas cortan los cuerpos masivos, estas vetillas están compuesta principalmente por polimorfos de serpentina, principalmente crisotilo con aspecto fibroso (asbesto) (Figura 5.7D) y carbonatos en menor proporción. El grosor de las fibras de serpentina varía de pocos milímetros a 3 centímetros, en el cual las fibras de las serpentinas se distribuyen perpendicularmente a la elongación de las vetillas.

Las serpentinas que afloran en Huancapallac y Chinchao no muestran mayores diferencias, manteniendo una composición uniforme (Figura 5.8), en el cual modalmente presentan un predominio de minerales del grupo de la serpentina, con contenidos menores de relictos de olivino, piroxenos, anfíboles, y minerales accesorios como cloritas, talco, carbonatos y minerales opacos.

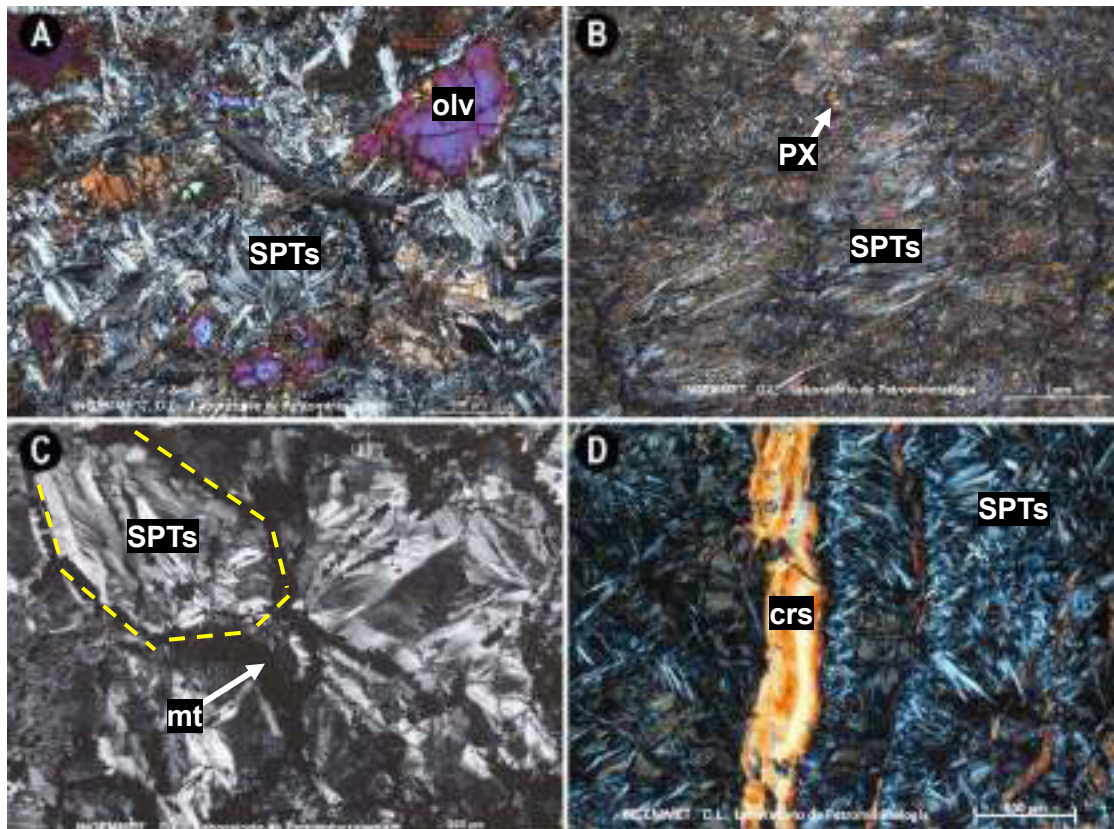


Figura 5.7. A. Serpentinita exhibiendo textura en malla. B. Relicto de textura lepidomatemoblástica, serpentinitas reemplazan piroxenos. C. Bastita, después de reemplazamiento de mineral ferromagnesiano por serpentinitas. D. Venillas de crisotilo cortando serpentinitas.

En cuanto a la alteración, se han evidenciado dos estadios de serpentinización, la segunda se encuentra asociada a talco.

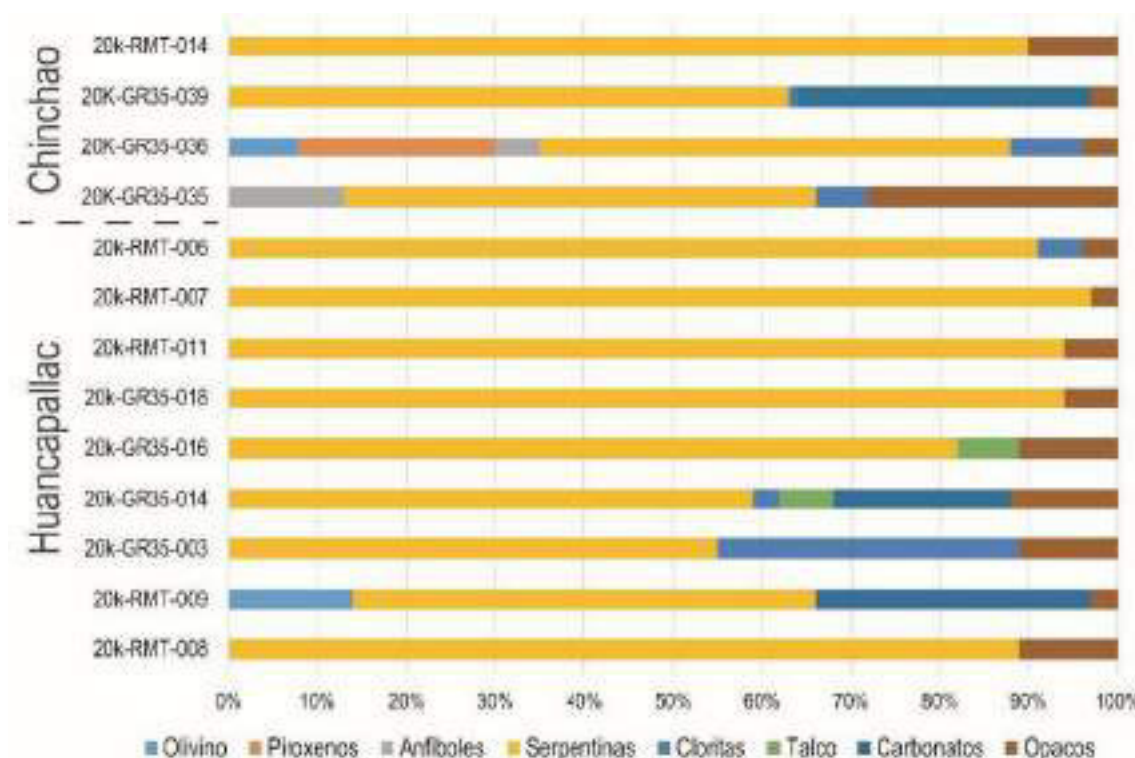


Figura 5.8. Gráfico con la distribución mineralógica porcentual de las rocas ultrabásicas de Huancapallac y Chinchao. Se observa la predominancia de la serpentina como mineral mayoritario.

5.1.3 Rocas asociadas espacialmente

Las rocas encajonantes de los sills de serpentinitas corresponden a rocas metamórficas, filitas, esquistos y gneis, los cuales han sido descritos en el capítulo anterior. Otras rocas asociadas espacialmente, en menor proporción, a los sills de serpentinitas consisten en anfíbolitas, metagabros y metaintrusivos, que no metamorfozizan a las rocas metamórficas encajonantes.

El metagabro presenta una coloración gris con tonalidades oscuras y claras, compacta, presenta textura granular – foliada (Figura 5.9A). Microscópicamente, presenta textura granoblástica, compuesta por plagioclasas (47%) y piroxenos (57%), con cristales de espinela como mineral accesorio (Figura 5.9B). Los cristales de piroxenos muestran exsoluciones lamelares (Figura 5.9C), y se encuentran débilmente uralitizados, además, al igual que las plagioclasas se encuentran deformados, exhibiendo deformación *kink band* y pliegues (Figura 5.9D), especialmente en un sector de la sección, en donde se observa una *shear zone*. Los cristales de plagioclasas se encuentran alteradas a saussurita (Figura 5.9E) que consiste en la asociación de clinozoisita-albita como minerales de alteración. La roca se muestra alterada por agregados de talco y serpentinas, asociadas a clinozoisita y actinolita (Figura 5.9F).

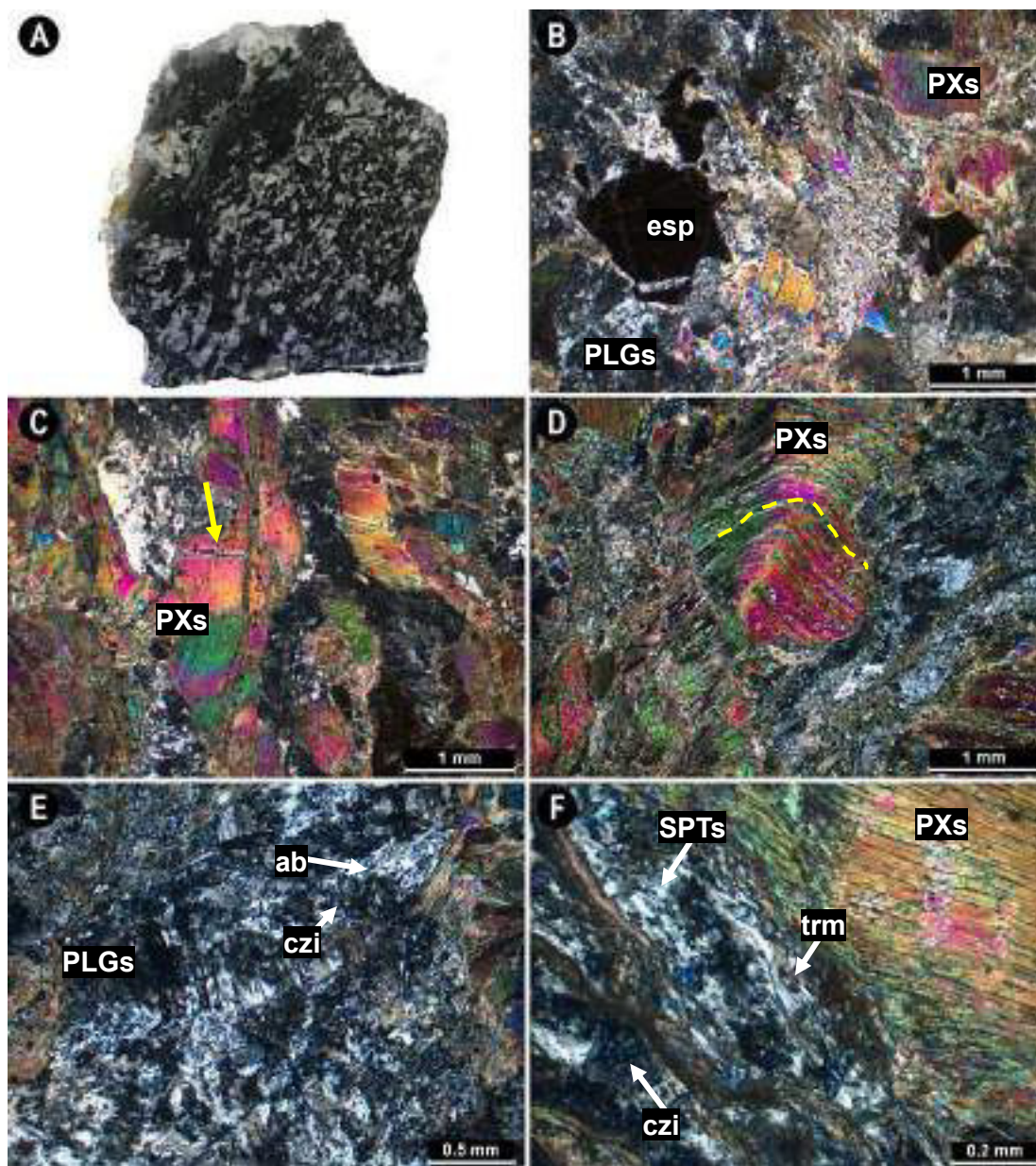


Figura 5.9. A. Muestra de mano de metagabronorita (Muestra R1487). B. Textura granoblástica, se observan cristales de plagioclasas, piroxenos y espinela. C. Piroxenos mostrando exsolución lamelar. D. Piroxeno exhibiendo pliegue por deformación. E. Alteración de plagioclasas a saussurita (clinozoisita-albita). F. Alteración de piroxenos por agregados de serpentinas, clinozoisita, tremolita y talco.

Las anfibolitas son grises oscuras y compactas. Microscópicamente, presentan textura granoblástica, no foliada, compuesta por blastos de anfíboles, plagioclasas y epidotas (Figura 5.10A), con minerales accesorios como minerales opacos, biotita y apatito. Generalmente, está alterada débilmente por cloritas y limonitas. El protolito de las anfibolitas correspondería a una roca ígnea básica. Además, se tiene la presencia de metaintrusivos que presentan textura granoblástica, están compuestos de blastos de anfíboles, clinozoisita y moldes de cristales ferromagnesianos (Figura 5.10B) rellenos de serpentinita con corona de anfíboles (posible

uralitización). Además, la muestra presenta venillas de serpentinitas, anfíboles y carbonatos. Un ortogneis es descrito al oeste de Acomayo, presenta textura granoblástica y está compuesta por anfíboles, clinozoisita y menor cristales de plagioclasa, intercrecidos con agregados de serpentina y muscovita.

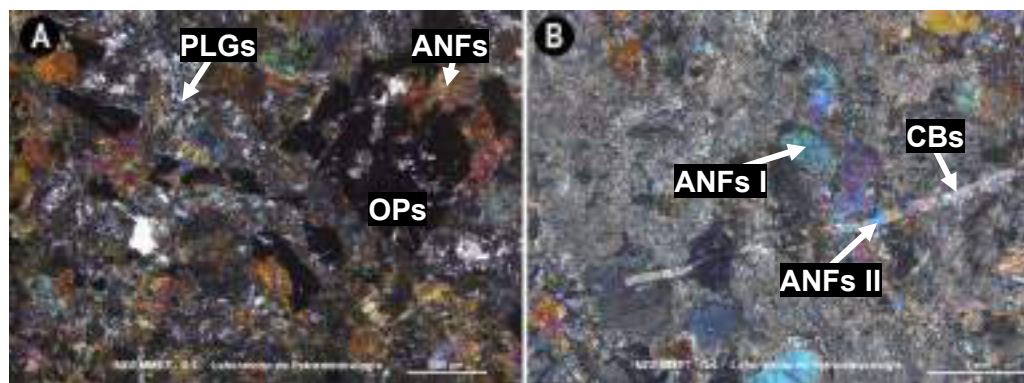


Figura 5.10. A. Anfibolita compuesta por cristales de plagioclasas, anfíboles y minerales opacos (Muestra 20k-GR35-004). B. Metaintrusivo mostrando venilla de anfíboles y carbonatos. (Muestra 20k-GR35-034).

5.1.4 Minerales opacos

Los minerales opacos que presentan las rocas estudiadas son minerales de níquel, hierro, cromo, cobalto y titanio (Tabla 5.2).

Mineral	Composición	Presencia
Magnetita	$\text{Fe}^{3+}_2\text{Fe}^{2+}\text{O}_4$	Común
Cromita	$\text{Fe}^{2+}\text{Cr}_2\text{O}_4$	Común
Millerita	NiS	Traza
Bravoita	$\text{Fe}^{2+}_{0.7}\text{Ni}_{0.2}\text{Co}_{0.1}\text{S}_2$	Traza
Mackinawita	$\text{Fe}^{2+}_{0.75}\text{Ni}_{0.25}\text{S}_{0.9}$	Traza
Niquelita	NiAs	Traza
Heazlewoodita	Ni_3S_2	Traza
Vaesita	NiS_2	Traza
Ilmenita	$\text{Fe}^{2+}\text{TiO}_3$	Común
Rutilo	TiO_2	Común
Titanita	$\text{Ca}_{0.95}\text{REE}_{0.05}\text{Ti}_{0.75}\text{Al}_{0.2}\text{Fe}^{3+}_{0.05}\text{SiO}_{4.9}\text{F}_{0.1}$	Común
Pirrotita	$\text{Fe}^{2+}_{0.95}\text{S}$	Traza
Pirita	Fe^{2+}S_2	Común

Tabla 5.2. Minerales opacos en las rocas ultrabásicas del sector de Chinchao y Huancapallac, Huánuco.

Los cristales de magnetita se presentan como cristales accesorios comunes en todas las muestras al igual que la ilmenita, rutilo y titanita. Se observan en formas anhedrales con bordes

subangulosos a subredondeados, así como en formas subhedrales y euhedrales con hábito cúbico, rómbico o dodecaédrico. Estos minerales se hallan diseminados en toda la muestra, sobre bastitas (pseudomorfosis de piroxeno alterado) y minerales del grupo serpentina. En ocasiones, se alojan en venillas de talco y serpentina, e incluso penetran intersticios de los piroxenos. Además, presentan inclusiones de pirita, pirrotita y vaesita.

En general los minerales de níquel, cobalto y cromo se encuentran en concentraciones de traza (< 1%).

La bravoita ocurre como cristales anhedrales de bordes subangulosos a subredondeados. Presentan su coloración rosácea e isotropía características. Se encuentran diseminados en la roca, generalmente como granos libres, y ocasionalmente con amarres tipo simple con pirita, y reemplazando parcialmente a los cristales de millerita y heazlewoodita (Figura 5.11). A veces se encuentran reemplazados por vaesita.

La mackinawita se desarrolla como cristales anhedrales con bordes subangulosos a subredondeados. Presenta su coloración rosácea y anisotropía fuerte distintita. Se muestran diseminados en la muestra, asociados a la bravoita. Mientras que la heazlewoodita se hallan como microcristales de formas anhedrales con bordes irregulares y subangulosos. Estos se encuentran asociados a los agregados de cloritas entre los intersticios. Algunos cristales se observan reemplazados por bravoita y magnetita. Además, presenta inclusiones de niquelita que se presenta como cristales anhedrales.

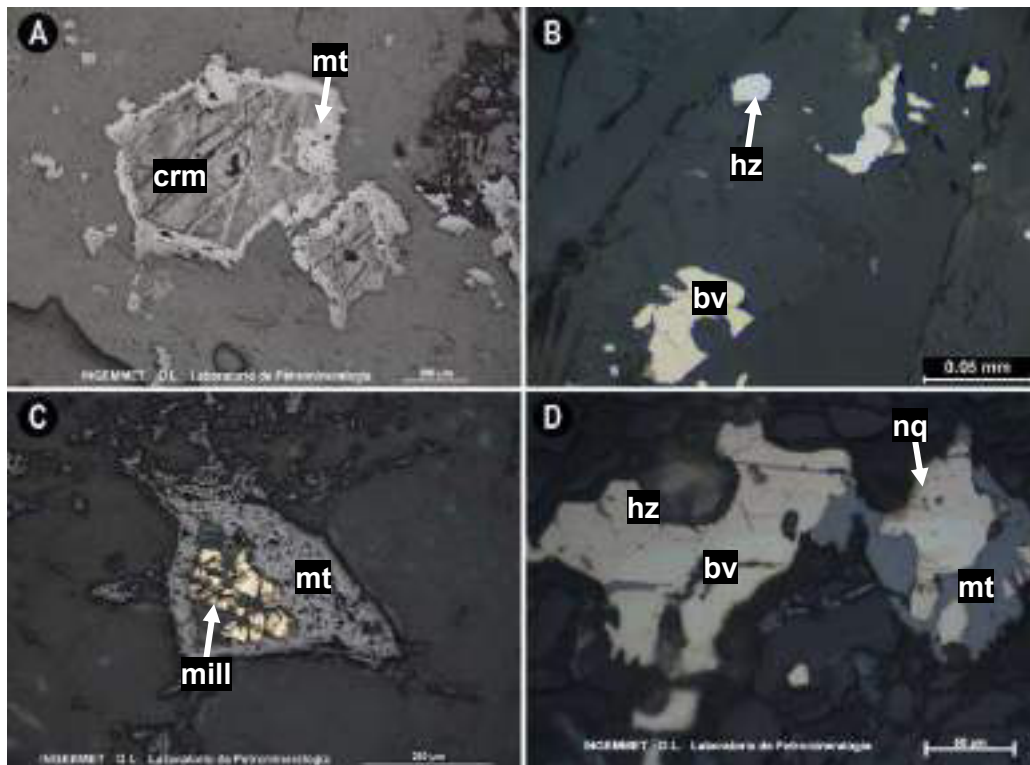


Figura 5.11. Intercrecimientos de cromita, magnetita, millerita, bravoita, heazlewoodita, niquelita y magnetita.

La millerita ocurre en cristales anhedrales con bordes subangulosos a subredondeados, se muestran rellenando cavidades, asociados a las cloritas y serpentinas. La vaesita se muestra como cristales de formas anhedrales, se hallan reemplazando los cristales de bravoita. La cromita se muestra como cristales anhedrales, microfracturas, y reemplazados parcialmente por magnetita según las fracturas e intersticios.

Los cristales de ilmenita, rutilo y titanita se observan como cristales anhedrales, con bordes subredondeados a subangulosos, y subhedrales de euhedrales de hábito prismático. Se presentan de forma diseminada en toda la roca y a lo largo de venillas e intersticios, asociados a las serpentinas secundarias y agregados de talco.

La pirrotita y piritita se encuentran como cristales anhedrales con bordes irregulares y angulosos, a veces de formas subhedrales de hábito cúbico. Se encuentran intercrecidos con las cloritas, y como parte del relleno de venillas. Además, como inclusiones en la magnetita y minerales de titanio.

5.2 Microscopía SEM-EDS

Se analizaron cuatro muestras, tres del sector de Huancapallac y una de Chinchao. Las muestras corresponden a metadunita, serpentinitas y anfíbolita.

Olivinos

La Tabla 5.3 presenta la composición mineral de los olivinos encontrados en la metadunita y serpentinita, determinada a través de microscopía electrónica – EDS. De acuerdo con el diagrama de clasificación de olivinos de Deer et al. (1978), los olivinos estudiados se clasifican composicionalmente como crisolita y forsterita (Figura 5.12).

Muestra	O	Si	Mg	Fe	%Mg	%Fe
Olivino 1	40.1	20.0	29.0	10.9	72.7	27.3
Olivino 2	38.9	21.0	31.8	8.3	79.3	20.7
Olivino 3	40.9	20.1	32.1	7.0	82.1	17.9
Olivino 4	48.0	32.2	19.9	0.0	100.0	0.0
Olivino 5	40.1	19.9	30.8	9.2	76.9	23.1
Olivino 6	39.8	21.4	31.6	7.3	81.3	18.7
Olivino 7	40.2	19.6	28.0	12.2	69.7	30.3
Olivino 8	40.8	20.3	31.3	7.6	80.4	19.6
Olivino 9	40.6	19.8	28.7	10.9	72.5	27.5
Olivino 10	40.4	19.9	28.8	11.0	72.3	27.7
Olivino 11	39.3	20.8	31.3	8.6	78.4	21.6
Olivino 12	39.8	20.0	30.3	9.3	76.6	23.4

Tabla 5.3. Composición de olivinos determinado mediante microscopía electrónica – EDS.

Abdel-Karim et al. (2011) destaca la importancia de la relación $Fe/(Fe+Mg)$, ya que indica la evolución del fraccionamiento del magma básico debido a su estrecha correlación con la concentración de elementos en el fundido. La baja relación de $Fe/(Fe+Mg)$ que muestran los olivinos analizados (Figura 5.10) sugiere, por lo tanto, una intrusión más primitiva con menor fraccionamiento de olivino.

Los cristales de olivinos se muestran fracturados, en general no muestran intercrecimiento con piroxenos ni anfíboles, lo que muestra predominantemente una textura adcumulata también observada en los resultados de microscopía óptica, aunque se ha observado cristales de diópsido menor al 1%. El olivino se muestra asociado con cristales y agregados cristalinos de anfíboles (tremolita), serpentinas, talco, cloritas y bowlingita, preferencialmente a lo largo de fracturas y bordes de los cristales.

Los olivinos se alteran principalmente a serpentinas, de acuerdo con la siguiente reacción de Deer et al. (1988):

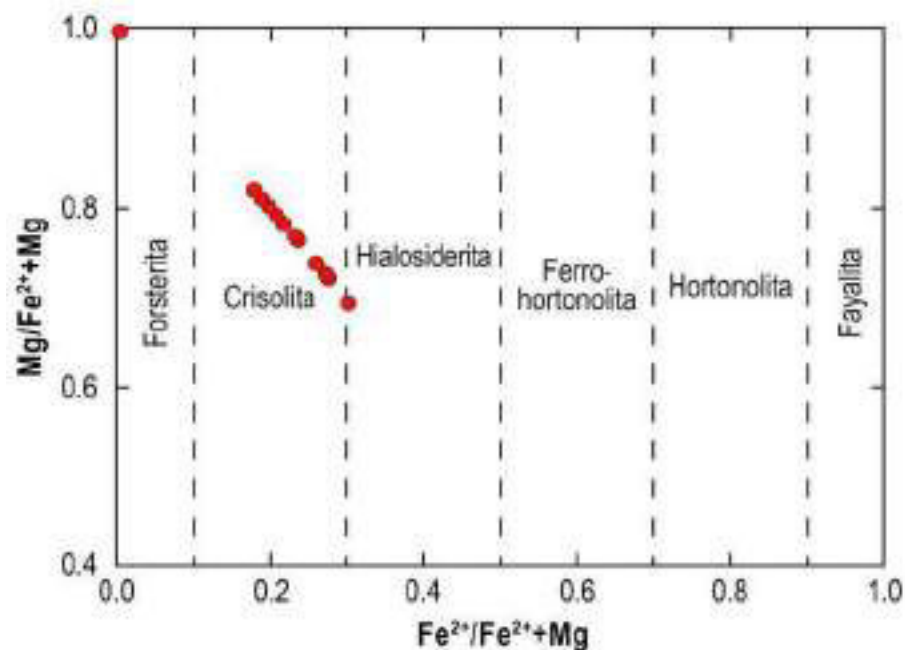
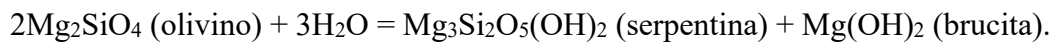
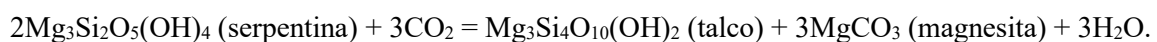


Figura 5.12. Ploteo de olivinos de Huancapallac en el diagrama de clasificación de olivinos (Deer, 1979).

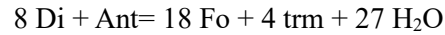
La presencia de talco en las muestras indica la presencia de CO_2 (Deer et al., 1988), según la siguiente reacción:



Sin embargo, los minerales de alteración de los olivinos encontrados han sido en mayor proporción anfíboles (tremolita), cloritas, talco y bowlingita. La poca presencia de serpentina

en la dunita poco alterada, y la asociación antes mencionada, indica que hubo un proceso de metamorfismo de la roca ultramáfica original.

La tremolita, un anfíbol compuesto por calcio y magnesio se encuentra frecuentemente asociada con los cristales de olivino (forsterita) (Figura 5.11A). El proceso por el cual se incorpora calcio en el sistema no se explica por una reacción directa, sino como procesos metamórficos progradados de la transformación de serpentina en forsterita. Según Winter (2014), a una temperatura aproximada de 530 °C la antigorita reacciona con el diópsido según la siguiente reacción:



Esto aclara la existencia de olivino con alto contenido de magnesio, la presencia de tremolita y la escasez de diópsido y antigorita. Cabe destacar que los otros minerales de serpentina identificados en otras muestras probablemente resultan de la alteración retrograda de esta fase progradante del metamorfismo. Asimismo, la reacción de Winter (2014) señala que la presencia de talco indica un mayor aumento en la temperatura (aproximadamente 740 °C), en donde la serpentina alcanza su límite de estabilidad mediante la ecuación:

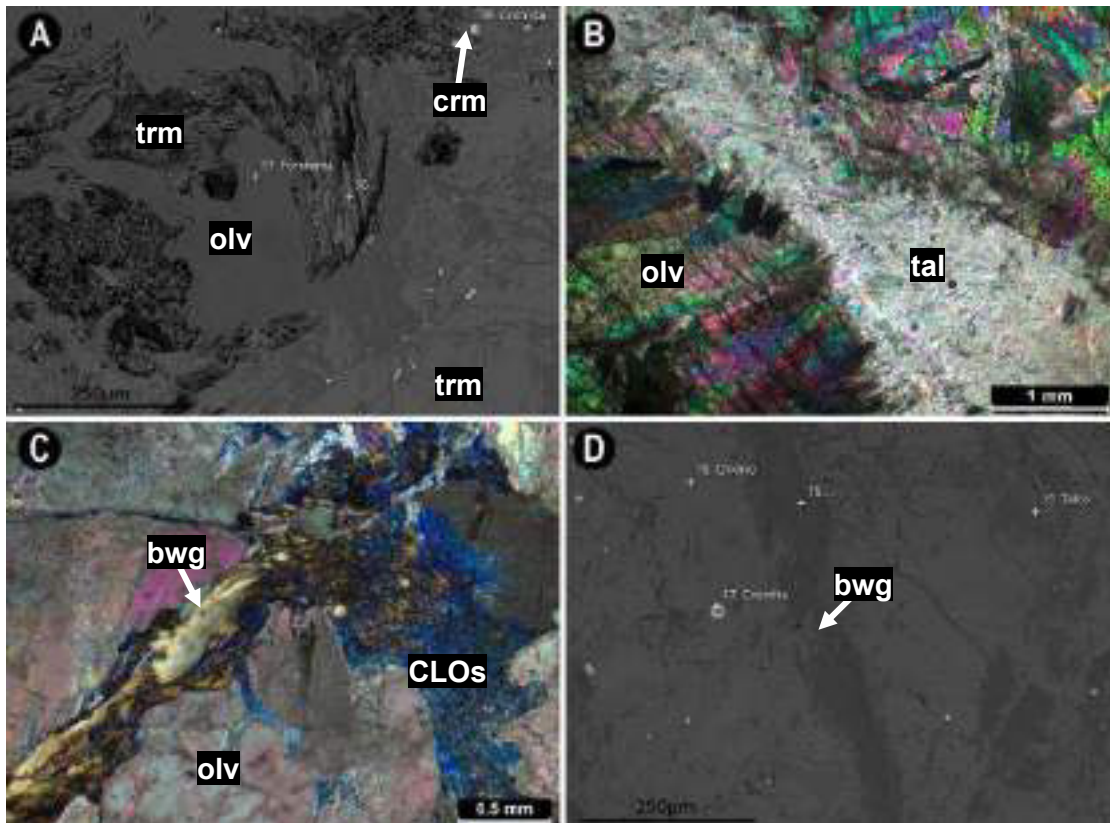
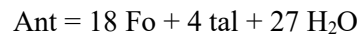


Figura 5.13. A. Cristal de olivino (fo) asociado con cristales de tremolita, además se observa inclusiones de cromita. Imagen de electrones EDS. B. Cristales de olivino elongados asociados con agregados de talco (tal). Nícoles Cruzados. C. Agregados de cloritas (CLOs) y bowlingita (bwg) entre los intersticios de cristales de olivino. D. Cristal de olivino alterado por agregados de talco y bowlingita (bwg). Imágenes de electrones EDS.

Winter (2014), además señala que los olivinos obtenidos mediante esta reacción suelen presentar cristales grandes, elongados o lamelares, dispuestos en una matriz rica en talco como se observa en la muestra JC179 (Figura 5.13B).

Las cloritas se encuentran distribuidas a lo largo de fracturas y en los intersticios entre los cristales de olivino, intercrecidos con agregados de bowlingita (Figura 5.13C). Estos minerales muestran una orientación que sigue la dirección de elongación de las fracturas, y en ciertos casos, se presentan en agregados perpendiculares a las mismas.

La bowlingita consiste en una mezcla de cloritas, esmectita, serpentinas y menor talco y micas (Delvigne et al., 1979). Las observaciones realizadas mediante microscopía electrónica revelan un contenido de hasta un 13% de aluminio, lo cual resulta inusual dado que no se ha identificado una fuente evidente para este elemento. Los agregados de bowlingita se observan entre los intersticios y fracturas de los cristales de olivino, intercrecidos con cloritas, tremolita y talco (Figura 5.13C, D). Delvigne et al. (1979) señala que una posible fuente de aluminio está relacionada con procesos de meteorización que facilita la transferencia de aluminio desde minerales circundantes. Los cristales de olivino frecuentemente contienen inclusiones de cromita (ver Figura 5.14), además de cristales de magnetita, ilmenita, rutilo y pirita.

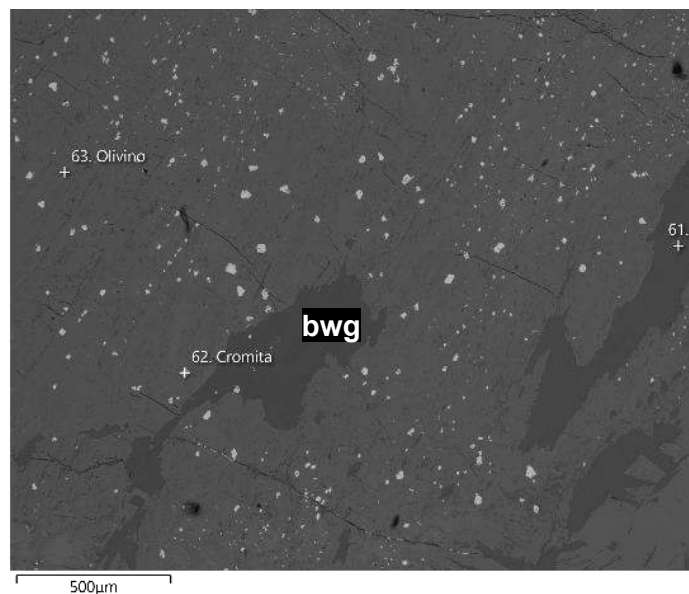


Figura 5.14. *Cristal de olivino (crisolita) alterado por agregados de bowlingita (bwg) ($O_5Mg_{24}Si_{19}Al_{12}$) a lo largo de fracturas, además presenta inclusiones de cromita. Imagen de electrones EDS.*

Los mapas minerales indican que los olivinos están enriquecidos en Mg, Si, O y Fe (Figura 5.15, 5.16). Contienen inclusiones de cromita, lo que incrementa los niveles de Fe, Cr y Ni. Además, están alterados por la presencia de cristales aciculares de tremolita con una alta concentración de Ca (Figura 5.15, 5.16), los cuales están intercrecidos con bowlingita que presenta una elevada concentración de Al (Figura 5.15). La Figura 5.16 también permite observar la alteración y el reemplazo del olivino por tremolita, siguiendo las fracturas, se pueden observar estructuras en golfo en los bordes del olivino lo que evidencia su alteración.

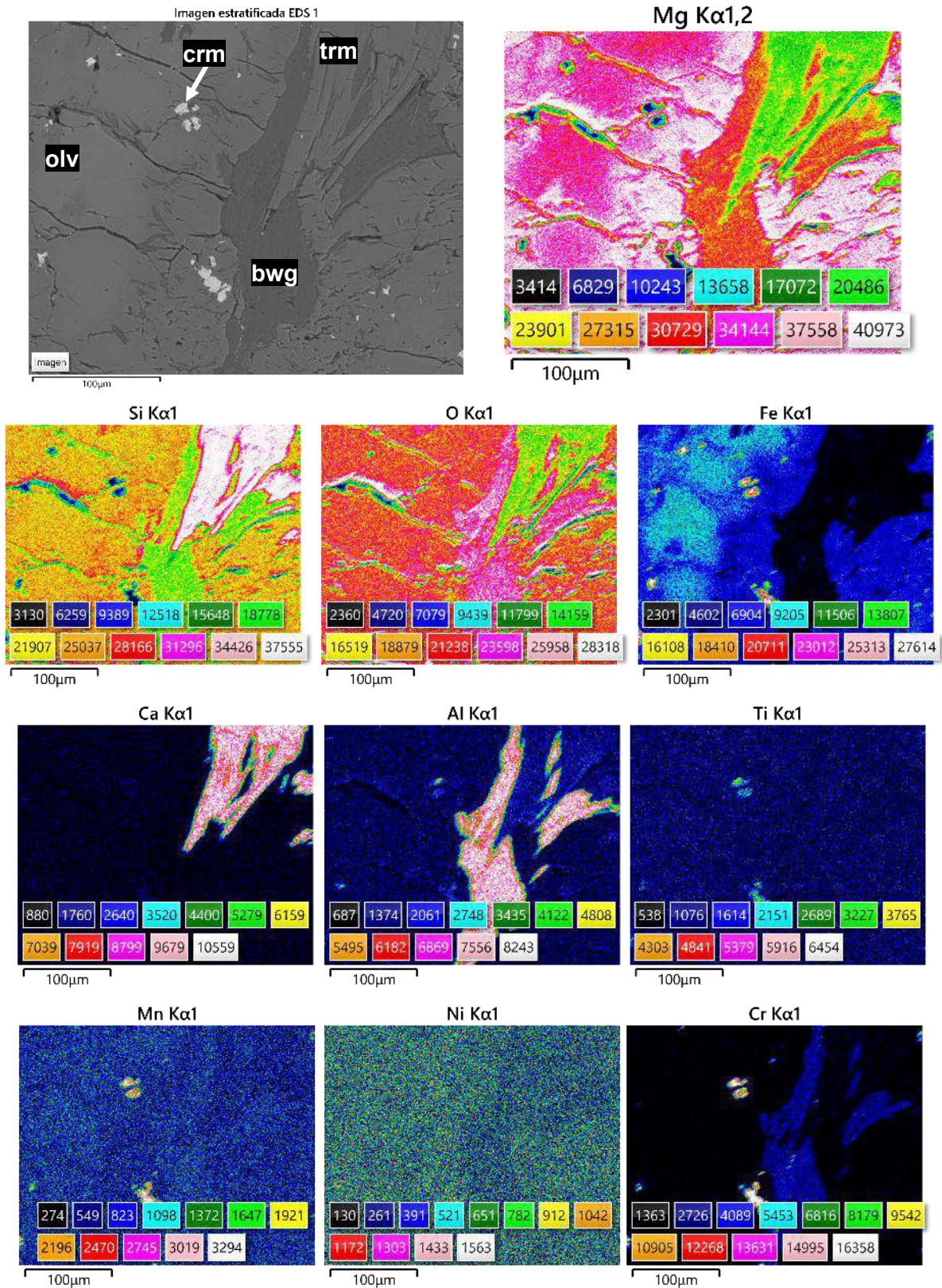


Figura 5.15. Mapeo mineral mediante EDS, de cristal de olivino (olv) que se muestra alterado por tremolita (trm) y bowlingita (bwg).

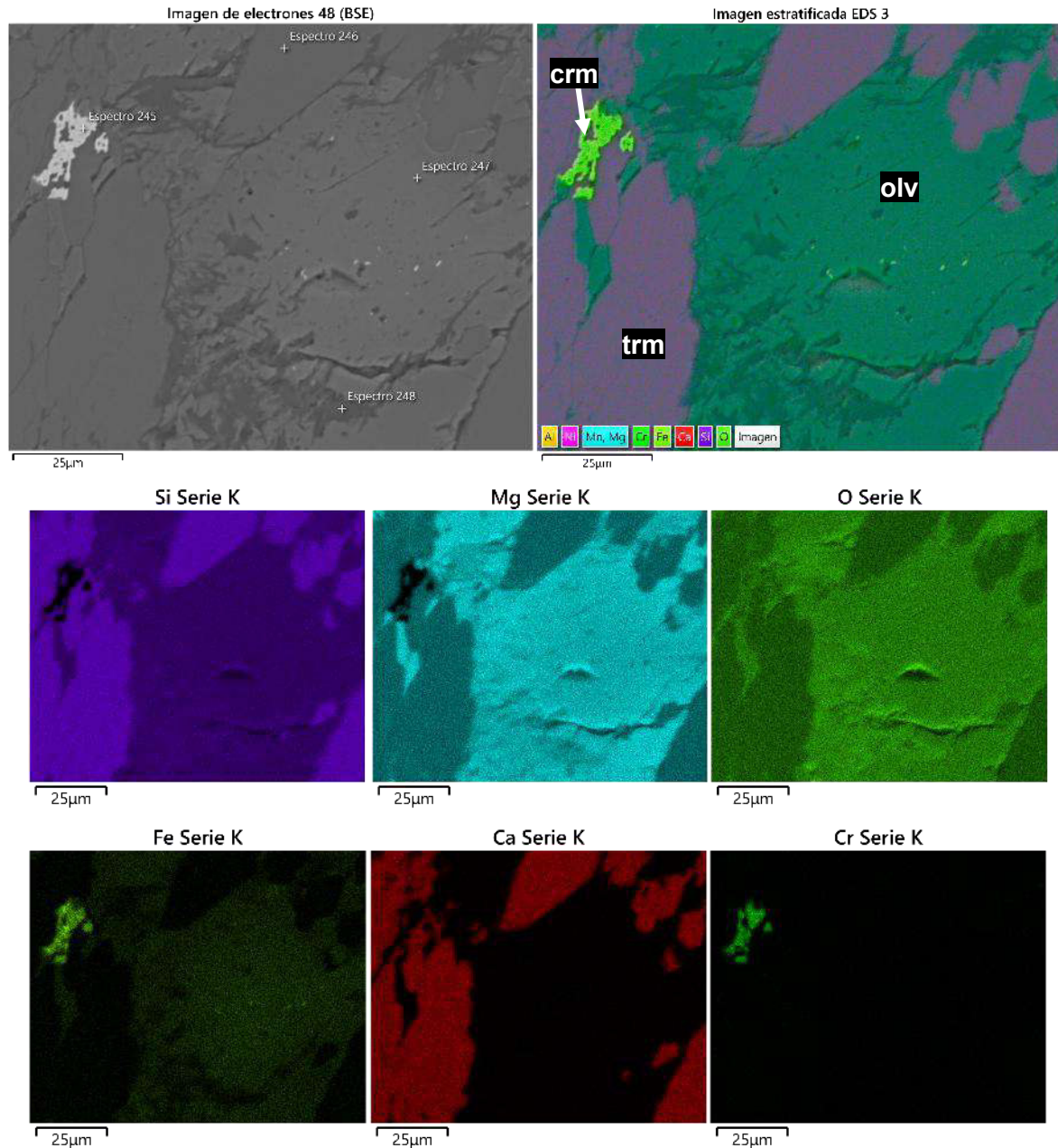


Figura 5.16. Mapeo mineral mediante EDS, de cristal de olivino (olv) que muestra una composición química homogénea, se muestra intercrecida con tremolita (trm) y cromita (crm).

Además, los olivinos no exhiben zonación química, sino que presentan una composición homogénea a lo largo de los cristales (Figura 5.17), como se evidencia en el mapeo lineal (Figura 5.18). Este mapeo también resalta las fracturas, las cuales suelen contener minerales de alteración.

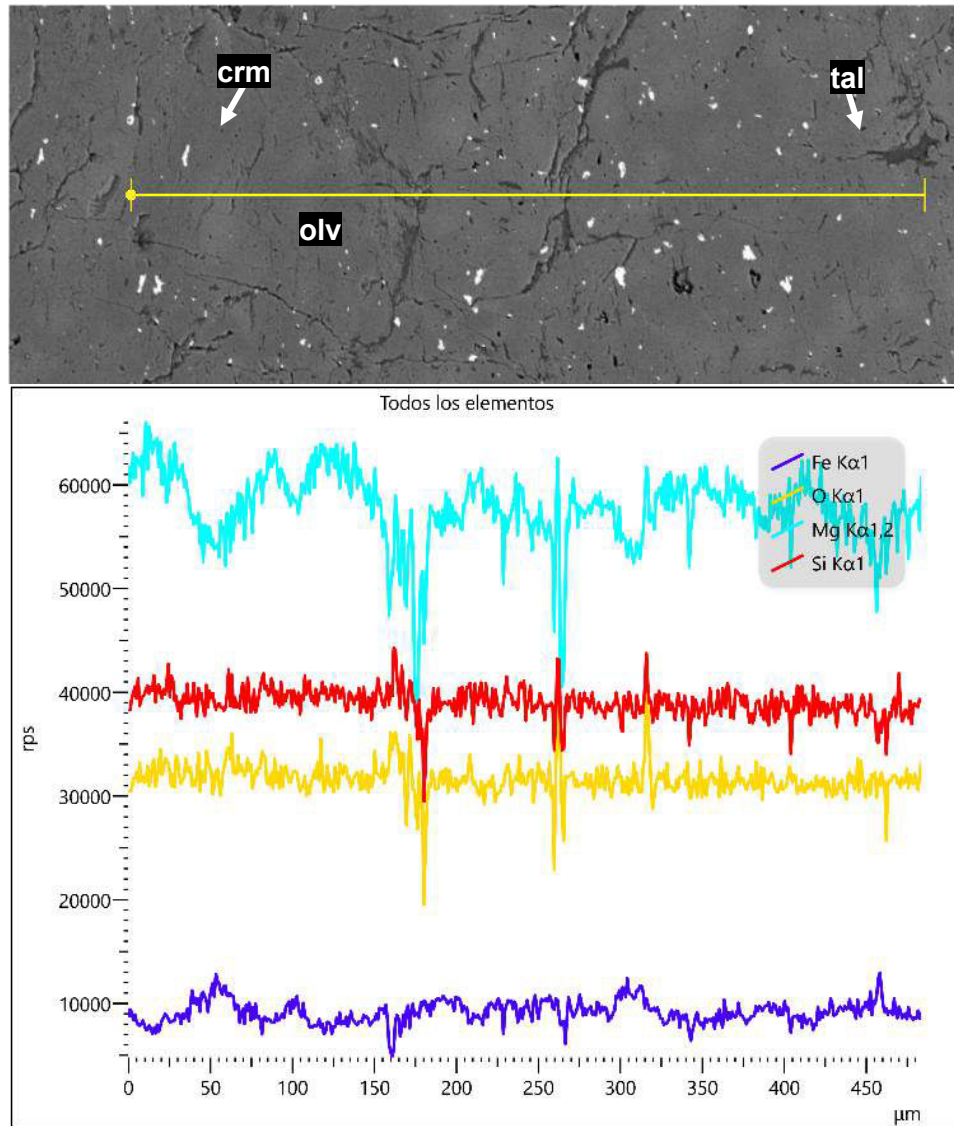


Figura 5.17. Mapeo lineal en cristal de olivino (olv) que mantiene una composición uniforme, con fracturas alteradas por talco (tal), además presenta cristales de cromita (crm).

Piroxenos

Los piroxenos observados en las muestras de serpentinitas corresponden a enstatita y aegirina-augita (Tabla 5.4). Estos se hallan en forma de cristales anhedrales con bordes irregulares a subangulosos, y formas subhedrales de hábito prismático y tabular. Se muestran intercrecidos con los cristales de olivino, y generalmente alterados por tremolita y clinocloro (Figura 5.16).

Muestra	Si	O	Mg	Fe	Ca	Al
Enstatita	28.06	44.39	23.64	3.17	—	0.73
Aegirina – augita	17.14	38.37	5.18	16.41	17.16	5.74

Tabla 5.4. Composición de piroxenos determinado mediante microscopía electrónica.

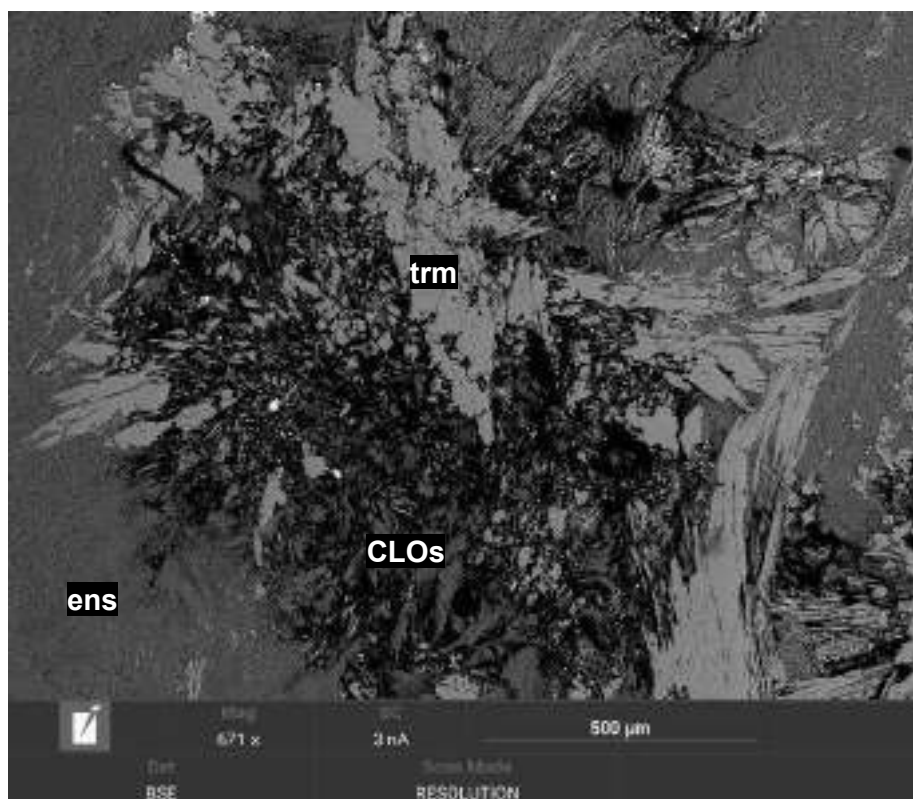


Figura 5.18. Cristales de tremolita (*trm*) y cloritas (*CLOs*) alterando a enstatita (*ens*). Imagen de electrones BSE.

Anfiboles

En concordancia con lo anteriormente señalado, el anfíbol predominante en las muestras analizadas de serpentinitas y rocas ultramáficas, es la tremolita. Esta se manifiesta en formas que varían desde subhedrales a euhedrales, con un hábito prismático alargado y acicular, presentando en algunas áreas con aspecto fibroso asbestiforme. Se muestran alterados por bowlingita (Figura 5.19A, B).

Otro anfíbol comúnmente presente, especialmente en las muestras de anfíbolita, es la actinolita, que es un anfíbol compuesto de calcio, magnesio y hierro. Se presenta como cristales de formas anhedrales con bordes irregulares y angulosos, y de formas subhedrales y euhedrales de hábito prismático alargado y acicular. Estos se hallan intercrecidos con los cristales de albita y oligoclasa (Figura 5.20A, C), asociados a agregados cristalinos de talco y bowlingita.

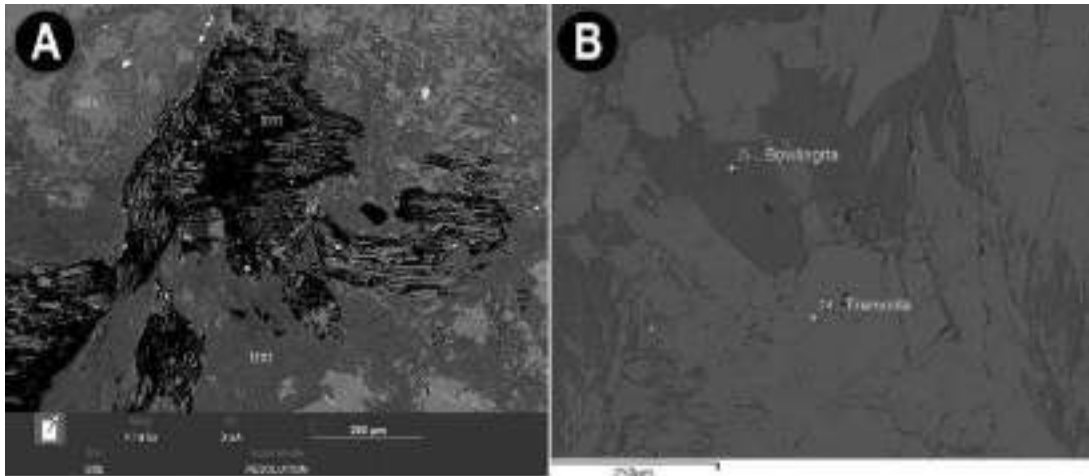


Figura 5.19. A. Cristales de olivino (olv) intercrecidos con cristales aciculares de tremolita (trm) con aspecto asbestiforme. B. Cristales de tremolita alterados por bowlingita. Imagen de electrones BSE.

Feldespatos

En una muestra de anfibolita (Muestra R1617) se observaron cristales de albita, oligoclasas y ortoclasa, asociados a anfíboles, piroxenos, apatito, titanita, magnetita y cromita.

La albita y oligoclasa se presentan en forma de cristales subhedrales con hábitos prismáticos y tabulares (Figura 5.20A). No se evidencia zonación composicional en los cristales. Estos se hallan entrecrecidos con anfíboles y piroxenos, y contienen inclusiones de apatito, titanita y zircón. Se muestran alterados por clinozoisita.

Se han observado agregados y venillas rellenas por cristales de ortoclasa (feldespato potásico), las venillas son rectas, regularmente continuas, sin sutura, en espesores que varían entre 0.03 mm y 0.28 mm (Figura 5.20B, C). Los cristales de ortoclasa se exhiben como cristales de formas anhedrales con bordes subangulosos a subredondeados, y formas subhedrales con hábitos prismáticos y tabulares. Se muestran intercrecidos con clinozoisita (Figura 5.20C).

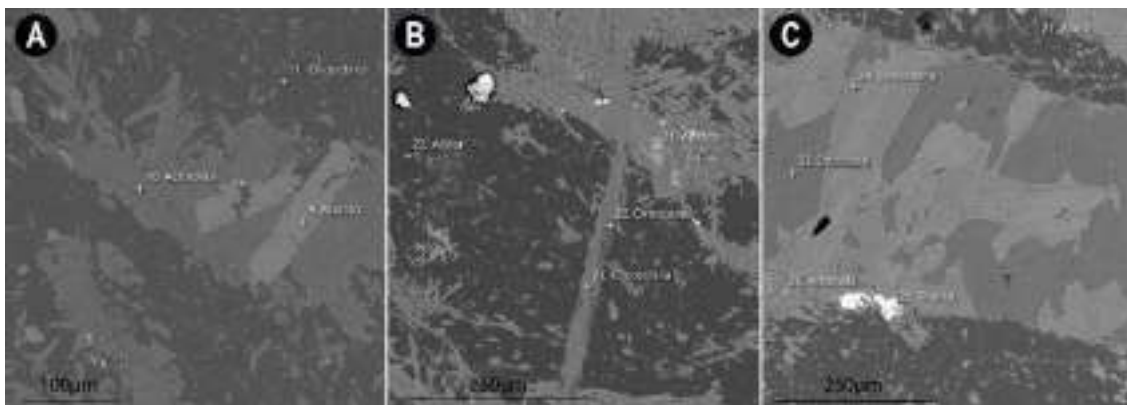


Figura 5.20. A. Agregados de oligoclasas intercrecidos con actinolita y apatito. B. Agregados de albita cortados por venilla de ortoclasa y clinozoisita. C. Venillas conformada por ortoclasa, clinozoisita y titanita cortando cristales de albita.

Granates

Los granates identificados corresponden al tipo andradita y a la serie andradita-grosularia (Tabla 5.5). Estos granates son frecuentemente hallados en serpentinitas, tal como lo indican Deer et al. (1967) y Schmitt et al. (2019), debido a la baja actividad de la sílice que contribuye a su estabilidad (Schmitt et al., 2019). Además, es habitual que presenten contenido de titanio en su estructura, especialmente cuando su origen está vinculado a rocas ígneas (Deer et al., 1967).

Muestra	Si	O	Fe	Ca	Al	Ti
Andradita-Grosularia 1	17.52	40.83	13.51	23.69	4.45	—
Andradita-Grosularia 2	17.49	40.91	13.98	23.77	3.85	—
Andradita-Grosularia 3	17.62	41.02	12.92	23.66	4.78	—
Andradita-Grosularia 4	17.00	38.49	9.98	23.32	2.90	8.31
Andradita	17.82	41.09	16.64	24.45	—	—
Andradita-Grosularia 5	17.36	40.22	15.41	23.68	3.33	—
Andradita-Grosularia 6	16.61	41.41	12.82	23.60	3.63	1.93

Tabla 5.5. Composición de granates determinados mediante microscopía electrónica.

Los granates se presentan como cristales y relictos de cristales de formas anhedrales con bordes irregulares a subangulosos, y de formas subhedrales de hábito. Se observan intercrecidas con agregados microcristalinos de serpentina y clorita (clinocloro), esta última se presenta como mineral producto de alteración en los intersticios y fracturas (Figura 5.21). Frecuentemente se encuentran asociadas con ilmenita. Según Downey (2021), la presencia de granate y espinela podría indicar niveles de presión de 9 a 16 kb (30-50 km).

Mineralización

La mineralización, en general, tiende a aparecer de manera diseminada tanto en los minerales primarios como olivinos y piroxenos, como en los secundarios, tales como tremolita, lizardita, talco, bowlingita, entre otros.

El mineral predominante, es la cromita - magnetita. Se presentan en cristales de forma anhedral con bordes irregulares y subangulosos, así como en formas subhedrales y euhedrales con hábito cúbico y dodecaédrico. Se encuentra comúnmente en intersticios, fracturas y oquedades, a menudo alineado con minerales de alteración que también rellenan estos espacios, y como inclusiones en cristales de olivino. Esto evidencia la removilización de minerales metálicos durante la alteración y serpentinización (Figura 5.22).

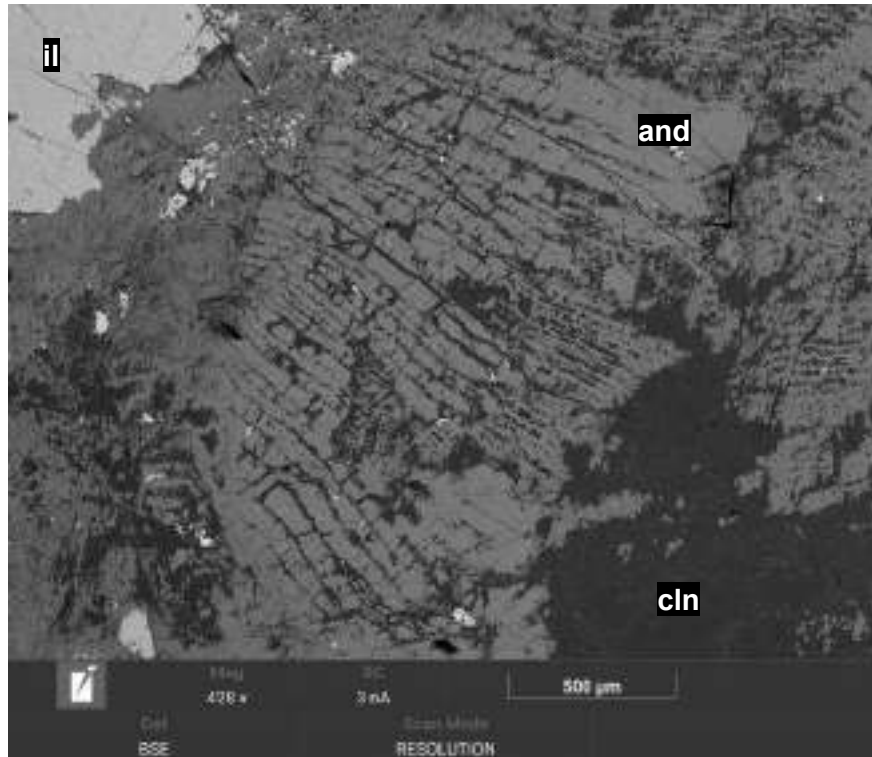


Figura 5.21. Cristales de andradita (and) con intersticios alterados por clinocloro (cln), además se observan cristales de ilmenita (il). Imagen de electrones BSE.

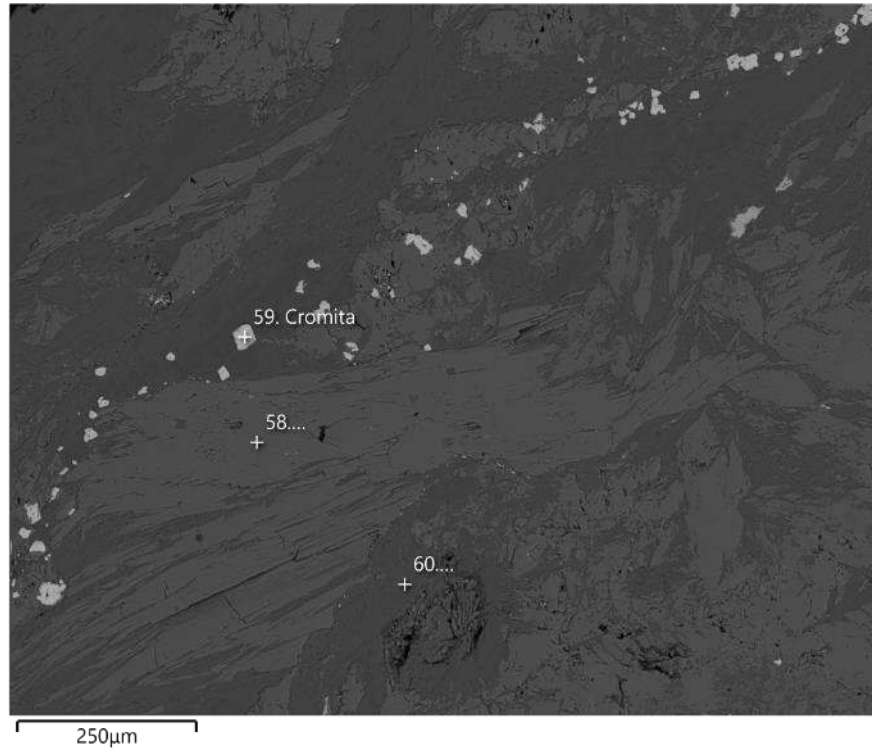


Figura 5.22. Cristales de cromita alineados con agregados de talco (60) y tremolita (58) a lo largo de venillas, evidenciando removilización durante la serpentinización y alteración.

Los resultados químicos obtenidos mediante el detector EDS (Tabla 5.6) revelan que la cromita no es pura, sino que presenta una composición intermedia entre cromita y magnetita. Utilizando el gráfico de Hodel et al. (2020), se identificó la presencia de ferritcromita, Cr-magnetita y magnetita con contenido de cromo (Figura 5.23). Algunas de estas muestras contienen hasta un 15% de níquel y cantidades menores de magnesio, titanio y vanadio (Tabla 5.6) (Figura 5.24).

Muestra	O	Cr	Fe	Ni	Mg	Ti	V
Ferritcromita 1	21.67	23.33	53.1	—	—	—	1.89
Ferritcromita 2	23.3	19.68	49.86	7.17	—	—	—
Ferritcromita 3	25.26	29.03	45.7	—	—	—	—
Ferritcromita 4	32.76	23.46	43.78	—	—	—	—
Ferritcromita 5	27.08	37.14	35.78	—	—	—	—
Ferritcromita 6	26.55	22.81	50.64	—	—	—	—
Ferritcromita 7	25.55	25.96	48.49	—	—	—	—
Ferritcromita 8	28.42	17.93	53.66	—	—	—	—
Ferritcromita 9	17.2	26.07	56.73	—	—	—	—
Ferritcromita 10	25.61	24.35	50.04	—	—	—	—
Ferritcromita 11	25.48	29.39	45.13	—	—	—	—
Ferritcromita 12	26.79	21.62	49.44	—	—	2.15	—
Ferritcromita 13	16.1	34.88	43.29	5.73	—	—	—
Ferritcromita 14	26.89	22.77	45.12	—	—	5.22	—
Ferritcromita 15	25.8	19.97	54.22	—	—	—	—
Ferritcromita 16	26.99	20.89	50.09	—	—	1.17	—
Ferritcromita 17	26.76	32.2	41.04	—	—	—	—
Cr-magnetita 1	30.81	10.46	50.9	7.83	—	—	—
Cr-magnetita 2	32.62	9.79	51.86	5.72	—	—	—
Ferritcromita 20	32.11	15.86	46.3	5.73	—	—	—
Magnetita 1	4.97	2.34	76.81	15.89	—	—	—
Magnetita 2	34.72	4.23	56.01	5.04	—	—	—
Magnetita 3	33.05	3.04	54.24	7.56	—	2.11	—
Magnetita 4	38.27	2.79	54.37	4.58	—	—	—
Cr-magnetita 3	20.17	13.34	59.12	7.37	—	—	1.89

Tabla 5.6. Composición química de cristales de magnetita-cromita.

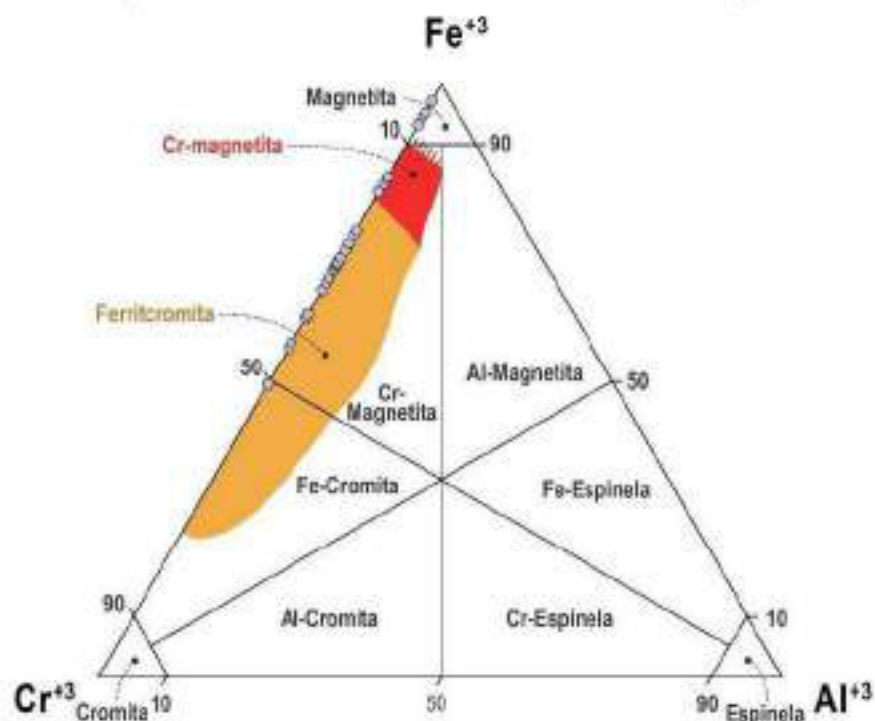


Figura 5.23. Diagrama ternario Cr^{+3} , Fe^{+3} , Al^{+3} (Sahu et al. 2020) para espinelas de las serpentinitas de Huancapallac y Chinchao. Los campos de ferritcromita y Cr-magnetita son de Hodel et al. (2020).

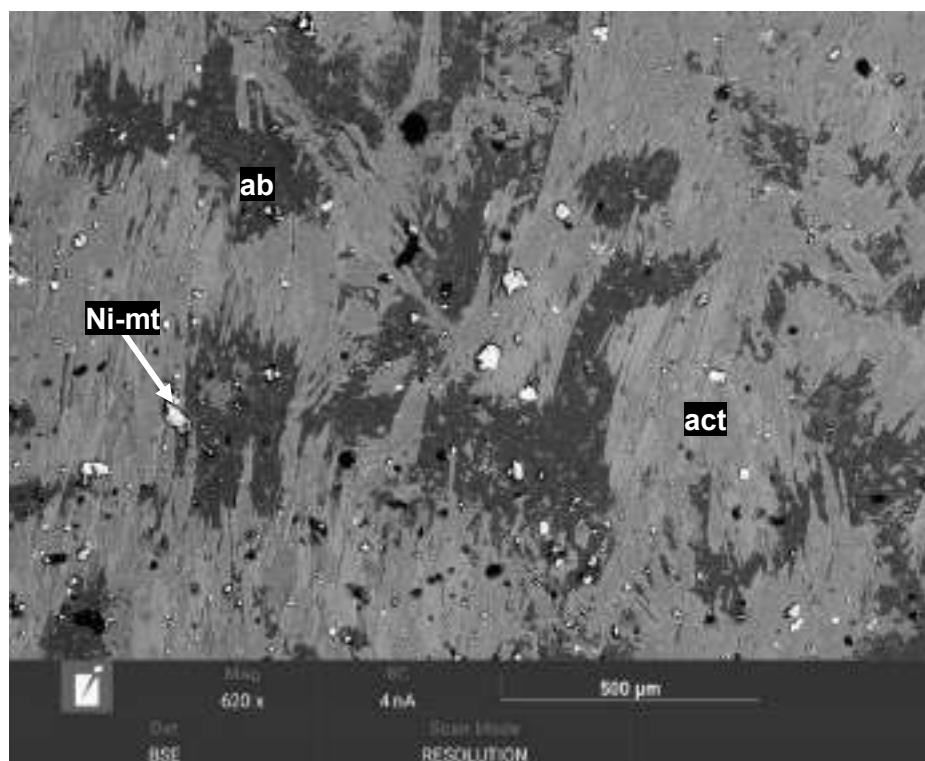


Figura 5.24. Cristales de magnetita con 15% de níquel (Ni-mt) en su estructura, disseminados en cristales de albita (ab) y actinolita (act). Imagen de electrones BSE.

Otros minerales que se identificaron corresponden a violarita, heazlewoodita, maucherita, pirrotita, nickelina y goldsveskita (Tabla 5.7).

Muestra	Fe	Ni	Co	S	As	Sb
Violarita	23.55	40.49	2.34	33.63		
Heazlewoodita		70.55		29.45		
Violarita	23.83	38.8	3.02	34.36		
Maucherita		50.47			49.53	
Pirrotita	61.17			38.83		
Violarita	24.76	38.82	1.91	34.51		
Nickeline		41.84			52.74	5.42
Heazlewoodita		69.17		30.83		
Maucherita		49.42			50.58	
Violarita	24.58	38.33	2.54	34.55		
Violarita	24.03	39.55	1.99	34.43		
Godlveskita	4.27	66.27		29.46		

Tabla 5.7. Composición química de minerales de níquel, cobalto y hierro.

La maucherita se observa como cristales anhedrales con bordes angulosos, subangulosos a subredondeados (Figura 5.25A), estos se muestran entre los intersticios de cristales de olivino, asociados con agregados cristalinos de talcto, bowlingita y cromita-magnetita.

La nickelita se muestra como cristales de formas anhedrales con bordes subangulosos a angulosos, suelen presentar bordes cóncavos y convexos. Estos se hallan a manera de inclusiones en cristales de olivinos (Figura 5.25B).

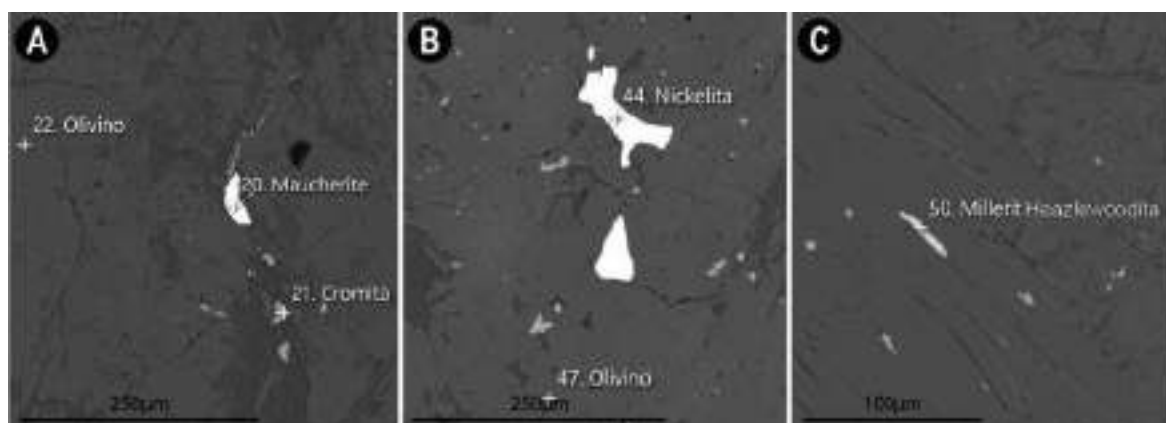


Figura 5.25. A. Cristal de Heazlewoodita entre los intersticios de olivino. B. Maucherita y cromita asociados a talco dispuestos entre las fracturas de cristal de olivino. C. Inclusiones de nickelita y cromita en olivino.

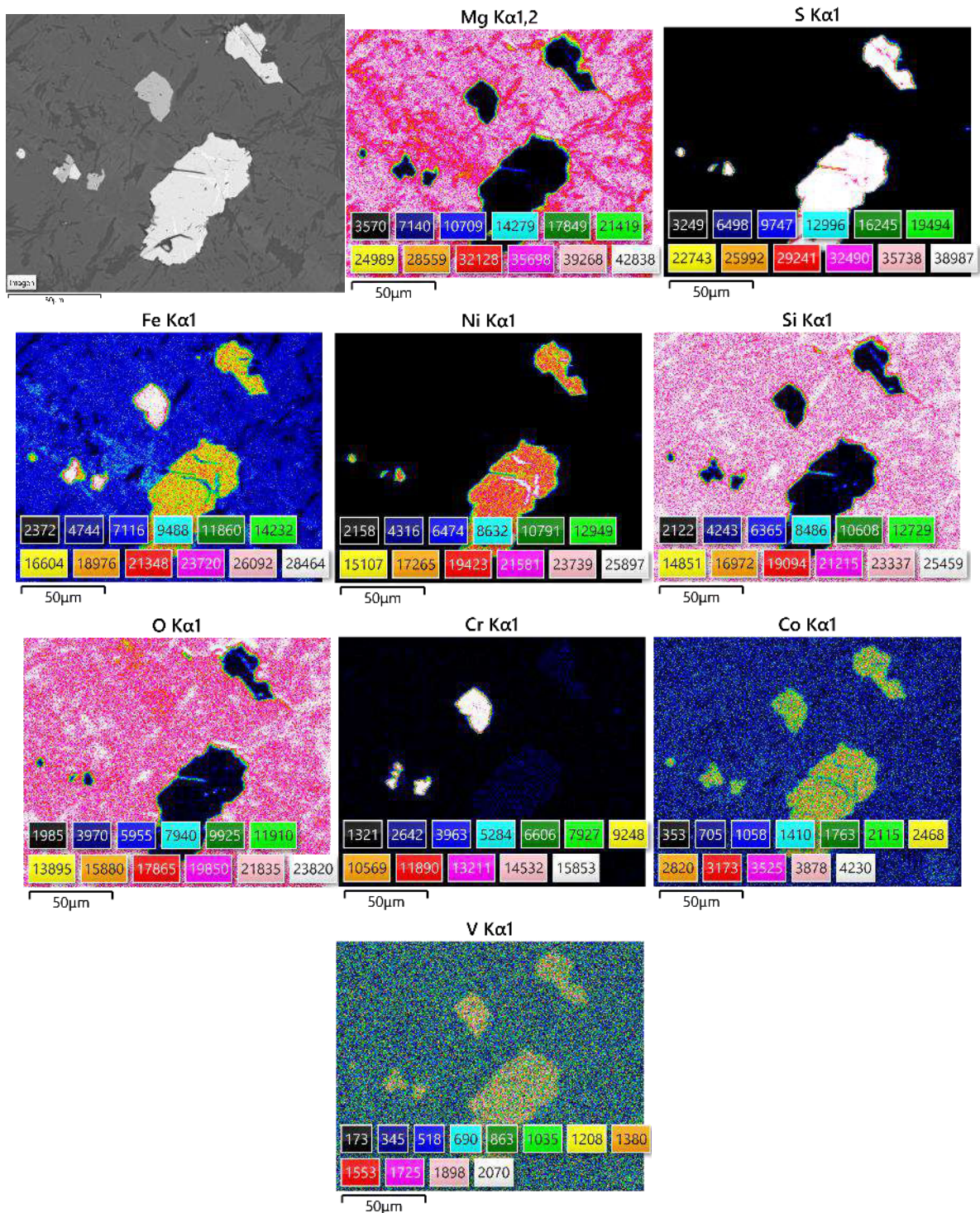


Figura 5.26. Mapa mineral de ferrotrochilite y violarite con intersticios de godlevskite que presenta valores más altos de níquel que la violarite. Los cristales de cromite no muestran una zonación composicional, sino una graduación normal en los bordes, con disminución de contenido de Fe, Ni, S, y aumento de Mg y Si.

La heazlewoodita y godlevskita se observan entre en los intersticios y plano de microfracturas de olivinos (Figura 5.25C). Generalmente, la heazlwoodita y godlevskita se presentan intercrecidos entre los intersticios con violarita, que se presenta como cristales de formas anhedrales con bordes angulosos a subangulosos, a manera de inclusiones en cristales de tremolita, talco y lizardita, asociada a cristales de cromita y magnetita.

La godlevskita presenta mayor contenido de níquel (Figura 5.26, 5.27), mientras que la violarita suele contener mayor contenido de cobalto (Figura 5.26). En el mapeo lineal (Figura 5.27) puede observarse como la concentración de S y Fe disminuye cuando se analiza la godlevskita, mientras que el níquel aumenta. Cuando se intercepta agregados microcristalinos de lizardita aumenta el magnesio y disminuye el contenido de metales.

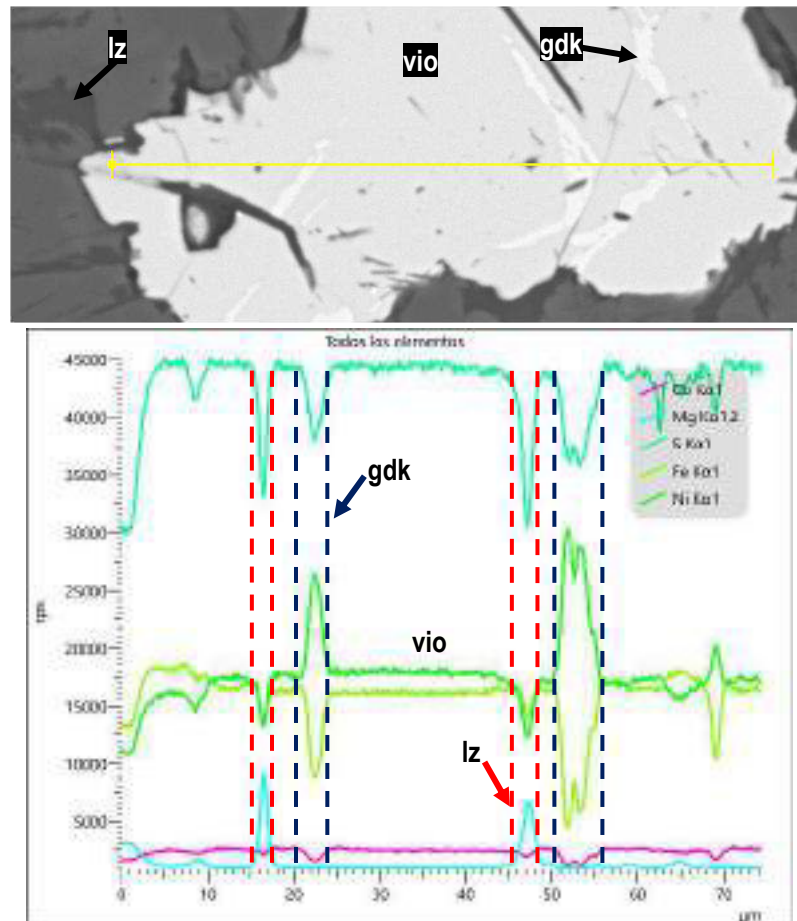


Figura 5.27. Mapeo lineal de cristal de violarita (vio) con intersticios rellenos por godlevskita (gdk) e inclusiones de lizardita (lz).

5.3 Análisis geoquímico

En total, se dispone de 32 resultados de análisis químicos correspondientes a rocas ultrabásicas y rocas encajonantes asociadas, con 22 provenientes del sector de Huancapallac y 10 de Chinchao (Figura 5.28, Tabla 5.8 y 5.9)., algunas de los cuales fueron recopilados para la elaboración de la presente investigación en el marco del proyecto GR35: Cartografía geológica del cuadrángulo de Huánuco y La Unión a escala 1:50000.

Las muestras restantes se obtuvieron de la base de datos de INGEMMET, las cuales forman parte de los proyectos (1) GE19: Estudio Geológico y Evaluación del Potencial Económico de las ultrabásicas en la región de Huánuco, (2) GE33-1: Prospección Geológica-Minera Regional y Metalogenia de las Regiones de San Martín y Huánuco y (3) GE33B-5: Estudio de minerales estratégicos en la Cordillera Oriental. Además, se incorporaron datos de la tesis de Cardona (2006). (Figura 5.28, Tabla 5.8).

Las muestras de geoquímica del proyecto GR35 fueron analizadas por elementos mayores mediante el ensayo por fusión eléctrica con metaborato de litio e ICP-OES, ensayo de elementos menores por digestión multiácida mediante ICP-OES e ICP-MS, y ensayo de tierras raras por fusión eléctrica con metaborato de litio e ICP-MS. Las muestras del proyecto GE19 fueron analizadas por Inspectorate Services utilizando el ensayo para elementos mayores, menores, traza y tierras raras utilizando ICP-ME, además 12 muestras con análisis de oro por ensayo al fuego. Las muestras del proyecto GE33B-5 fueron analizadas en el laboratorio ALS, donde se utilizaron los métodos de digestión de cuatro ácidos y fusión de borato de litio seguida de disolución ácida, empleando ICP-ME. Por último, las muestras del proyecto GE33-1 fueron analizadas por SGS utilizando fusión de borato de litio e ICP-AES.

Como parte del procesamiento se realizó el recálculo los valores de los elementos mayores al 100% libre de volátiles (LOI), el reemplazamiento de valores menores al límite de detección inferior, y normalización para algunos elementos traza y tierras raras.

La Figura 5.28 ilustra el mapa con la ubicación y distribución de las muestras geoquímicas, mientras que la Tabla 5.8 resume los principales resultados del análisis geoquímico de dichas muestras.

5.3.1 Óxidos mayores

En general, las serpentinitas y rocas ultramáficas (peridotitas y piroxenitas) muestran un contenido de SiO₂ que varía entre 39.90 % y 51.10 % (Tabla 5.9), lo cual es consistente con la mineralogía observada en la petrografía. Aunque algunas muestras superan el 45 % de SiO₂, que marca el límite para rocas ultrabásicas, en general se mantiene la coherencia. Los valores que superan el 45 % se encuentran principalmente en peridotitas y piroxenitas, y probablemente se deben a procesos secundarios de metamorfismo y/o alteración.

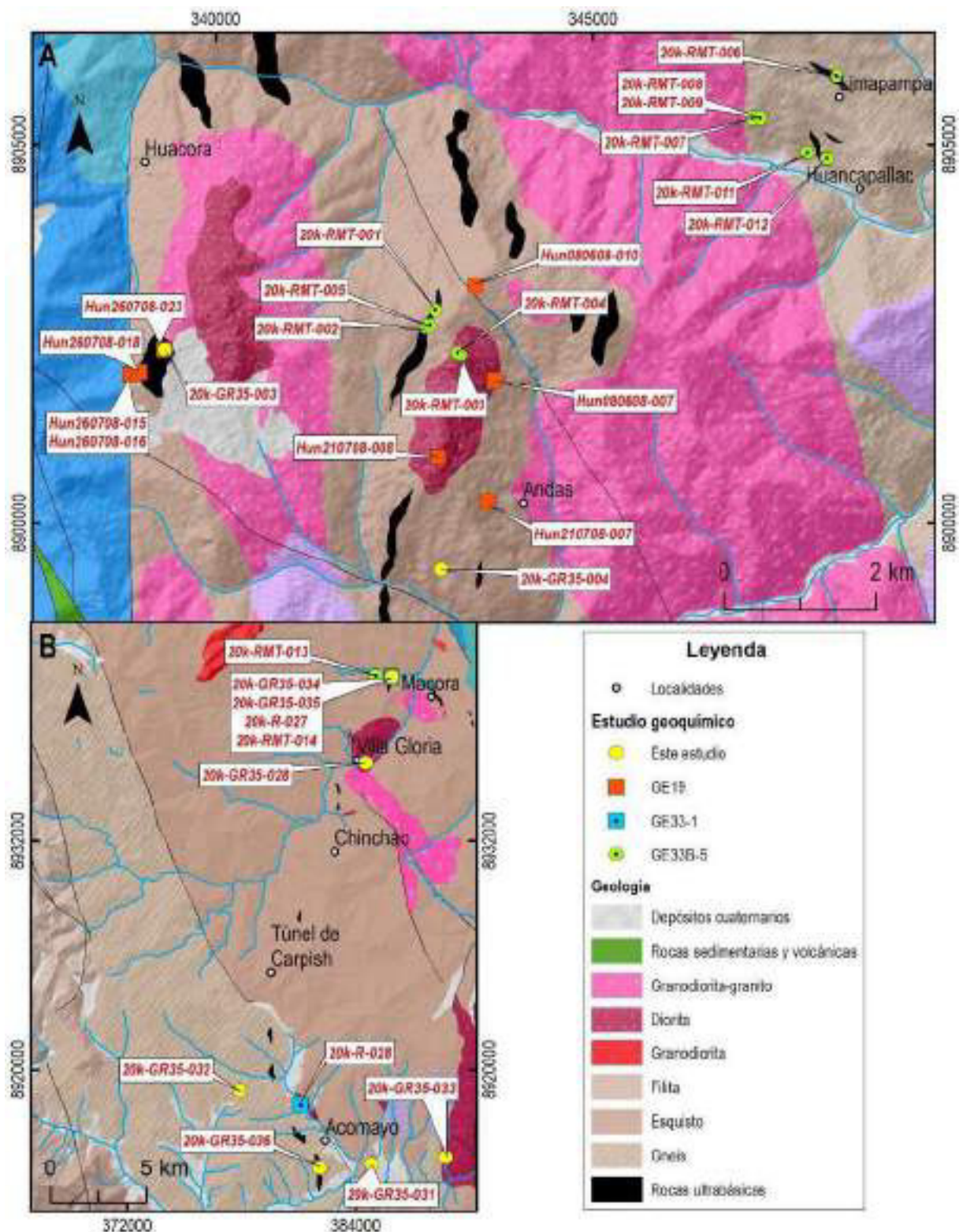


Figura 5.28. Mapa con ubicación de muestras con estudio geoquímico. A. Sector de Huancapallac. B. Sector de Chinchao.

El análisis del contenido de óxidos mayores en las rocas ultramáficas y serpentinitas de Huancapallac y Chinchao indica una afinidad con los cumulos ultramáficos, como se muestra en los diagramas ternarios ACM (Al_2O_3 -CaO-MgO) y AFM ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ -FeO-MgO) de Coleman (1977) (Figuras 5.27A y B). Sahu et al. (2024) señalan que elevados niveles de MgO, junto con altos contenidos de Ni y Cr, sugieren que los cumulos ultramáficos se originan a partir de magma primario, lo que es consistente con los datos geoquímicos de las serpentinitas y rocas ultramáficas de Huancapallac y Chinchao (Tablas 5.8 y 5.9).

MUESTRA	PROYECTO	LITOLOGÍA	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr	Ni
20k-GR35-003	GR35	Serpentinita	44.40	0.00	1.00	10.80	0.10	43.60	0.00	0.00	0.00	0.00	1569	2407
20k-GR35-004	GR35	Anfibolita	46.40	2.50	12.80	17.70	0.20	6.90	10.60	2.40	0.20	0.40	152	75
20k-GR35-028	GR35	Serpentinita	39.90	0.00	0.40	9.70	0.30	44.10	5.40	0.00	0.00	0.00	1142	2089
20k-GR35-031	GR35	Gabro	48.40	0.70	13.80	12.20	0.20	10.20	12.10	2.00	0.30	0.10	415	156
20k-GR35-032	GR35	Leucogranito muscovítico	69.50	0.00	27.50	0.40	0.00	0.10	0.20	0.90	1.20	0.10	4	6
20k-GR35-033	GR35	Gneis	41.00	1.00	20.10	13.90	0.10	11.80	11.00	0.70	0.20	0.00	140	104
20k-GR35-034	GR35	Meta-intrusivo	44.20	0.20	22.50	5.40	0.10	10.60	14.10	0.40	2.50	0.00	302	136
20k-GR35-035	GR35	Serpentinita	44.00	0.10	3.10	13.10	0.20	39.00	0.50	0.00	0.00	0.00	744	1009
20k-GR35-036	GR35	Serpentinita	46.50	0.00	1.00	8.30	0.10	43.40	0.60	0.00	0.00	0.00	3110	1978
Hun080608-007	GE19	Serpentinita	52.60	0.10	2.80	5.80	0.10	36.50	1.30	0.70	0.10	0.00	1942	2162
Hun080608-010	GE19	Serpentinita	51.30	0.00	1.80	10.00	0.10	35.50	0.90	0.20	0.00	0.00	2140	2319
Hun210708-007	GE19	Gabro	48.80	1.80	17.80	13.40	0.20	4.30	8.30	4.90	0.20	0.40	96	64
Hun210708-008	GE19	Gabro	54.50	0.40	15.70	5.70	0.10	9.10	11.30	3.00	0.10	0.00	184	119
Hun260708-015	GE19	Gabro	54.10	0.40	15.00	6.30	0.10	10.90	8.50	4.10	0.50	0.00	165	116
Hun260708-016	GE19	Peridotita	51.10	0.00	2.70	7.90	0.10	37.80	0.10	0.30	0.10	0.00	1991	2056
Hun260708-018	GE19	Peridotita	49.40	0.00	2.30	9.20	0.10	36.60	2.10	0.20	0.00	0.00	2014	1937
Hun260708-023	GE19	Aplita	71.90	0.00	15.20	0.40	0.00	0.10	0.40	7.40	4.20	0.20	147	24
20k-R-027	GE33-1	Serpentinita	41.60	0.10	3.10	15.50	0.20	37.80	1.80	0.00	0.00	0.00	1795	848
20k-R-028	GE33-1	Diorita	51.60	0.90	17.30	9.60	0.20	8.40	9.10	2.50	0.40	0.10	149	32
20k-RMT-001	GE33B-5	Piroxenita	51.50	0.10	3.70	8.20	0.10	31.70	4.50	0.10	0.00	0.00	1000	1770
20k-RMT-002	GE33B-5	Piroxenita	41.70	0.30	2.30	11.00	0.10	43.00	1.40	0.10	0.00	0.10	1450	2510
20k-RMT-003	GE33B-5	Serpentinita	45.10	0.00	1.30	8.30	0.10	44.60	0.40	0.10	0.00	0.00	1360	2230
20k-RMT-004	GE33B-5	Serpentinita	44.30	0.00	1.20	10.10	0.10	42.50	1.70	0.10	0.00	0.00	1290	2130
20k-RMT-005	GE33B-5	Serpentinita	45.10	2.20	7.20	13.10	0.20	26.60	5.50	0.00	0.00	0.00	711	1130
20k-RMT-006	GE33B-5	Serpentinita	47.30	0.00	1.60	9.40	0.10	41.50	0.00	0.10	0.00	0.00	1400	2390
20k-RMT-007	GE33B-5	Serpentinita	45.30	0.00	1.30	9.70	0.10	43.60	0.00	0.10	0.00	0.00	1310	2190
20k-RMT-008	GE33B-5	Serpentinita	43.60	0.00	1.30	9.40	0.10	42.00	3.40	0.10	0.00	0.00	1390	2120
20k-RMT-009	GE33B-5	Serpentinita	40.10	0.00	1.30	9.90	0.10	38.30	10.20	0.00	0.00	0.00	1210	1830
20k-RMT-011	GE33B-5	Serpentinita	45.40	0.00	1.10	8.50	0.10	44.60	0.20	0.00	0.00	0.00	1260	2150
20k-RMT-012	GE33B-5	Filita	63.90	0.90	17.40	7.60	0.10	2.40	0.90	1.80	4.80	0.20	80	49.3
20k-RMT-013	GE33B-5	Esquisto	63.20	1.10	18.10	8.80	0.40	3.10	0.40	1.20	3.70	0.20	93	58.9
20k-RMT-014	GE33B-5	Serpentinita	41.70	0.10	2.30	16.60	0.20	38.30	0.70	0.00	0.00	0.00	1380	1080

Tabla 5.8. Concentraciones de óxidos mayores (wt%) de análisis químico de roca total de muestras de serpentinitas y rocas asociadas de los sectores de Huancapallac y Chinchao, Huánuco.

MUESTRA	Li	Sc	V	Co	Cr	Ni	Cu	Zn	Sr	Y	Zr	Cs	Ba	La	Ce	Pb	Th
20k-GR35-003	3.00	8.00	38.00	106.00	1569.0	2407.0	4.0	82.0	1.0	2.50	6.0	0.26	5.0	1.00	0.50	2.50	0.10
20k-GR35-004	10.00	45.00	453.00	52.00	152.0	75.0	191.0	139.0	237.0	42.00	192.0	1.46	127.0	21.00	49.60	2.50	2.30
20k-GR35-028	1.00	7.00	16.00	123.00	1142.0	2089.0	1.0	106.0	8.0	2.50	2.5	0.03	2.5	1.00	1.70	31.00	0.10
20k-GR35-031	12.00	45.00	302.00	48.00	415.0	156.0	110.0	104.0	69.0	20.00	30.0	0.15	32.0	1.00	2.50	2.50	0.10
20k-GR35-032	15.00	2.50	5.00	1.00	4.0	6.0	1.0	20.0	44.0	9.00	6.0	0.73	365.0	11.00	20.10	35.00	0.30
20k-GR35-033	23.00	41.00	283.00	51.00	140.0	104.0	19.0	109.0	538.0	2.50	9.0	0.14	70.0	1.00	2.80	2.50	0.10
20k-GR35-034	96.00	27.00	71.00	34.00	302.0	136.0	85.0	40.0	380.0	2.50	7.0	0.94	458.0	1.00	2.80	9.00	0.10
20k-GR35-035	5.00	14.00	57.00	138.00	744.0	1009.0	13.0	79.0	9.0	2.50	2.5	0.63	10.0	1.00	3.30	2.50	0.10
20k-GR35-036	3.00	11.00	47.00	94.00	3110.0	1978.0	1.0	34.0	5.0	2.50	2.5	0.06	2.5	1.00	0.25	2.50	0.10
Hun080608-007	11.00	28.60	38.00	101.70	1942.0	2162.0	2.5	43.0	2.3	3.50	132.2	0.80	5.0	0.50	1.30	2.50	0.10
Hun080608-010	5.00	19.60	31.00	98.60	2140.0	2319.0	5.0	33.0	29.9	3.80	49.8	0.30	7.1	0.50	1.60	2.50	0.05
Hun210708-007	5.00	35.40	181.00	36.70	96.0	64.0	17.0	71.0	534.3	36.20	77.6	0.20	86.4	25.70	59.50	6.00	2.30
Hun210708-008	5.00	47.30	165.00	34.70	184.0	119.0	103.0	26.0	98.7	9.30	60.1	0.10	22.9	0.50	2.00	2.50	0.05
Hun260708-015	54.00	45.00	174.00	34.90	165.0	116.0	73.0	76.0	290.8	10.30	84.7	0.60	77.3	0.60	2.20	8.00	0.05
Hun260708-016	5.00	16.40	15.00	44.70	1991.0	2056.0	8.0	47.0	1.9	0.50	69.3	0.70	2.6	0.20	0.50	2.50	0.05
Hun260708-018	5.00	17.40	43.00	73.50	2014.0	1937.0	12.0	26.0	5.8	1.30	66.4	0.40	3.0	0.40	0.90	2.50	0.10
Hun260708-023	5.00	9.90	12.00	0.80	147.0	24.0	23.0	0.0	43.6	6.30	27.0	3.90	172.6	2.70	6.70	8.00	1.40
20k-R-027	0.00	0.00	46.00	131.30	1795.0	848.0	9.0	25.0	9.7	0.00	56.3	0.00	5.0	0.00	1.50	2.50	0.10
20k-R-028	0.00	0.00	180.00	35.00	149.0	32.0	17.0	81.0	188.1	0.00	32.0	0.00	111.0	0.00	11.10	2.50	0.40
20k-RMT-001	3.30	9.00	33.00	79.80	1000.0	1770.0	6.3	65.0	63.9	54.80	3.4	0.52	80.0	4.30	15.85	0.60	0.14
20k-RMT-002	13.50	11.70	56.00	115.50	1450.0	2510.0	6.1	68.0	39.6	10.30	1.4	0.62	5.0	0.50	2.01	1.90	0.02
20k-RMT-003	2.50	10.60	42.00	102.00	1360.0	2230.0	2.4	45.0	22.0	0.80	0.3	0.69	10.0	0.25	0.22	1.90	0.01
20k-RMT-004	1.50	7.00	33.00	83.60	1290.0	2130.0	1.7	45.0	5.5	1.80	1.9	0.10	5.0	0.25	0.80	1.50	0.01
20k-RMT-005	3.50	26.50	226.00	67.90	711.0	1130.0	30.1	75.0	62.4	24.40	2.7	0.92	10.0	2.80	7.18	1.10	0.04
20k-RMT-006	1.00	8.90	39.00	100.50	1400.0	2390.0	17.0	58.0	0.8	3.40	2.6	0.29	10.0	0.25	0.60	2.10	0.01
20k-RMT-007	0.20	11.90	37.00	103.00	1310.0	2190.0	9.6	38.0	0.3	6.20	7.4	0.03	5.0	0.25	0.80	1.40	0.01
20k-RMT-008	0.20	9.50	39.00	102.50	1390.0	2120.0	15.4	42.0	4.3	1.00	0.9	0.14	5.0	0.25	0.31	1.50	0.01
20k-RMT-009	0.20	9.80	48.00	87.10	1210.0	1830.0	13.2	40.0	11.6	2.10	4.1	0.03	5.0	0.25	0.41	1.10	0.01
20k-RMT-011	0.10	8.70	34.00	102.50	1260.0	2150.0	5.2	54.0	1.1	0.60	0.3	0.03	5.0	0.25	0.17	7.80	0.01
20k-RMT-012	22.80	17.50	94.00	18.90	80.0	49.3	7.3	106.0	46.8	29.40	3.3	12.60	600.0	22.60	69.00	5.40	14.20
20k-RMT-013	50.90	19.90	113.00	23.90	93.0	58.9	27.1	118.0	57.6	13.40	3.1	2.58	740.0	32.00	79.40	15.30	14.35
20k-RMT-014	3.70	10.50	41.00	135.50	1380.0	1080.0	23.2	83.0	11.2	1.20	2.8	0.87	10.0	2.50	4.52	2.20	0.06

Tabla 5.9. *Concentraciones en ppm de elementos traza y REE de muestras de serpentinitas y rocas asociadas de los sectores de Huancapallac y Chinchao, Huánuco.*

No obstante, los gabros de Potaga, Andas y Acomayo, a pesar de su proximidad a algunos afloramientos de serpentinitas, no presentan una relación geoquímica con los cumulos ultramáficos (Figuras 5.29A y B), asimismo, no se asocian con las serpentinitas ni con las rocas ultramáficas, y se consideran como productos de eventos magmáticos posteriores.

Los gabros de Potaga y Andas pertenecen al Batolito de Higuera, mientras que los diques y stocks máficos de Acomayo corresponden a cuerpos ígneos menores de una edad presumiblemente andina (Figuras 5.29A y B). Por consiguiente, se colige que las serpentinitas no son producto de la alteración de las rocas máficas del Batolito de Higuera, a pesar de su proximidad.

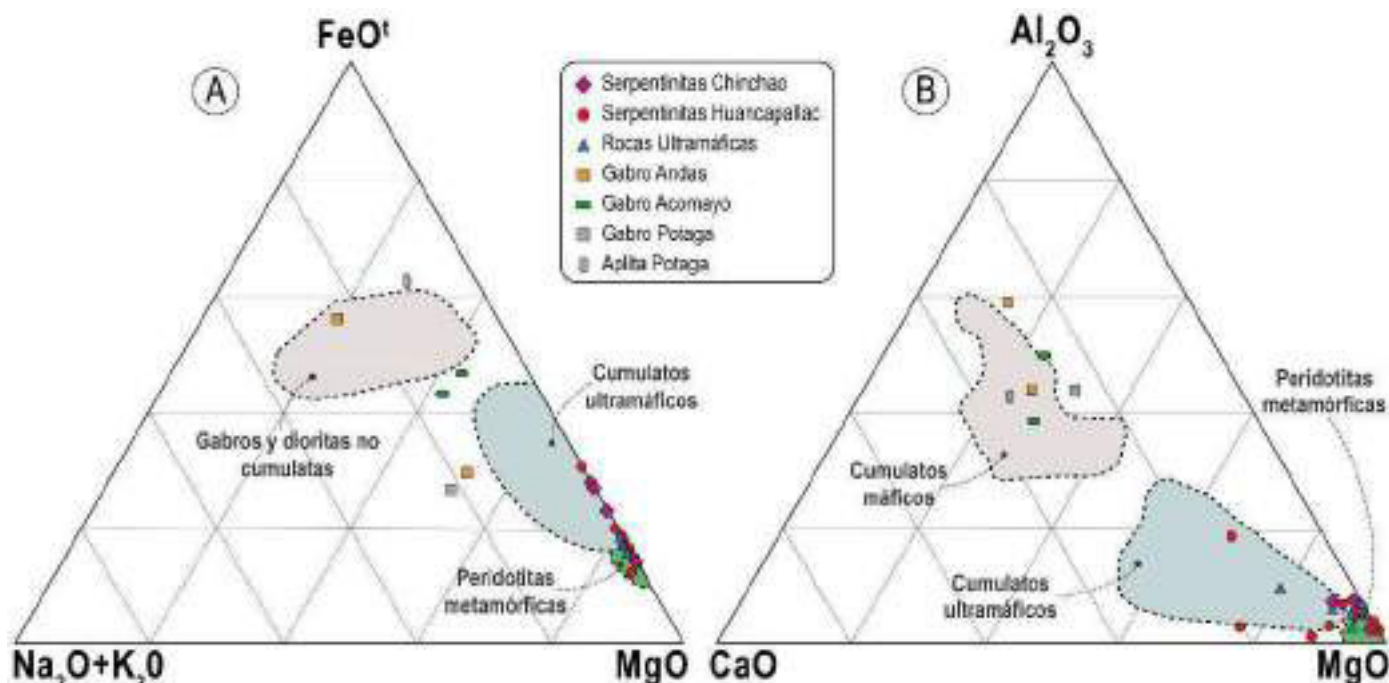


Figura 5.29. A. Diagrama ternario ACM y B. AFM (después de Irvine & Baragar, 1971) para las rocas ultramáficas y rocas asociadas de Chinchao y Huancapallac. Los campos de cumulatos, no cumulatos y peridotitas metamórficas fue tomado de Coleman (1977), Rahmani et al. (2020) & Sahu et al. (2024).

5.3.2 Diagramas Harker

Para las rocas analizadas en este estudio, MgO vs óxidos mayores y algunos elementos traza, es usado en diagramas de variación binarios, conocidos como diagramas Harker, con el fin de identificar patrones de fraccionamiento, como se observa en las figuras 5.30 y 5.31. En relación con los óxidos mayores, generalmente se observa que las concentraciones de SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , TiO_2 y Na_2O disminuyen a medida que aumenta el contenido de MgO en peso. Por el contrario, Fe_2O_3 muestra un leve incremento en su concentración. Algunos valores de las serpentinitas exhiben variaciones entre sí, lo que podría deberse a alteraciones locales o a la propia naturaleza cumulativa de estas rocas (Rahmani et al., 2020).

En el diagrama SiO_2 vs MgO (Figura 5.30), las serpentinitas y rocas ultramáficas son asociadas a cumulatos, según el campo definido por Netshidzivhe et al. (2023). Las serpentinitas y rocas ultramáficas presentan un comportamiento similar, lo que sugiere una relación genética entre ellas, y están caracterizadas por contenido de MgO que varía entre 26.6 wt% y 44.6 wt%, mientras que el SiO_2 varía entre 39.9 wt% y 51.1 wt%. Los valores más altos de SiO_2 corresponden a peridotitas y piroxenitas, lo cual puede ser explicado tanto por la presencia de minerales de alteración y la naturaleza cumulata de estas rocas (Rahmani et al. 2020). En contraste, los gabros de Potaga, Acomayo y Andas caen dentro del rango de gabros-basaltos (Netshidzivhe et al., 2023), con valores de SiO_2 entre 48.4 wt% y 54.5 wt% y MgO inferior a 11 wt%, que es notablemente menor en comparación con las serpentinitas y rocas ultramáficas.

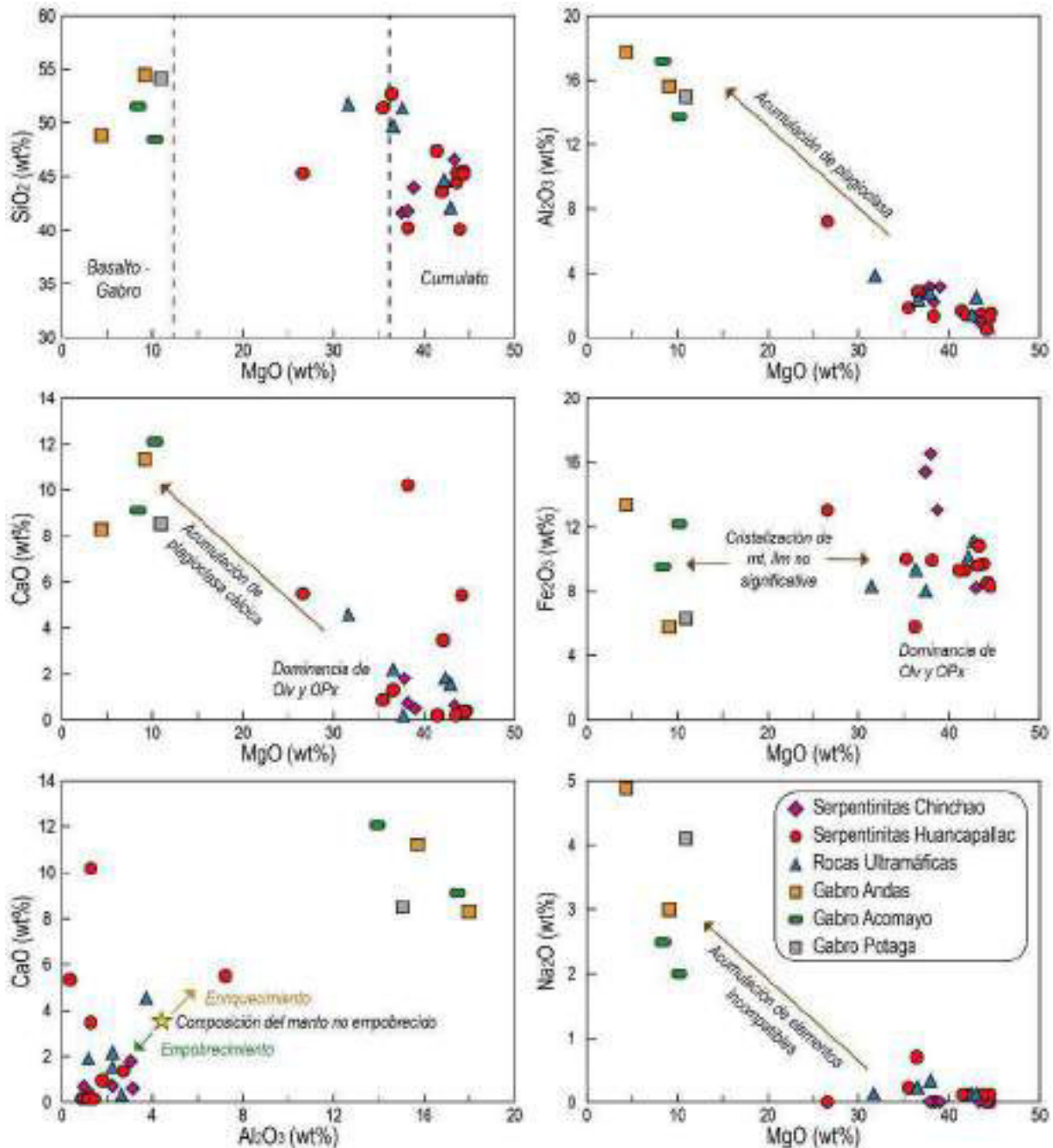


Figura 5.30. Diagramas tipo Harker mostrando variación química de elementos mayores seleccionados vs. MgO y Al₂O₃ para serpentinitas, peridotita y piroxenitas (rocas ultramáficas) y gabros. El símbolo de la estrella muestra la composición del manto empobrecido (Downes, 2021).

El diagrama Al₂O₃ vs MgO es el que presenta la correlación más notoria. Con los valores más altos de Al₂O₃, de 12.8 wt% a 17.8 wt%, en los gabros, y disminuye proporcionalmente, entre 0.4 wt% a 7.2 wt%, al aumento del contenido de MgO de las serpentinitas y rocas ultramáficas (Figura 5.28). La correlación negativa descrita es indicativa de fraccionamiento de olivino o piroxenos (Netshidzivhe et al., 2023).

El diagrama CaO vs. Al₂O₃ revela una correlación positiva, sugiriendo que a medida que un magma evoluciona, aumenta la concentración de estos óxidos, como se observa en los gabros, en contraste con las serpentinitas y rocas ultramáficas (Figura 5.30). Este fenómeno se atribuye generalmente a la fusión parcial y la remoción de magma basáltico del manto, lo que incrementa el contenido de MgO y reduce las concentraciones de CaO y Al₂O₃. Los magmas basálticos presentan contenidos relativamente bajos de MgO y mayores concentraciones de CaO y Al₂O₃ en comparación con las rocas del manto (Downes, 2021).

CaO, Na₂O y TiO₂ muestran una correlación negativa con MgO. El contenido de CaO en los gabros varía entre 8.3 wt% y 12.1 wt%, mientras que en las serpentinitas y rocas ultramáficas los valores se encuentran entre 0.1 wt% y 5.5 wt%, con una muestra particular de serpentinita alcanzando el 10.2%. Los valores de Na₂O en los gabros oscilan entre 2.0 wt% y 4.9 wt%, disminuyendo drásticamente a menos de 0.7 wt% en las serpentinitas y rocas ultramáficas. Un comportamiento similar se observa en TiO₂, que presenta valores inferiores al 0.5% en las serpentinitas y rocas ultramáficas, mientras que en los gabros varía entre 0.4 wt% y 1.8 wt%, esta correlación negativa posiblemente se debe a fraccionamiento de piroxeno (Tabla 7.8, Netshidzivhe et al., 2023).

El diagrama Fe₂O₃ vs MgO muestra un muy ligero enriquecimiento de Fe₂O₃ conforme aumenta el contenido de MgO, con valores de Fe₂O₃ entre 5.7 wt% y 13.4 wt% en gabros, y 5.8 wt% y 16.6 wt% en serpentinitas y rocas ultramáficas.

Es notorio que Cr, Ni y Co muestran una clara tendencia positiva con MgO, mientras que V, Y e Yb decrecen sistemáticamente a medida que el contenido de MgO se incrementa (Figura 5.29). Las serpentinitas y rocas ultramáficas se muestran enriquecidas en Cr, Ni y Co, mostrando valores que varían entre 711-3110 ppm de Cr, 848-2510 ppm de Ni, y 44.7-138 ppm de Co, en contraste con los gabros, que presentan como límite superior 184 ppm de Cr, 156 ppm de Ni, y 52 ppm de Co.

Por otro lado, los valores de V disminuyen de 165-453 ppm en los gabros a 15-57 ppm en las serpentinitas y rocas ultramáficas, con la excepción de la muestra 20k-RMT-005, que muestra valores diferentes, posiblemente debido a la influencia de una mineralización significativa de magnetita presente en la muestra.

Un comportamiento similar se observa en el caso de Y e Yb, que muestran valores en las serpentinitas y rocas ultramáficas generalmente inferiores a 10 ppm y 3 ppm, respectivamente. Esto debido a que en las serpentinitas y rocas ultramáficas, los minerales primarios predominantes son olivino y piroxeno, que tienen una menor capacidad de contener elementos como Y y Yb en comparación con los minerales presentes en los gabros, como el feldespato y anfíboles (Lesnov, 2010). Estos minerales en los gabros tienen una mayor afinidad para los elementos de tierras raras ligeras (REE) como Y e Yb. Además, de otros procesos como cristalización fraccionada y evolución magmática.

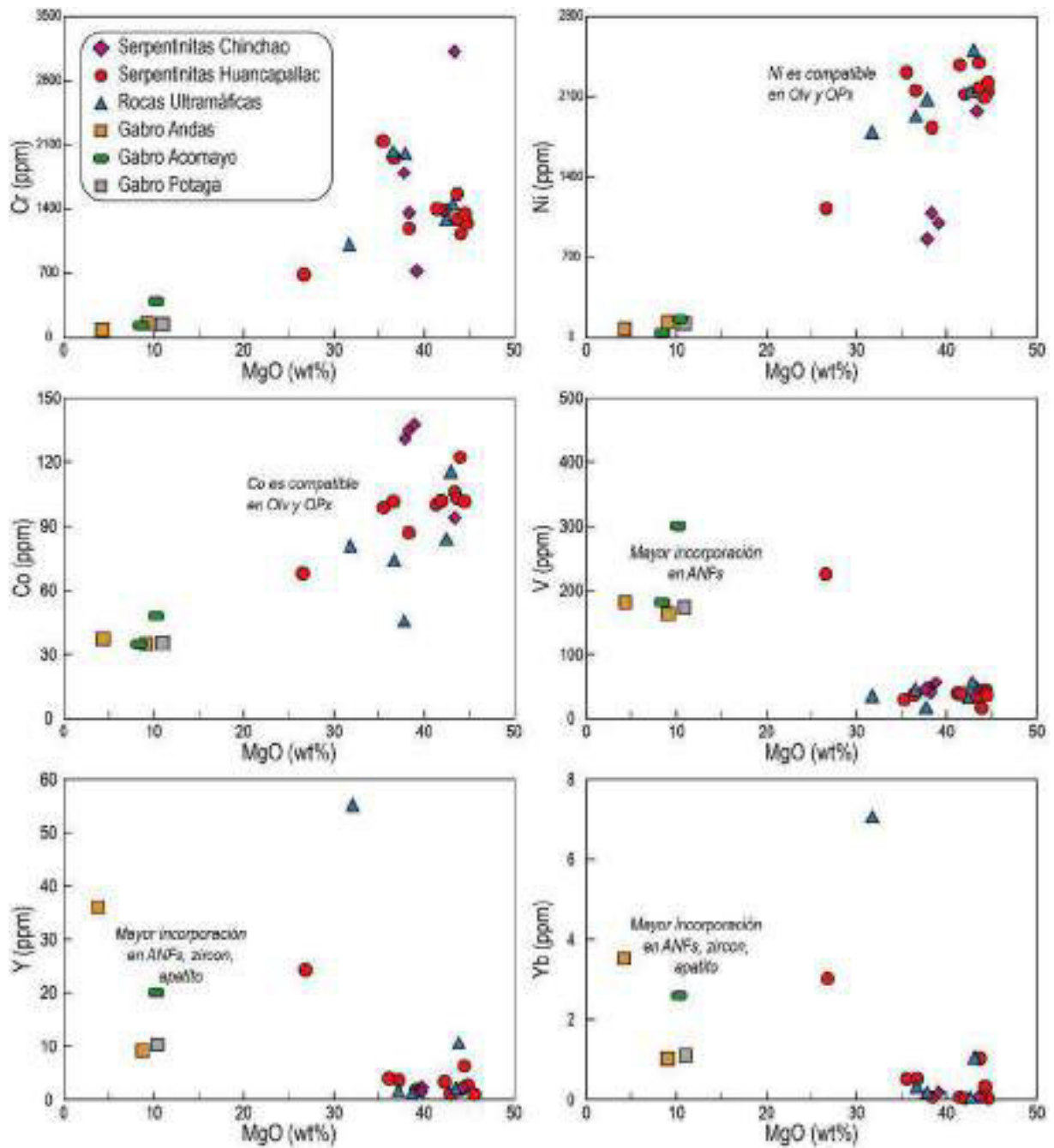


Figura 5.31. Diagramas tipo Harker mostrando variación química de elementos traza seleccionados vs. MgO para serpentinitas, peridotita y piroxenitas (rocas ultramáficas) y gabros.

5.3.3 Diagramas discriminantes

En base a algunos óxidos y elementos traza, autores han sugerido que se puede hallar o coleccionar los protolito de serpentinitas (Brand, 2004, Quispe et al., 2022).

En el diagrama MgO vs Ni de Brand (2004) (Figura 5.32), se observa que las serpentinitas y rocas ultramáficas se ubican dentro del rango de piroxenitas, peridotitas, peridotitas olivínicas y dunitas, con valores de Ni que varían entre 848 ppm y 2407 ppm. En contraste, los gabros se encuentran en su campo correspondiente, con valores de Ni inferiores a 160 ppm. El campo de Ni normal indica un incremento progresivo en los niveles de níquel con el aumento del contenido de MgO, reflejando así los valores típicos de níquel en las rocas ultramáficas. Sin embargo, en algunas muestras de serpentinitas, se puede observar un ligero enriquecimiento o empobrecimiento de níquel, lo cual probablemente se deba a removilización durante procesos de alteración o serpentinización (Quispe et al., 2022).

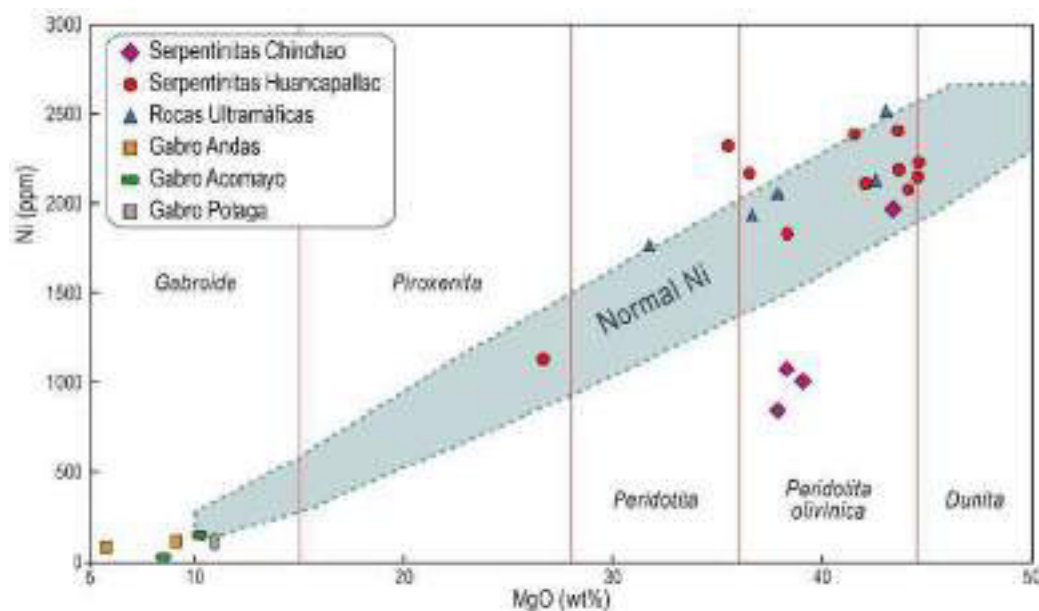


Figura 5.32. Diagrama MgO vs Ni, con campos de protolito de serpentinitas (Brand, 2004).

Al plotear los datos de serpentinitas, rocas ultramáficas y gabros en el diagrama binario Cr vs Ni de Brand (1999) (Figura 5.33), se evidencia que estos se sitúan en los campos de cumulos ricos en olivino. No obstante, no se observa una tendencia significativa en la mineralización ni de cromita ni de níquel asociados a komatitas.

Pearce et al. (1984) aportan evidencia sobre la evolución de ofiolitas en zonas de supra-subducción (SSZ), las cuales se originan en cuencas marginales asociadas a zonas de subducción. Entre los diagramas presentados por Pearce et al. (1984), se encuentra el diagrama Cr vs Y, que también resulta aplicable para el estudio de cumulos.

Según dicho diagrama (Figura 5.33), las serpentinitas y rocas ultramáficas reflejan composiciones características de la litósfera oceánica residual, con algunas muestras siguiendo la tendencia de fusión parcial de la astenósfera. Esto sugiere un impacto limitado de la fusión parcial, generalmente inferior al 60%, y la ausencia de procesos significativos de cristalización fraccionada, lo que confirma su naturaleza como rocas primitivas con escasa evolución magmática. Estas muestran concentraciones de Cr que oscilan entre 711 ppm y 3110 ppm, y de Y entre 0.5 ppm y 54.8 ppm.

Por otro lado, los gabros se localizan en los campos que corresponden a basaltos de dorsales meso-oceánicas (MORB) y basaltos de arco de islas con afinidad toleítica (IAT) (Figura 5.34).

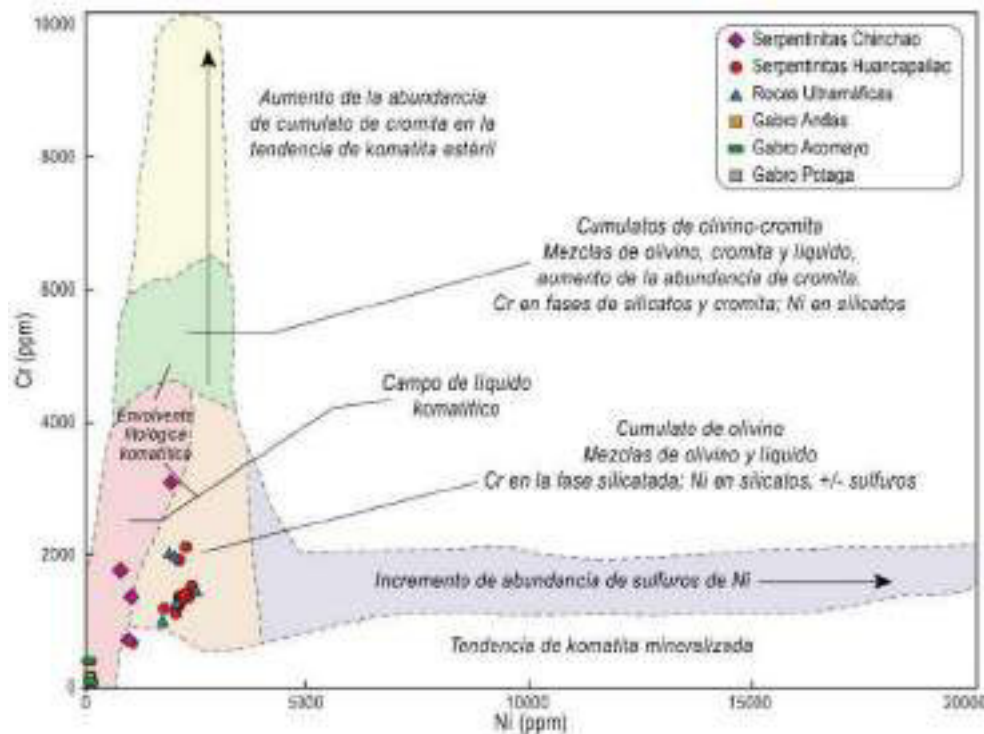


Figura 5.33. Diagrama Cr vs Ni (Brand, 1999).

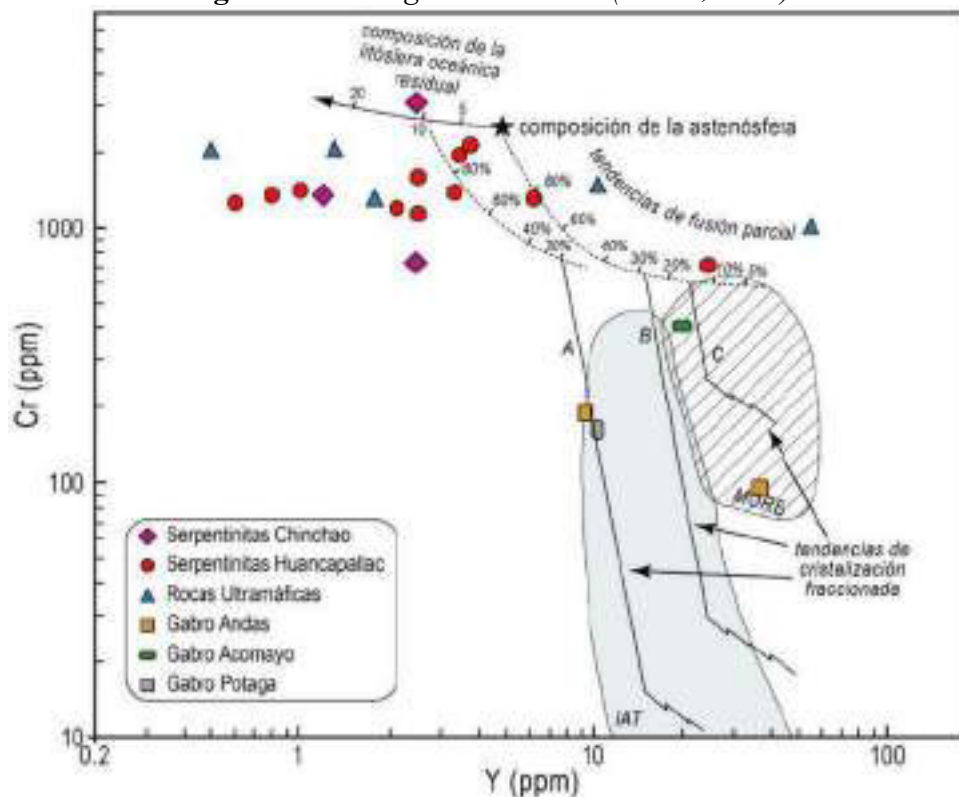


Figura 5.34. Diagrama Cr vs. Y de Pearce et al. (1984), con trayectorias petrogenéticas para ofiolitas de MORB, arco de islas con afinidad toleítica IAT.

Para evaluar los efectos de la contaminación cortical en las serpentinitas, rocas ultramáficas y gabros de Huancapallac y Chinchao, se analizaron las proporciones de elementos traza inmóviles. En el diagrama Th/Yb vs Nb/Yb de Pearce (2008), las rocas máficas y ultramáficas se posicionan de manera paralela y por encima de la serie del manto, exhibiendo una amplia dispersión, con valores de Th/Yb que varían entre 0.01 y 2 (Figura 5.35). Esta figura ilustra que dichas rocas poseen características geoquímicas típicas de magmas primitivos de origen mantélico, con composiciones similares a las de N-MORB y E-MORB, sin evidencias de una contaminación significativa por materiales de corteza continental félsica (Figura 5.33, Netshidzivhe et al., 2023). El diagrama sugiere que las rocas ultramáficas y serpentinitas analizadas provienen de un manto litosférico modificado con posible interacción corteza-magma. Esto se observa en la tendencia de los datos hacia valores elevados de Th/Yb sin alcanzar los campos de OIB. La presencia de estas características es consistente con un ambiente de formación en una corteza adelgazada dentro de un régimen extensional.

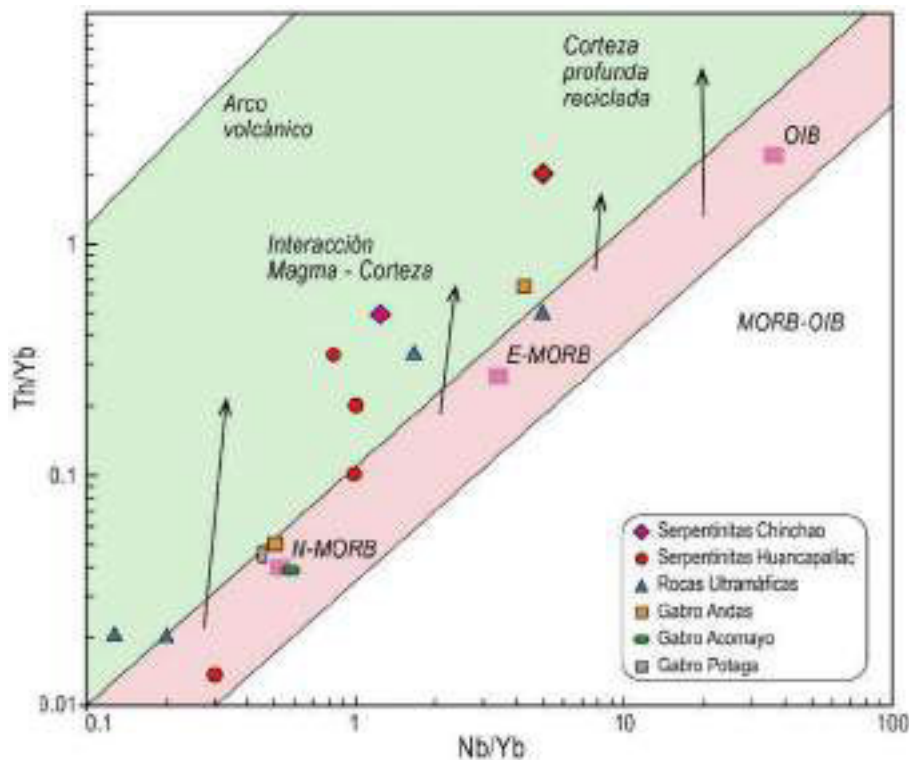


Figura 5.35. Diagrama Th/Yb vs Nb/Yb (Pearce, 2008).

De acuerdo con el diagrama de discriminación Th/Nb vs TiO₂/Yb de Pearce et al. (2021), las serpentinitas y rocas ultramáficas, a pesar de mostrar una considerable variación y dispersión (Figura 5.36), se concentran mayormente en el campo correspondiente a los basaltos de arco de islas (IAB). Algunas muestras quedan fuera de los límites debido a sus bajos contenidos de TiO₂. En contraste, los gabros exhiben una transición entre los campos de IAB y basaltos de mesetas oceánicas (MORB-OPB).

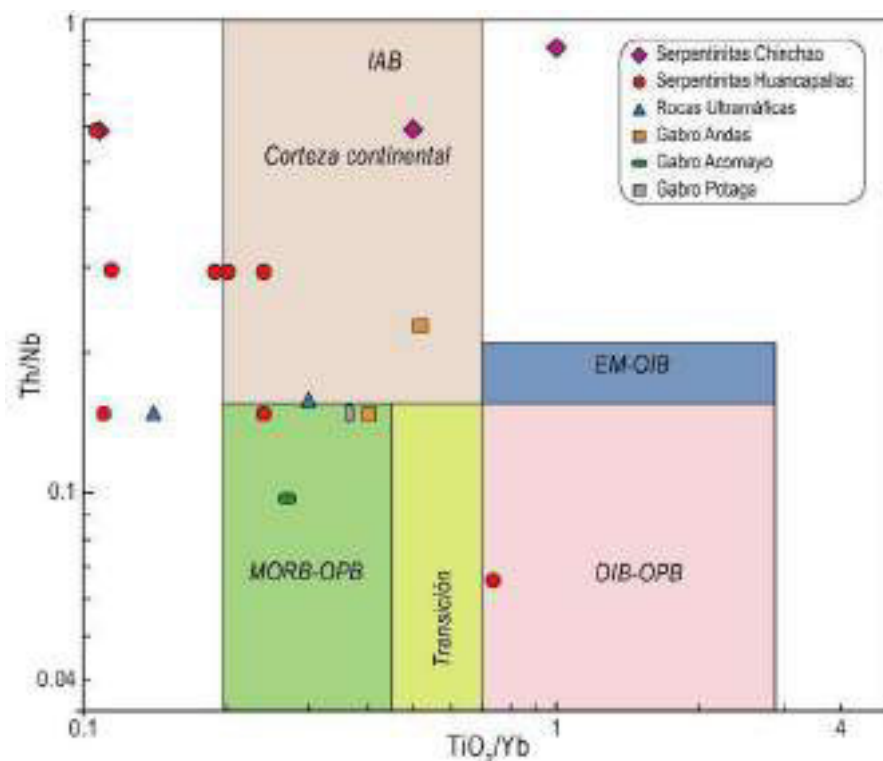


Figura 5.36. Diagrama Th/Nb vs TiO_2/Yb (Pearce et al., 2021).

Para llevar a cabo el ploteo en diagramas discriminantes de rocas cumulas y no cumulas, se ha realizado el cálculo del componente molar de ciertos elementos (Tabla 5.10), tal como lo describe Barnes (2023).

Mg mol	MgO/40.3
Fe mol	Total de Fe como FeO/71.9
Si mol	SiO ₂ /60.1
Al mol	Al ₂ O ₃ /51
Mg#	Mg mol / (Mg mol + Fe mol)

Tabla 5.10. Cálculo para los componentes molares (Barnes, 2023).

El diagrama discriminante de cumulos y no cumulos de Barnes (2023), basado en la relación Al₂O₃ vs Mg# (Mg mol / (Mg mol + Fe mol)), demuestra que los cumulos exhiben un Mg# más elevado, lo cual se debe a que los minerales de Fe-Mg presentan siempre un Mg# superior al del magma del que se cristalizan. En el gráfico se puede observar cómo las serpentinitas y rocas ultramáficas se sitúan dentro del rango correspondiente a rocas cumulas ultramáficas, mientras que los gabros se posicionan en los rangos de cumulos máficos y no cumulos (Figura 5.37). Adicionalmente, el diagrama Zr vs Mg# (Figura 5.37) indica que las rocas del área de estudio no derivan de magmas parentales máficos ricos en Fe que hayan experimentado un fuerte fraccionamiento.

El uso de óxidos mayores, junto con los cálculos y conversiones derivados de ellos, conlleva ciertos riesgos debido a su alta susceptibilidad a los procesos de alteración y meteorización,

especialmente en el caso de las rocas ultramáficas. Para mitigar este problema, Barnes (2023) emplea un diagrama ternario Ni-Ti/10-Cr, que permite discriminar entre cumulatos ultramáficos, cumulatos máficos y rocas máficas no cumulas.

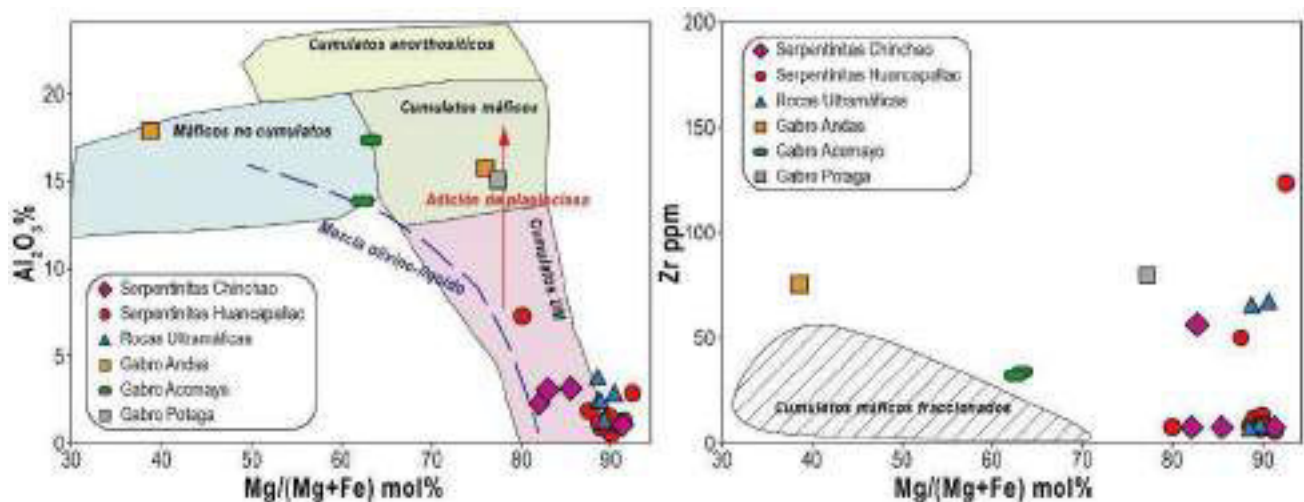


Figura 5.37. Diagramas discriminantes Al_2O_3 y Zr vs Mg# entre rocas cumulas y no cumulas (Barnes, 2023).

En la Figura 5.38 se evidencia que las serpentinitas de Chinchao, Huancapallac y otras rocas ultramáficas se agrupan mayoritariamente dentro del campo de los cumulatos ultramáficos, con una sola excepción. Por otro lado, los gabros se distribuyen en los campos correspondientes a cumulatos máficos y rocas máficas no cumulas. Esta clasificación es particularmente útil, ya que reduce la incertidumbre asociada a los efectos de la alteración, permitiendo una caracterización más precisa de los tipos de rocas y su posible origen petrogenético.

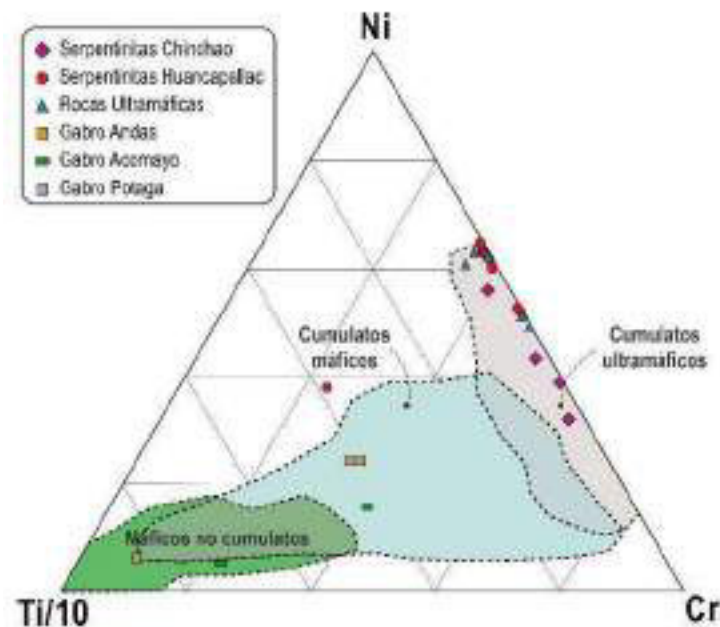


Figura 5.38. Diagrama ternario Ni, Cr, Ti/10.

Barnes (2023) también proporciona un diagrama que facilita la identificación de cumulos dominados por olivino y ortopiroxeno a partir de la geoquímica de roca total, utilizando las relaciones molares de Si, Mg, Fe y Al, el método de cálculo se detalla en la tabla 5.10. Al hacer uso de este diagrama, las serpentinitas de Chinchao se encuentran casi en su totalidad dentro del rango de los cumulos olivínicos. Por otro lado, las serpentinitas de Huancapallac y las rocas ultramáficas muestran una distribución más heterogénea, con una parte que se clasifica en el dominio de los cumulos de olivino y otra que se sitúa entre los cumulos olivínicos y aquellos enriquecidos en ortopiroxeno. De acuerdo con Barnes (2023), la presencia de un porcentaje específico de cumulos de ortopiroxeno sugiere contaminación por rocas encajonantes que son ricas en sílice, lo cual también se correlaciona con las observaciones petrográficas realizadas. Esta contaminación se considera un indicador de fertilidad para los depósitos ortomagmáticos de Ni-Cu-Co. Además, los gabros provenientes de las localidades de Andas, Acomayo y Potaga se encuentran claramente dentro del rango de las rocas máficas no cumulas (Figura 5.39).

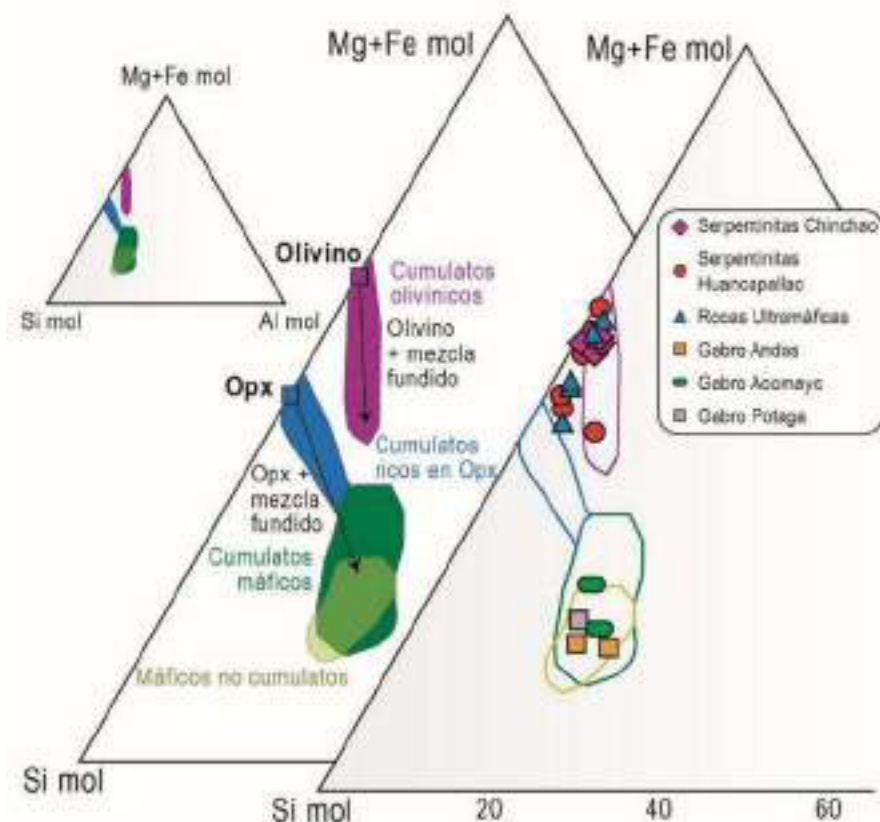


Figura 5.39. Diagrama ternario de relación molar de Mg+Fe, Si y Al para la discriminación cumulos dominados por olivinos y ortopiroxenos, Opx (Barnes, 2023).

A partir de los resultados obtenidos en los diferentes diagramas discriminantes empleados, se puede concluir que las rocas ultramáficas del área de estudio se posicionan de manera consistente dentro de los campos de cumulos, tanto al considerar los óxidos mayores como las relaciones molares y los elementos traza como Cr, Ni, Zr y Ti. La concordancia observada entre las distintas metodologías de discriminación petroquímica respalda la interpretación de que estas rocas presentan características típicas de cumulos, lo que sugiere un origen

magmático específico y una evolución tectónica controlada por procesos de cristalización fraccionada y contaminación por rocas encajonantes ricas en sílice. Estos hallazgos no solo refuerzan la clasificación de las serpentinitas y rocas ultramáficas dentro de los rangos de cumulos, sino que también proporcionan evidencia de la fertilidad potencial de los cuerpos intrusivos para la formación de depósitos ortomagmáticos de metales base como Ni, Cu y Co.

5.3.4 Diagramas Spider

En el diagrama Spider normalizado al condrito (Figura 5.40), ambas serpentinitas muestran un marcado empobrecimiento en elementos traza y tierras raras ligeras (LREE: La, Ce, Pr, Nd) con valores muy por debajo de 1. En los elementos intermedios (Sm, Eu, Gd), las serpentinitas también permanecen empobrecidas, pero con ligeras variaciones. En las tierras raras pesadas (HREE: Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu), la tendencia es ligeramente más plana, indicando una menor fracción de empobrecimiento en comparación con los LREE. Existe una anomalía positiva de Eu (valores más altos en comparación con los elementos vecinos Sm y Gd), lo cual es típico en serpentinitas y puede reflejar la cristalización de plagioclasa previa a su formación o procesos de alteración. Las serpentinitas de Huancapallac muestran un mayor empobrecimiento en los LREE y valores más bajos en general respecto a las serpentinitas de Chinchao (rosado), caso inverso ocurre con los HREE. Las rocas ultramáficas presentan un comportamiento similar a las serpentinitas, pero con menor empobrecimiento en general, especialmente en los HREE. Esto indica que las serpentinitas derivan de rocas ultramáficas.

Los gabros muestran patrones más planos y menos empobrecimiento en general, reflejando una composición más equilibrada en elementos traza y REE. El Gabro Andas destaca con valores más altos en LREE y HREE en comparación con los otros gabros, reflejando una composición primaria distinta o menor alteración.

El diagrama Spider normalizado al manto primitivo (Figura 5.41) muestra que las serpentinitas Chinchao y Huancapallac muestran un enriquecimiento significativo en elementos como Cs, Ba y Th. Esto es consistente con procesos de alteración o metasomatismo, que tienden a movilizar y concentrar elementos incompatibles (que no se incorporan fácilmente en los minerales cristalinos). En este caso, algunos elementos (por ejemplo, Nb, Pr, Zr) están empobrecidos en varias de las rocas (particularmente en las rocas ultramáficas y algunos gabros). Este comportamiento puede estar relacionado con procesos de fraccionamiento magmático que eliminan elementos incompatibles de la fase líquida, o con fuentes químicamente empobrecidas en estos elementos. Las serpentinitas son especialmente susceptibles a procesos de alteración relacionados con la serpentinitización, que pueden favorecer el enriquecimiento de elementos como Cs, Ba, Th y U y el empobrecimiento de otros (Nb, Ta).

En los gabros elementos como Sr pueden ser elevados debido a la cristalización de minerales ricos en plagioclasa. Si las serpentinitas derivan de diferentes tipos de peridotitas (harzburgitas, lherzolitas), las proporciones de elementos traza pueden variar ampliamente.

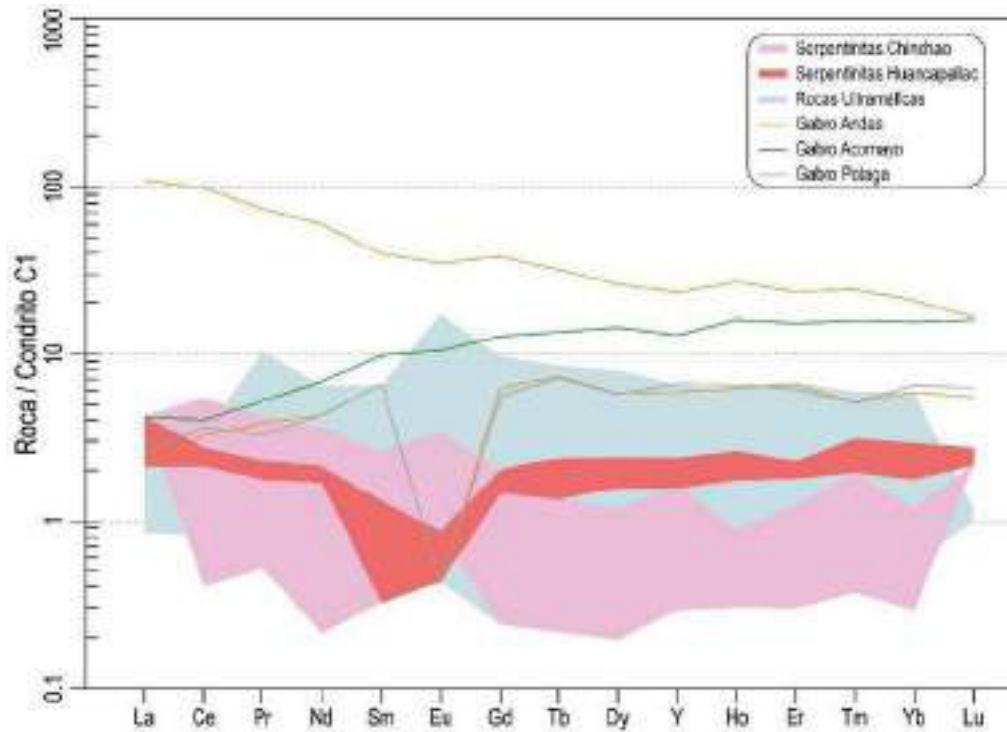


Figura 5.40. Diagrama spider de serpentinitas y rocas relacionadas normalizadas al condrito de McDonough y Sun (1995).

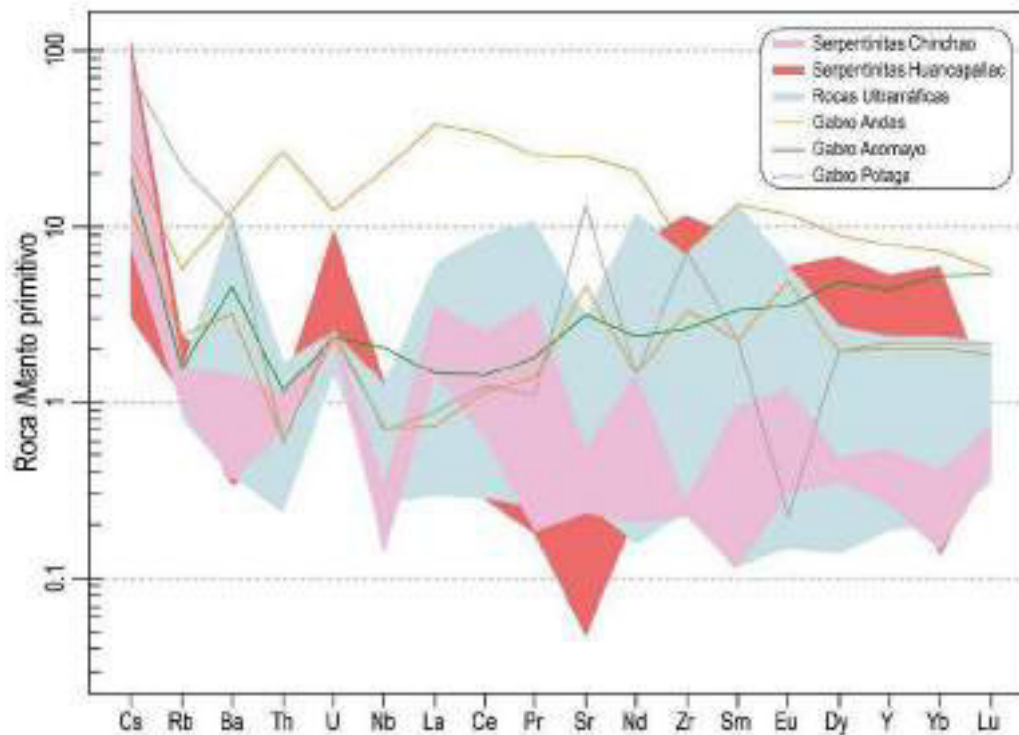


Figura 5.41. Diagrama spider de serpentinitas y rocas relacionadas normalizadas al manto primitivo de Sun & McDonough (1989).

5.4 Dataciones radiométricas

Dataciones de las serpentinitas

Las dataciones realizadas en las serpentinitas del área de estudio, según Quispe et al. (2022), arrojan edades que varían entre 657 Ma y 1327 Ma (Tabla 5.11). En particular, en el sector de Huancapallac, las edades obtenidas corresponden a 657 Ma para la muestra 20k-RMT-009 y 1327 Ma para la muestra 20k-RMT-008. Mientras que para el sector de Chinchao la edad de la serpentinita es de 1168 Ma.

Muestra	Ubicación	Litología	Edad (Ma)
20k-RMT-001	Andas	Serpentinita	812 ± 9
20k-RMT-002	Andas	Serpentinita	986 ± 11
20k-RMT-008	Huancapallac	Serpentinita	1327 ± 14
20k-RMT-009	Huancapallac	Serpentinita	657 ± 7
20k-RMT-014	Chinchao	Serpentinita	1168 ± 13

Tabla 5.11. Datos geocronológicos Sm-Nd de las serpentinitas (Quispe et al., 2022).

Dataciones de la roca encajonante

Las dataciones Sm-Nd realizadas por Quispe et al. (2022) en las rocas encajonantes de las ultramáficas indican un rango de edades comprendido entre 1651 y 2221 Ma (Tabla 5.12). Por su parte, Cardona (2006), a través de los métodos K-Ar, Ar-Ar y Rb-Sr, llevó a cabo la datación de los gneises y esquistos de la región de Huánuco, logrando distinguir dos unidades a las que denominó Gneis de Huánuco y Esquistos de Huánuco, con edades aproximadas de ~613 Ma y ~420 Ma, respectivamente (Tabla 5.12).

Muestra	Ubicación	Litología	Edad	Método	Autor
20k-RMT-013	Chinchao	Esquisto verde	1651 ± 18	Sm-Nd	Quispe et al. (2022)
20k-RMT-012	Huancapallac Chinchao	Filita	2221 ± 24	Sm-Nd	Quispe et al. (2022)
-	Huánuco	Gneis	~613 ± 35	K-Ar, Ar-Ar, Rb-Sr	Cardona (2006)
-	Huánuco	Esquistos	~420 ± 12	K-Ar, Ar-Ar, Rb-Sr	Cardona (2006)

Tabla 5.12. Datos geocronológicos de las rocas metamórficas.

Capítulo 6

INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

6.1. Petrogénesis de las rocas ultrabásicas

Las serpentinitas y rocas ultramáficas del área muestran contactos que indican que se emplazaron como sills dentro de las rocas metamórficas del Complejo del Maraón. El paralelismo observado entre la foliación de las rocas metamórficas y la orientación de los sills, junto con el desarrollo de esquistosidad en estos últimos, evidencia que los sills —posiblemente emplazados originalmente como diques— fueron deformados de manera sincrónica con las rocas encajonantes durante eventos tectónicos posteriores a su emplazamiento. Este resultado coincide con lo señalado por Cabanillas (2025), quien interpreta que el cuerpo ultramáfico de San Luis, ubicado en el sector de Chinchao, tuvo un emplazamiento hipoabisal en forma de sill, a partir de un análisis petrográfico y de una caracterización estructural, aunque sin considerar otros enfoques como estudios geoquímicos o geocronológicos

Estos cuerpos no constituyen un macizo ultramáfico masivo y uniforme, sino que aparecen como sills discontinuos. Esta misma característica ha sido reportada en otros sectores, como Machu Picchu, donde se describen diques de serpentinitas (Marocco, 1978), así como en Huaylillas (Vidal et al., 1995), San Luis (Valencia et al., 2021), Ñaupe (Reyes & Caldas, 1987) y Acarí (Caldas, 1978). En los dos últimos casos, los cuerpos ultramáficos intruyen rocas mesozoicas y se presentan únicamente en forma de diques. Esto sugiere que los cuerpos ultramáficos y serpentínicos no siempre forman parte de un sistema ofiolítico, sino que también pueden generarse como intrusiones aisladas relacionadas con eventos tectónicos regionales.

Fenómenos similares han sido documentados en otros contextos geológicos en los andes (Baliani et al., 2012; Ferracutti et al., 2007) y a nivel mundial (Giri et al., 2019; Li et al., 2010; Yang et al. 2016)., lo que refuerza la idea de que los cuerpos serpentínicos pueden desarrollarse como diques intrusivos independientes, sin una relación directa con secuencias ofiolíticas clásicas.

Desde el punto de vista estructural, las serpentinitas pueden comportarse como niveles de despegue (*detachment zones*) debido a su baja cohesión y textura resbaladiza, lo que facilita el desplazamiento tectónico. Este comportamiento ha sido observado en la zona de Huancapallac y podría extenderse también al sector de Tapo (Junín). Casos análogos han sido documentados por Ferracutti et al. (2007) en Argentina, donde fallas inversas aprovechan cuerpos de serpentinitas como superficies de despegue. Esta capacidad de actuar como planos de deslizamiento puede llevar a interpretaciones erróneas, sugiriendo un emplazamiento tectónico de las serpentinitas y favoreciendo su identificación como posibles ofiolitas, incluso en ausencia de evidencia clara de un contexto oceánico completo.

La presencia de rocas máficas cumulas en el sur del Perú, específicamente en Ayacucho (Sánchez A., comunicación personal) y hospedadas en rocas metamórficas del Complejo del Maraón, aun cuando no presentan un vínculo genético directo con las serpentinitas y ultramáficas descritas, constituye una evidencia adicional de que los cumulos ultramáficos y

máficos se desarrollaron en los Andes peruanos bajo diversos contextos tectónicos y magmáticos. A nivel de Sudamérica, las rocas cumulatitas también han sido documentadas en otros sectores (Baliani et al., 2012; Ferracutti et al., 2007). Esto sugiere que estos procesos magmáticos fueron más frecuentes de lo estimado en la evolución geológica de la región, al menos durante el Precámbrico y Paleozoico.

Desde el punto de vista petrográfico y geoquímico, las serpentinitas de Huancapallac y Chinchao muestran una gran similitud, lo que sugiere que comparten una misma fuente y han experimentado procesos evolutivos similares. Además, es altamente probable que estas serpentinitas tengan un origen común o estén relacionadas con las encontradas en otros sectores de la Cordillera Oriental.

El análisis petrográfico permitió identificar que las serpentinitas, además de mostrar las texturas típicas de malla "mesh texture" y "glass hour", conservan remanentes de textura adcumulata, dominada por cristales de olivino. Esta textura es fundamental, ya que confirma la naturaleza cumulatita ultramáfica de estas rocas. Las observaciones realizadas permiten realizar un esquema evolutivo de las rocas ultramáficas hasta convertirse en serpentinitas (Figura 6.1).

Las elevadas concentraciones de Cr, Ni y Co en estas rocas se asocian principalmente con procesos de cristalización temprana, característicos de litologías ultramáficas, lo que refleja su origen ortomagmático. Esto se refleja en el diagrama MgO vs. Ni, donde no se observa una tendencia anómala ni enriquecimientos atribuibles a procesos exógenos. Aunque estudios previos realizados por la misión francesa (Aumaitre et al., 1977; Guillon & Zegarra, 1977) concluyeron que estos elementos no representan un potencial económico significativo debido a la distribución restringida y el escaso volumen de las serpentinitas. Asimismo, se ha identificado una asociación espacial entre las serpentinitas y la mineralización de cobre; sin embargo, este metal se encuentra principalmente alojado en granodioritas y dioritas posteriores, que intruyen tanto a las rocas metamórficas como a las propias serpentinitas. El cobre, de interés económico en zonas como Chinchao, estaría por tanto vinculado a eventos magmáticos posteriores al emplazamiento de los cuerpos ultramáficos. Sin embargo, la delimitación precisa del volumen de estos cuerpos ultramáficos, junto con evaluaciones detalladas de la ley de los elementos metálicos presentes y estudios metalúrgicos que determinen su viabilidad de recuperación, resultan necesarios para una adecuada valoración de su potencial económico.

La fuente del magma de las rocas ultramáficas corresponde a un manto litosférico modificado por procesos de metasomatismo, lo que se evidencia en el enriquecimiento de tierras raras ligeras (LREE) como Ce, Nd y La (Barnes, 2023). Similares conclusiones aseveran Ferracutti et al. (2007) en rocas máficas y ultramáficas en la provincia de San Luis, Argentina. El enriquecimiento en Sr y Ba indica la influencia de procesos metasomáticos, posiblemente asociados con fluidos de subducción, aunque también podría estar relacionado con el fraccionamiento de plagioclasa. En contraste, el empobrecimiento de Nb sugiere un origen vinculado a un manto modificado por fluidos de subducción o a una litósfera previamente metasomatizada. El diagrama Th/Yb vs. Nb/Yb de Pearce (2008) respalda la hipótesis de que las rocas ultramáficas y serpentinitas analizadas provienen de un manto litosférico enriquecido, con posible interacción entre la corteza y el magma. Esta interacción se observa en la tendencia

de los datos hacia valores elevados de Th/Yb sin alcanzar el campo característico de magmas derivados de una fuente de manto astenosférico primordial, como los OIB.

Las características geoquímicas y petrológicas sugieren que estas rocas se formaron en un ambiente de corteza adelgazada dentro de un régimen extensional, lo que facilitó la ascensión del magma mantélico. Un enfriamiento lento y una baja convección permitieron la acumulación de cristales densos en el fondo de la cámara magmática, principalmente olivinos y piroxenos, con menor proporción de anfíboles y plagioclasas, además de minerales accesorios como cromita, sulfuros de níquel y hierro, así como trazas de cobalto.

Los cristales de plagioclasa, identificados mediante microscopía electrónica de barrido, corresponden a las variedades albita y oligoclasa. Su presencia es coherente con la anomalía positiva de europio, lo que sugiere acumulación de plagioclasa cálcica en el magma. Este rasgo no es común en serpentinitas de origen ofiolítico, pero sí en ambientes de cristalización fraccionada donde se produce acumulación de plagioclasas. Asimismo, se identificaron cristales de granate del tipo andradita-grosularia con contenidos de titanio, los cuales suelen formarse en rocas ultramáficas durante procesos de serpentización y alteración metasomática. Su presencia refuerza la hipótesis de un proceso de evolución magmática influenciado por interacciones con fluidos durante su cristalización.

A medida que el magma en la base de la cámara magmática ascendía (Figura 6.1A) e intruía en forma de diques (Figura 6.1B), se producía la nucleación y crecimiento de cristales de olivino, los cuales se acumulaban progresivamente, generando una textura adcumulata (Figura 6.1C). La ausencia de zonación en los cristales de olivino es una característica típica de esta textura, lo que indica que la cristalización ocurrió en condiciones relativamente estables, con un suministro continuo de líquido magmático que favoreció el crecimiento de los cristales sin variaciones composicionales significativas.

Durante este proceso, se observa deformación en los cristales de olivino dentro de las dunitas, donde presentan fracturamiento y plegamientos tipo *kink band*. Este tipo de deformación también se registra en los sills de metagabronorita asociados, donde los piroxenos exhiben plegamientos y fracturamiento. Estas estructuras indican que los cuerpos ultramáficos y gabronoríticos experimentaron esfuerzos tectónicos posteriores a su emplazamiento, lo que generó zonas de debilidad en los minerales primarios.

Posteriormente, con la erosión y la exposición de estos cuerpos intrusivos a condiciones superficiales, se inició un proceso de alteración por oxidación e hidratación. Durante esta etapa, los olivinos, piroxenos y anfíboles fueron alterados progresivamente por minerales secundarios como serpentinas, clorita y talco (Figura 6.1D). La presencia de fracturas en los olivinos y piroxenos facilitó la penetración de fluidos ricos en H₂O y CO₂, promoviendo la hidrólisis y la reconfiguración mineralógica de la roca.

En una segunda fase de alteración, se observa un mayor grado de reemplazo mineralógico. Los olivinos fueron alterados de manera más intensa, quedando solo remanentes dispersos en una matriz de serpentina. Este proceso generó texturas características de la serpentización, como

la textura en malla "*mesh texture*" y la textura "*hour-glass*", reflejando una transformación progresiva hacia una roca completamente serpentinizada.

Conforme avanzaba la alteración, los minerales de cromo, níquel y hierro, originalmente presentes en los silicatos máficos, fueron movilizados por fluidos asociados a la serpentización y redistribuidos a lo largo de fracturas y espacios intersticiales. Este fenómeno es común en procesos de serpentización avanzada, donde los elementos metálicos se concentran en venillas o microfracturas, favoreciendo la formación de minerales metálicos (Figura 6.1E).

Finalmente, se evidencia una tercera etapa de alteración, caracterizada por la formación de venillas de serpentinita que cortan las estructuras previas. Estas venillas, compuestas principalmente por crisotilo y talco, presentan espesores variables entre 0.2 mm y 3 cm. Su desarrollo sugiere episodios tardíos de circulación de fluidos, probablemente en un ambiente más frío y con mayor movilidad de sílice, lo que favoreció la deposición de estos minerales fibrosos en los espacios abiertos de la roca (Figura 6.1F).

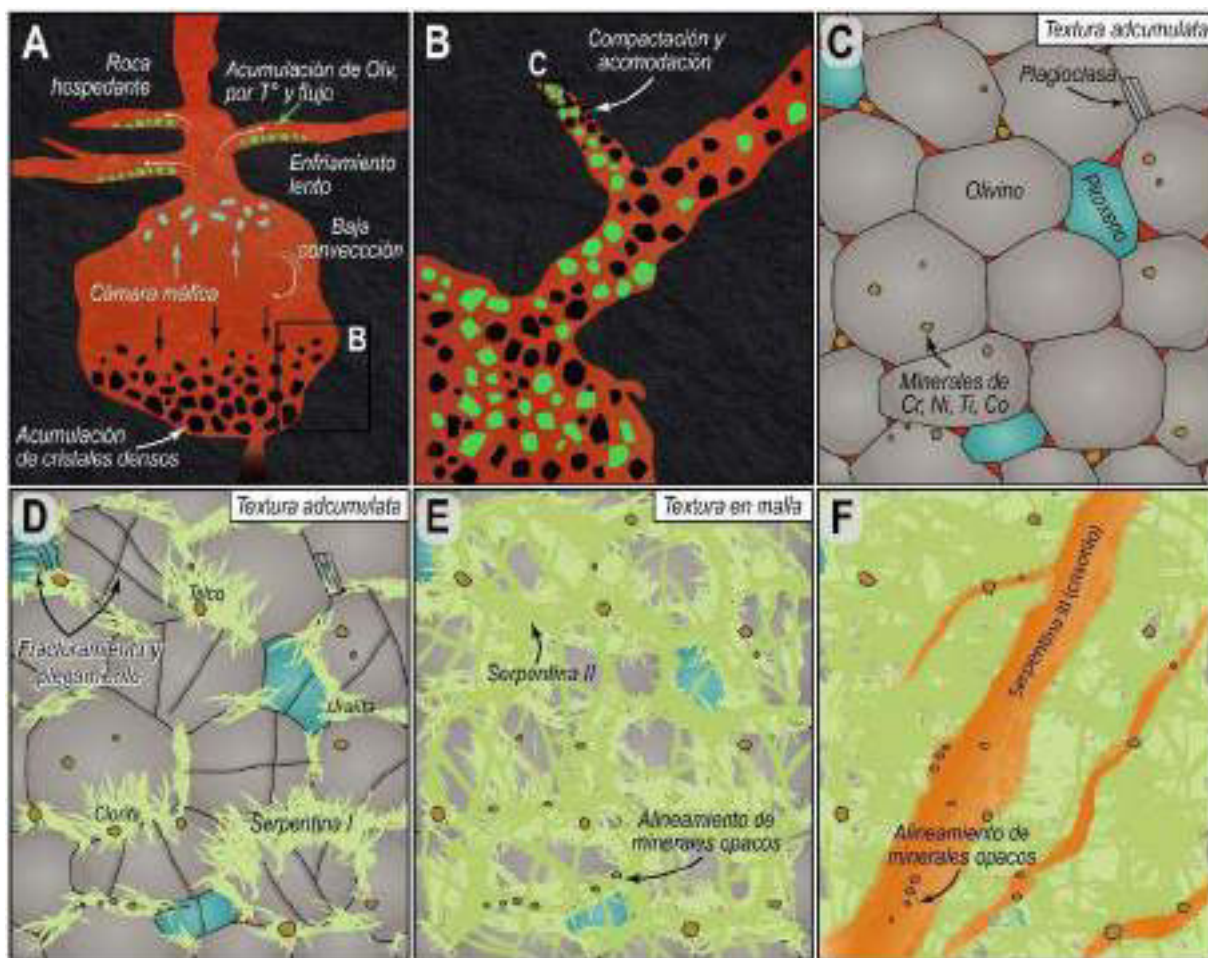


Figura 6.1. Esquema del proceso de formación de las serpentinitas de Huancapallac y Chinchao. A. Intrusión de magma de origen mantélico, donde los cristales densos, principalmente olivino y piroxeno, se acumulan en el fondo de la cámara magmática debido a

procesos de diferenciación gravitacional. B. Formación de diques, en los que los cristales se compactan y acomodan durante la intrusión, originando una textura *adcumulata* (C), caracterizada por la ausencia de zonación en los cristales de olivino. D. Fracturamiento y deformación de olivinos y piroxenos por esfuerzos tectónicos, generando estructuras como *kink bands* y fracturas. Posteriormente, estos minerales fueron alterados a serpentinitas, clorita y talco, aprovechando los espacios intersticiales y fracturas como vías de circulación de fluidos asociados a la serpentización. E. Alteración progresiva del olivino y piroxenos, transformándose en minerales secundarios como serpentinitas, talco y anfíboles, dando lugar a la textura en malla. Durante este proceso, elementos como Cr, Ni y Fe fueron movilizados y redistribuidos en microfracturas y espacios intersticiales. F. Formación de venillas de serpentinita, predominantemente de crisotilo, que cortan las estructuras previas y marcan una etapa tardía de serpentización. (Elaboración propia).

6.2. Implicaciones en el marco tectónico

En la Cordillera Oriental, la presencia de un arco magmático y picos de deformación en rocas metamórficas durante el Ordovícico han permitido identificar un evento orogénico en este periodo, correspondiendo a la orogenia Famatiniana. Esta orogenia constituye una franja bien identificada en el sur del continente, donde fue inicialmente reconocida (Chew et al., 2016; Mišković et al., 2009; Ramos, 2018). Sin embargo, su origen en el sector norte de los Andes, desde Ica hasta el norte del Perú, sigue siendo motivo de debate. La actividad magmática y metamórfica de la Cordillera Oriental no puede ser atribuida a la subducción actual debido a su separación de al menos 600 km, considerando la restauración de la tasa de acortamiento y erosión (Ramos, 2018).



Figura 6.2. Mapa que ilustra los terrenos postulados de Paracas y Arequipa, y la presencia de ofiolitas. Tomado de Ramos (2010).

Ramos (2009) ha propuesto la existencia del Terreno de Paracas en el centro y norte del Perú, similar al Terreno de Arequipa en el sur (Figura 6.2). Estos terrenos habrían surgido con la fragmentación de Rodinia y presentan edades de 1000 a 2000 Ma (Dalmayrac et al., 1988; Ramos, 2009). La separación del Terreno de Paracas habría generado corteza oceánica, y su posterior acreción al margen continental durante el Ordovícico medio podría haber provocado la orogenia Famatiniana (Chew et al., 2011; Mišković et al., 2009; Ramos, 2008, 2009, 2010, 2018; Willner et al., 2014).

Evidencias que respaldan esta hipótesis incluyen la intercepción de rocas metamórficas en sondajes *offshore* y la presencia de rocas ultramáficas en la Cordillera Oriental, consideradas como ofiolitas, es decir, fragmentos de corteza oceánica exhumada (Ramos, 2010; Willner et al., 2014). Otra hipótesis sugiere que Paracas y Arequipa formaban un solo terreno, y que su segmentación posterior generó la ilusión de dos unidades separadas. Además, se ha propuesto el engolfamiento de la placa durante el Ordovícico, lo que justificaría una zona de subducción cercana a la Cordillera Oriental (Chew et al., 2016; Ramos, 2010, 2018).

El origen de las rocas ultramáficas de la Cordillera Oriental sigue en debate, con dos hipótesis principales: (1) un origen ofiolítico y (2) un origen relacionado a intrusiones pre-metamórficas.

Los afloramientos de las rocas ultramáficas, considerados como fragmentos de ofiolitas (Ramos, 2018; Rodríguez et al. 2010, Tassinari et al., 2014; Willner et al., 2014), han sido utilizados como soporte para la hipótesis de la colisión del bloque de Paracas con el margen oeste de Gondwana (Figura 4.3). Las evidencias que soportan un origen ofiolítico para las rocas ultramáficas han sido estudiados principalmente en los sectores de Tapo y Huancapallac (Castroviejo et al., 2009; Rodríguez et al., 2010; Tassinari et al., 2014; Willner et al., 2014), y adicionalmente muestras de geoquímica y dataciones Sm-Nd de los sectores de Singa, Ruña Huañusca y Lonya Grande (Amazonas) (Quispe et al., 2022).

Los afloramientos ultramáficos han sido considerados fragmentos de ofiolitas, lo que respalda la hipótesis de la colisión del bloque de Paracas con el margen oeste de Gondwana (Figura 6.3). Esta interpretación se basa en varias evidencias, como su ubicación dentro de la franja de la orogenia Famatiniana (Ramos, 2018), la presencia de contactos estructurales con intenso cizallamiento, incluyendo milonitas y filonitas (Castroviejo et al., 2009; Tassinari et al., 2014), y las condiciones de alta presión registradas en anfíbolitas asociadas (Ramos, 2018; Willner et al., 2014). Asimismo, los estudios geoquímicos e isotópicos indican una fuente oceánica para estas rocas (Castroviejo et al., 2009; Quispe et al., 2022), mientras que la ausencia de metamorfismo térmico en estos cuerpos ultramáficos refuerza la hipótesis ofiolítica (Acosta & Santisteban, 2008; Castroviejo et al., 2009).

La hipótesis de un origen relacionado a intrusiones ultramáficas pre-metamorfismo ha sido soportado en base a (a) la concordancia de la foliación de las rocas ultramáficas y las rocas metamórficas, (b) la disposición en forma de diques y sills, (c) contactos no tectónicos observados, (d) ausencia de asociación con gabros, basaltos, lavas, secuencias sedimentarias o sus equivalentes metamórficos, principalmente observadas en las localidades de Huancapallac,

Chinchao y Durazno (Acosta & Santisteban, 2008; Guillon & Zegarra, 1977; Grandin et al., 1980; Grandin & Zegarra, 1979; Wilson et al., 1967).

Las rocas ultramáficas que no se encuentran en la Cordillera Oriental, no poseen un origen ofiolítico; por el contrario, son diques de dimensiones reducidas que intruyen rocas del Cretácico en la franja costera como en Ñaupe (Lambayeque), Lagunas Norte (La Libertad), Acarí y Jaqui (Arequipa) (Dunin, 1970; Montgomery, 2012; Olchanski, 1987; Reyes & Caldas, 1987).

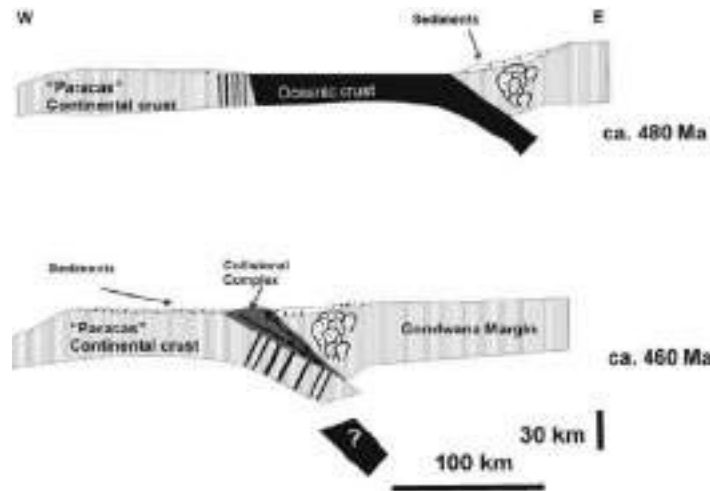


Figura 6.3. Modelo de la colisión entre el terreno de Paracas y el margen oeste de Gondwana, puede observarse que parte de la corteza oceánica ha sido exhumada durante la colisión, es decir ofiolitas. Tomado de Willner et al. (2014).

En el área de estudio, los datos geoquímicos sugieren que el magma parental se originó en un manto litosférico enriquecido por procesos de metasomatismo, probablemente inducido por fluidos de subducción. Esto se refleja en el enriquecimiento de LREE (Ce, Nd, La), Sr y Ba, así como en la depleción sistemática de Nb, típica de ambientes arcos continentales. El diagrama Th/Yb vs. Nb/Yb (Pearce, 2008) indica una fuente enriquecida con interacción corteza-manto, sin alcanzar composiciones propias de magmas tipo OIB.

Desde el punto de vista petrológico, las rocas se habrían formado en un contexto de corteza adelgazada en régimen extensional (Figura 6.4), que favoreció la ascensión magmática y la acumulación de minerales densos (olivino, piroxeno, cromita) en la base de cámaras máficas. Posteriormente, estas rocas serían serpentinizadas bajo condiciones metamórficas, preservando texturas cumuláticas, mineralogía relictual (granates Ti-ricos tipo andradita-grosularia).

Estudios en diversos contextos geológicos, tanto en los Andes (Baliani et al., 2012; Ferracutti et al., 2007) como a escala global (Giri et al., 2019; Li et al., 2010; Yang et al., 2016, Zhang & Szilas, 2024), han documentado la presencia de cuerpos serpentínicos formados como diques intrusivos independientes, desvinculados de secuencias ofiolíticas tradicionales. Un ejemplo representativo es el sector de Valle Fértil (Argentina), donde cuerpos máficos y ultramáficos han sido interpretados como productos de cámaras magmáticas profundas (Wager et al., 1960),

que permitieron el ascenso de magmas primitivos hasta niveles corticales de entre 20 y 25 km, dentro del arco magmático famatiniano (Baliani et al., 2012).

En este mismo sentido, para las serpentinitas de Chinchao y Huancapallac se propone una génesis relacionada a acumulaciones máficas intruidas en la corteza continental (Figura 6.4), más que a procesos de subducción u origen ofiolítico. Esta interpretación refuerza la idea de que dichos cuerpos no representarían una zona de sutura ni evidencian directamente la acreción del Terreno de Paracas, sino más bien una expresión de magmatismo profundo en un contexto extensional o de adelgazamiento cortical.

A pesar de los avances en la caracterización petrogenética y estructural de las rocas ultramáficas y serpentinizadas en la zona de estudio, persisten incertidumbres cronológicas debido a la escasa disponibilidad de dataciones absolutas y a la discordancia entre las edades reportadas por distintos autores. Esta situación dificulta establecer con certeza el marco temporal del emplazamiento, metamorfismo o deformación de estos cuerpos ultramáficos. No obstante, considerando las características estructurales y las analogías regionales, es posible que estos eventos estén vinculados a la orogenia Famatiniana (aproximadamente entre el Ordovícico Temprano y Medio, Figura 6.4), un evento tectono-magmático de amplia expresión en el margen protoandino de Gondwana. Para confirmar esta hipótesis, sería necesario contar con nuevas dataciones isotópicas, aplicadas a minerales resistentes a la alteración, que permitan delimitar con mayor precisión la cronología de los procesos magmáticos y tectónicos.



Figura 6.4. Modelo del emplazamiento y evolución de las serpentinitas de Huancapallac y Chinchao. (Elaboración propia).

Desde una perspectiva metalogenética, las serpentinitas contienen mineralización de níquel, cromo y cobalto, restringida a la extensión de los cuerpos ultramáficos. Esta mineralización, de origen magmático, se asocia a procesos de cristalización temprana característicos de estas litologías. Aunque estos afloramientos tienen dimensiones reducidas en superficie (del orden de centenas de metros), su continuidad en profundidad es altamente probable. Por ello, se recomienda la aplicación de estudios geofísicos para determinar su verdadera extensión y evaluar su potencial económico.

CONCLUSIONES

Las rocas ultrabásicas de la zona estudiada no forman parte de un sistema ofiolítico clásico, sino que corresponden a cuerpos intrusivos en forma de sills dentro de las rocas metamórficas del Complejo del Maraón, cuyo emplazamiento habría ocurrido con anterioridad al menos a uno de los eventos metamórficos regionales que afectaron al basamento.

La relación estructural entre las rocas ultrabásicas y sus encajonantes indica un emplazamiento de tipo intrusivo, probablemente en forma de diques y sills concordantes, controlado por la tectónica regional. La esquistosidad desarrollada en los cuerpos ultramáficos es concordante y comparte orientación con la foliación del Complejo del Maraón, lo que sugiere que ambas unidades fueron afectadas, al menos, por uno de los eventos tectono-metamórficos regionales que deformaron el basamento.

El análisis petrográfico revela que las serpentinitas presentan texturas características como "*mesh texture*" y "*hour-glass*", con remanentes de textura adcumulata dominada por olivino. La identificación de espinela y granate (con Ti en su estructura) sugiere niveles de presión de 9 a 16 kb (30-50 km). Por otro lado, la deformación registrada en olivinos y piroxenos sugiere que estos cuerpos ultrabásicos fueron afectados por esfuerzos tectónicos posteriores a su emplazamiento.

No se identificaron diferencias mineralógicas ni geoquímicas significativas entre los sectores de Huancapallac y Chinchao; las ligeras variaciones observadas, como la presencia puntual de plagioclasa y granate en algunas muestras de Chinchao, podrían deberse a un muestreo limitado más que a contrastes geológicos sustanciales.

Los altos contenidos de cromo, níquel y cobalto reflejan un origen magmático, asociado a procesos de cristalización temprana característicos de cumulos ultramáficos. La redistribución de elementos como Fe, Ni y Cr a lo largo de microfracturas y venillas responde a la circulación de fluidos acuosos asociados a los procesos de serpentización. Asimismo, se observa mayor favorabilidad por Cr, Ni y Co según el aumento de MgO, es decir, según aumenta el carácter ultramáfico primario.

La relación estructural y la geoquímica de las serpentinitas sugieren que su formación ocurrió en un contexto tectónico extensional dentro de la Cordillera Oriental, probablemente durante la orogenia Famatiniana.

RECOMENDACIONES

Para una mejor comprensión del emplazamiento de las serpentinitas, se recomienda realizar estudios estructurales detallados que incluyan el análisis de deformación y modelamiento tectónico. Estos estudios permitirían esclarecer la relación de los cuerpos ultramáficos con los eventos orogénicos que influyeron en su disposición y evolución geológica.

Se recomienda realizar estudios isotópicos y química mineral para una mayor comprensión de la naturaleza primaria y evolución de estas rocas ultrabásicas. Asimismo, estudios geocronológicos más detallados contribuiría a esclarecer su origen, evolución y la posible interacción con distintos ambientes tectónicos. Además, se recomienda realizar modelos termodinámicos para estimar condiciones de presión y temperatura del metamorfismo.

Debido a la alta concentración de cromo, níquel y cobalto, junto con la presencia de mineralización de cobre en Chinchao, se recomienda llevar a cabo una exploración más detallada y enfocada en estas zonas de interés. Además, la aplicación de estudios geofísicos permitirá definir con mayor precisión la extensión, geometría y continuidad de los cuerpos ultrabásicos.

Finalmente, se recomienda llevar a cabo estudios comparativos en las áreas no estudiadas donde afloran las rocas ultrabásicas, para realizar comparaciones y aumentar el entendimiento de este tipo de rocas en el Perú. Esto permitirá desarrollar modelos regionales más precisos que expliquen su entorno de formación y su vínculo con los procesos tectono-magmáticos ocurridos en la Cordillera Oriental durante el Precámbrico - Paleozoico.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abdel-Karim. A.; El-Awady, A.; Helmy, H.; El-Afandy, A. & Abdallah, S. (2011). Younger gabbros from Egypt: a transition from tholeiitic to alkaline basaltic magma and from arc to within plate rifting regime. En: The 6th Environmental Conference, Faculty of Science, Zagazig University, Zagazig, Egypt, 194–220 p.

Abele, G. & Valdes, R. (1961). Reconocimiento por níquel en Rapi y Chiquintirca. [Correspondencia interna a J. Fernández Concha, Cerro de Pasco Copper Corporation]. Copia en INGEMMET, Archivo técnico C9117, 14 p.

Acosta A.; Santisteban A. (2008). Informe sobre la geología y metalogenia del área de Huancapallac y Malqui en la region de Huánuco. INGEMMET, Informe técnico N° A6468, 14p.

Arai, S. & Ahmed, A. (2018). Secular Change of Chromite Concentration Processes From the Archean to the Phanerozoic. Chapter 5. In Mondal, S. & Griffin, W. (Eds.), Processes and ore deposits of ultramafic-mafic magmas through space and time. 139-157 p.

Aumaitre, R., Grandin, G. & Guillon, J. (1977). Données lithologiques et structurales relatives a un bloc précambrien surélevé de la Cordillere andine orientale (Pérou Central). Les corps de roches ultrabasiques qui y sont présents. Société Géologique de France. Boletín. t.19, n.5, 1977, pp. 983-989.

Baliani, I., Otamendi, J. E., Tibaldi, A. M., & Cristofolini, E. A. (2012). Geología y petrología del cuerpo máfico-ultramáfico Las Juntas, Sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 69(1), 72-87.

Ballón, A. (24 de noviembre 1958). Reconocimiento geoquímico en la zona de estudio. [Correspondencia interna a U. Petersen, Cerro de Pasco Copper Corporation]. Copia en INGEMMET, Archivo técnico C10540.

Bard, J. (1986). Microtextures of Igneous and Metamorphic Rocks. D. Reidel Publishing Company.

Barnes, S.; Mole, D.; Le Vaillant, M.; Campbell, M.; Verral, M.; Roberts, M.; Evans, N. (2016). Poikilitic textures, heteradcumulates and zoned orthopyroxenes in the Ntaka Ultramafic Complex, Tanzania: Implications for crystallization mechanisms of oikocrysts. Journal of Petrology, Volume 57, Issue 6, June 2016, Pages 1171–1198.

Barnes, S. (2023). Lithogeochemistry in exploration for intrusion-hosted magmatic Ni–Cu–Co deposits. Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis. Vol 23, N 1. <https://doi.org/10.1144/geochem2022-025>

Begg, G.; Hronsky, J.; Griffin, W. & O'Reilly, S. (2018). Global- to Deposit-Scale Controls on Orthomagmatic Ni-Cu(-PGE) and PGE Reef Ore Formation. Chapter 1. In Mondal,

S. & Griffin, W. (Eds.), Processes and ore deposits of ultramafic-mafic magmas through space and time. 113-138 p.

Benavides-Cáceres, V. (1999). Orogenic evolution of the Peruvian Andes: The Andean Cycle. In: Skinner, B.J. (Ed.), *Geology and Ore Deposits of the Central Andes*, vol. 7. Society of Economic Geologists Special Publication, 61-107 p.

Boit, B. (1955). Nota preliminar sobre la estratigrafía de las alturas de Chasqui-Ayapitacc, Región de Chavinillo (Huánuco). *Publs. Museo Hist. Nat. Javier Prado, Serie C: Geología*, 4, 17 p.

Brand, N. W. (1999). Element ratios in nickel sulphide exploration: vectoring towards ore environments. *J. Geochemical Exploration*. Vol. 67, 145-165 p.

Brand, N. W. (2004). Geochemical expression of Nickel Sulphide Deposits. AIG Seminar, Advances and Innovations in the Exploration for Nickel Sulphide Deposits, Perth WA.

Broggi, J. (1921). *Apuntes sobre la geología de Huánuco*. Congreso Nacional de la Industria Minera. Lima: Imprenta Torres Aguirre, 45-66 p.

Bucher, K. & Grapes, R. (2011). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Ed. 8th. Springer, 191-224 p.

Cabanillas A. (2025). Análisis petrográfico, mineralógico y de deformación para determinar el emplazamiento del macizo ultramáfico de San Luis (Chinchao, Huánuco, Perú) Tesis de grado. Universidad Nacional Mayor de San Marcos.

Caldas, J. (1978). Geología de los cuadrángulos de San Juan, Acarí y Yauca. Hojas: 31-m, 31-n, 32-n. INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional, 30, 87 p.

Cardona A. (2006). Reconhecimento da evolução tectónica de proto-margem Andina do centro-norte peruano, baseada em dados geoquímicos e isotópicos do embasamento da Cordilheira Oriental na região de Huánuco-La Unión. PhD thesis, Universidade de São Paulo, 247 p.

Castro, A. (1989). *Petrografia Basica, Textura, Clasificacion y Nomenclatura de Rocas*. Ediciones Paraninfo.

Castroviejo, R.; Pereira, E.; Rodrigues, J.; Acosta, J.; Espí, J. (2009). A. Pre-Andean serpentinite-chromite orebodies in the Eastern Cordillera of Central Peru, Tarma Province. Proc. Tenth Bienn. SGA Meeting (Society for Geology). Applied to Mineral Deposits), Townsville, Australia, 927-929 p.

Chacón, N. (1995) Geomorfología. Capítulo 1. En: Palacios, O.; Sánchez, A. & Herrera, F., eds. (1995). *Geología del Perú*. INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional, 55, 177 p.

Chew, D.; Cardona, A. & Miskovic, A. (2011). Tectonic evolution of western Amazonia from the assembly of Rodinia to its break-up. *International Geology Review* 53, 1280–1296 p.

Chew, D.; Pedemonte, G. & Corbett, E. (2016). Proto-Andean evolution of the Eastern Cordillera of Peru. *Gondwana Research*. Volume 35, July 2016, 59-78 p.

Choquehuanca, S., Rodríguez, R., Mamani, M. I., Sánchez, E., Fabián, C., & Del Castillo, B. (2014). Diques máficos asociado a la ocurrencia de elementos de tierras raras (REE) emplazados en los batolitos de Coasa, Limbani y Aricoma-sur del Perú. En *Resúmenes del XVII Congreso Peruano de Geología* (p. 4). Sociedad Geológica del Perú. <https://app.ingemmet.gob.pe/biblioteca/pdf/CPG17-042.pdf>

Clarke, E.; De Hoog, J.; Kirstein, L.; Harvey, J. & Debret, B. (2020). Metamorphic olivine records external fluid infiltration during serpentinite dehydration. *Geochemical Perspectives Letters* v16, 27 p.

Clement, C.; Skinner, E.; Hawthorne, B.; Kleinjan, L. & Allsopp, H. (1982). Precambrian Ultramafic Dykes with Kimberlite Affinities in the Kimberley Area. In *Kimberlites, Diatremes, and Diamonds: Their Geology, Petrology, and Geochemistry*, Volume 15, 101-110 p,

Coleman, G. (1977). *Ophiolites. Ancient Oceanic Lithosphere?* Springer Berlin, Heidelberg, 229 p.

Dalmayrac, B. (1970). Mise en évidence d'une chaîné anteordovicienne et probablement précambrienne dans la cordillère orientale du Pérou central (région de Huánuco). *C.R. Ac. Sc., Paris*, T.270, 1088-1091 p.

Dalmayrac, B; Laubacher, G; Morocco, R. (1988). Caracteres generales de la evolución geológica de los andes peruanos. *INGEMMET, Boletín, Serie D: Estudios especiales*, 12, 82-83 p.

Deer, W.; Howie, R. & Zussman, J. (2013). *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. Mineralogical Society of Great Britain and Ireland, 216-223 p.

Deer, W.; Howie, R. & Zussman, J. (1978). *Rock-forming minerals*. 2A, single chain silicates. Longman, London.

Delvigne, J.; Bisdom, E.; Sleeman, J. & Stoops, G. (1979). Olivines, their pseudomorphs and secondary products. (Reprint / Stichting voor Bodemkartering; No. no. 151). STIBOKA.

Deschamps, F.; Godard, M.; Guillot, S. & Hattori, K. (2013). Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review. *Lithos*, Volume 178, 96-127 p.

- Dilek, Y. & Furnes, H. (2014). Ophiolites and their origins. *Elements*, 10 (2): 93-100 p.
- Downes, H. (2021). Ultramafic rocks. In *Encyclopedia of Geology*, 2nd ed.; Alderton, D., Elias, S.A., Eds.; Academic Press: Cambridge, MA, USA, 2021; 69–75 p.
- Dristas, J.; Martínez, J.; Massone, H. & Pimentel, M. (2013). Mineralogical and geochemical characterization of a rare ultramafic lamprophyre in the Tandilia belt basement, Río de la Plata Craton, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 43, 43-61 p.
- Dunin, B. (1970). Der Acarí-Pluton (Perú) als Beispiel der Differentiation des tonalitischen Magmas (mit einem Anhang über die ihn durchquerenden Stöcke und Gänge). *Geologische Rundschau*. v.59, n.3, 1141-1179 pp.
- Essomba, P.; Ganno, S.; Tanko, E.; Ndema, J.; Kamguia, B.; Soh, L.; Takodjou, J. & Nzenti, J. (2020). Geochemical constraints on the origin and tectonic setting of the serpentinized peridotites from the Paleoproterozoic Nyong series, Eseka area, SW Cameroon. *Acta Geochim* 39, 404-422 p.
- Fernández, C. (1958). Platino en Cuzco. [Correspondencia interna a U. Petersen, Cerro de Pasco Copper Corporation]. Copia en INGEMMET, Archivo técnico C10412, 2p.
- Ferracutti, G., Bjerg, E., & Mogessie, A. (2007). Petrología y geoquímica de las rocas máficas-ultramáficas del área Río Las Águilas - Arroyo de Los Manantiales, provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62(3), 405-416.
- Frisch, W.; Meschede, M. & Blakey, R. (2011). Plate tectonics. Continental drift and Mountain Building. Springer Heidelberg, 71-72 p.
- GECO-OTE. (1975) Estudio preliminar. Fase A. Unidad Minera Acarí. Reporte interno para Banco Minero del Perú, 10 p.
- Gill, R. (2010). *Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide*. Editorial: Willey – Blackwell. Edición: 1, 131-160 p.
- Giri, R.; Pankaj, P.; Pandit, D.; Sahoo, S.; Chakrabarti, R. & Chalapathi, N. (2019). Pyroxenite dykes with petrological and geochemical affinities to the Alaskan-type ultramafics at the northwestern margin of the Cuddapah basin, Dharwar craton, southern India: Tectonomagmatic implications. *Journal of Earth System Science*, 128, 1-24 p.
- Grandin, G. (1975). Los indicios cobalto-niquelíferos de Rapi, provincia de La Mar – departamento de Ayacucho. ORSTOM. Reporte Interno. INGEMMET, Archivo técnico A0393, 6 p.

Grandin, G.; Mendoza, J.; Miranda, C. & Porras, C. (1980). Estudio petrográfico de la serie metamórfica precámbrica y de las rocas ígneas asociadas en el área de Huancapallac (Huánuco). Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, 67: 53-65.

Grandin, G. & Zegarra, J. (1979). Las rocas ultrabásicas en el Perú: las intrusiones lenticulares y los Sills de la región Huánuco-Monzón. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, 63: 99-115.

Grant, R. (2010). The Platinum Group Element Deposits of the Bushveld Complex in South Africa. Platinum Metals Rev., 2010, 54, (4), 205-215 p.

Guillon J. & Zegarra J. (1977). Las mineralizaciones Ni-Cu asociadas a los cuerpos de rocas ultrabásicas de la cordillera andina oriental del Perú. Estudio de la zona piloto de Chinchao (Dept. de Huánuco). Acción conjunta ORSTOM-INGEOMIN. Convenio 1973-1976. 88p.

Habich, E. (1904). Los yacimientos de níquel de Rapi y los de tungsteno de Lircay. Cuerpo de Ingenieros de Minas del Perú. Boletín. n.11, 4-39 p.

Hernández, E. (2015). Geología y geoquímica de las rocas ultramáficas del sector de La Cabaña, IX región, Chile. Tesis de maestría. Universidad de Chile. Santiago de Chile, Chile.

Hodel, F.; Macouin, M.; Ferreira, R.; Araujo, J.; Respaud, M. (2020). Magnetic Properties of Ferritchromite and Cr-Magnetite and Monitoring of CrSpinel Alteration in Ultramafic and Mafic Rocks. Geochemistry, Geophysics, Geosystems.

Hollocher, K. (2014). A Pictorial Guide to Metamorphic Rocks in the Field. CRC Press, London, 117-26 p.

Hunter, R. (1996). Texture Development in Cumulate Rocks. Developments in Petrology. Volume 15, 1996, Pages 77-101.

Iberico, M. (27 de diciembre 1958). Tapo chromite final report. [Correspondencia interna a U. Petersen, Cerro de Pasco Copper Corporation]. Copia en INGEMMET, Archivo técnico C9684.

Irvine, T. & Baragar, W. (1971). A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. Canadian Journal of Earth Science, 8, 523-548.

Jacay, J. (1996). Geología del cuadrángulo de Singa. Hoja: 19-j. INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional, 67, 184 p.

Jhonson, T. (2015). Petrology and geochemistry of the mafic and ultramafic dikes and intrusions in Aitkin, Pine and Carlton counties, Minnesota. Tesis de maestría. Colorado School of Mines, 127 p.

Kobe, H. (25 de agosto 1958). Serpentinite with ore from Tapo – Microscopy. [Correspondencia interna a M. Iberico, Cerro de Pasco Copper Corporation]. Copia en INGEMMET, Archivo técnico C12392.

Lapoint, A. (s.f.). Report on the nickel region of Rapi. [Translated from Spanish by James A. Noble]. Copia en INGEMMET, Archivo técnico C10443, 20 p.

Le Vaillant, M.; Fiorentini, M. & Barnes, S. (2018). Review of Predictive and Detective Exploration Tools for Magmatic Ni-Cu-(PGE) Deposits, With a Focus on Komatiite-Related Systems in Western Australia. Chapter 2. In Mondal, S. & Griffin, W. (Eds.), Processes and ore deposits of ultramafic-mafic magmas through space and time. 113-138 p.

Lesnov, F. (2010). Rare Earth Elements in Ultramafic and Mafic Rocks and their Minerals. Main types of rocks. Rock-forming minerals. CRC Press. 1st Edition. London, 587 p.

Li, T., Zhai, M., Peng, P., Chen, L., & Guo, J. (2010). Ca. 2.5 billion year old coeval ultramafic-mafic and syenitic dykes in Eastern Hebei: Implications for cratonization of the North China Craton. *Precambrian Research*, 180(3–4), 143–155. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.04.001>

Li, X.; Rahn, M. & Bucher, K. (2004). Serpentinites of the Zermatt-Saas ophiolite complex and their texture evolution: *Journal of Metamorphic Geology*, 22, 159-177 p.

Liu, T.; Liu, C.; Chen, Y.; Guo, S.; Sein, K. & Dong, X. (2021). Petrology and geochemistry of ultramafic rocks in the Mogok belt, Myanmar: Cumulates from high-pressure crystallization of hydrous arc melts. *Geological Journal*. Volumen 57, 2, 20 p.

Maier, W.; Määtä, S.; Yang, S.; Oberthür, T.; Lahaye, Y.; Huhma, H. & Barnes, S. (2015). Composition of the ultramafic-mafic contact interval of the Great Dyke of Zimbabwe at Ngezi mine: Comparisons to the Bushveld Complex and implications for the origin of the PGE reefs. *Lithos*. Volume 238, 207-222 p.

Mamani, Y.; Fabian, C.; Cervantes, J.; Jacay, J. & De La Cruz, R. (*en preparación*). Informe técnico-científico para boletín serie L de los cuadrángulos de la Unión (hojas 20j1, 20j2) y Huánuco (hojas 20k1, 20k2, 20k3, 20k4) a escala 1: 50000. INGEMMET. Informe interno.

Marocco, R. (1978). Géologie des Andes péruviennes. ORSTOM. Travaux et documents N° 94, Paris.

Misión Español de Cooperación Minera. (1983). Reconocimiento geológico del Área de Reserva Nacional “Chinchao” – Perú. Copia en INGEMMET, Archivo técnico A3915, 23 p.

Mišković, A.; Schaltegger, U.; Spikings, R.; Chew, D. & Košler, J. (2009). Tectono-magmatic evolution of western Amazonia: geochemical characterization and zircon U–Pb

geochronologic constraints from the Peruvian Eastern Cordilleran granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 121, 1298–1324 p.

Montgomery, A. (2012). Metallogenetic controls on Miocene highsulphidation epithermal gold mineralization, Alto Chicama district, La Libertad, Northern Perú. Tesis doctoral. Queen's University. Ontario, Canadá.

Morimoto, N.; Fabres, J.; Ferguson, A.; Ginzburg, I.; Ross, M. & Seifert, F. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, Vol. 73, 1123-1133 p.

Munteanu, M.; Wilson, A.; Costin, G.; Yao, Y.; Enone, J.; Jiang, S.; Jourdan, F.; Chunnett, G. & Cioaca, M. (2017). The Mafic–Ultramafic Dykes in the Yanbian Terrane (Sichuan Province, SW China): Record of Magma Differentiation and Emplacement in the Emeishan Large Igneous Province. *Journal of Petrology*, 2017, Vol. 58, No. 3, 513-538 p.

Netshidzivhe, T.; Tappe, S.; Wilson, A. H.; Ishikawa, A. & Viljoen, F. (2023). The Paleoarchean Buffalo River komatiites: Progressive melting of a single large mantle plume beneath the growing Kaapvaal craton. *Precambrian Research*, 393,

Olchauski, E. (1980). Geología de los cuadrángulos de Jaqui, Coracora, Chala y Chaparra. Hojas: 31-ñ, 31-o, 32-ñ, y 32-o. INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional, 34, 94 p.

Orbegozo, O. (1997). Geología y mineralogía de los yacimientos poligenéticos del área Rapi-Chiquintirca (Anco-San Miguel-La Mar-Ayacucho). Lima: Sociedad Geológica del Perú., Sociedad Geológica del Perú. Publicación Especial.

Orellana, F. (2016). Petrología de las rocas máficas y ultramáficas paleozoicas, serie occidental, centro sur de Chile (39° – 40°s). Tesis de maestría. Universidad de Chile., 139 p.

Paktunç, A. (1987). Differentiation of the Cuthbert Lake ultramafic dikes and related mafic dikes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Volume 97, 405-416 p.

Palacios, O. (1995) Estratigrafía. Capítulo 3. En: Palacios, O.; Sánchez, A. & Herrera, F., eds. (1995). Geología del Perú. INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional, 55, 177 p.

Pearce, J. (2008). Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, Vol. 100, 14-48 p.

Pearce, J.; Ernst, R.; Peate, D. & Rogers, C. (2021). LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record. *Lithos*, Vol. 392-393.

Pearce, J.; Lippard, S.; Roberts, S. (1984). Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. Geological Society, London, Special Publications. Journal article.

Peck, D.; Huminicki, M. (2016). Value of mineral deposits associated with mafic and ultramafic magmatism: Implications for exploration strategies. *Ore Geology Reviews*, 72, 269-298 p.

Petersen, U. (1959). San Cipriano platinum mine. [Correspondencia interna a C. Clarke, Cerro de Pasco Copper Corporation]. Copia en INGEMMET, Archivo técnico C9537, 12p.

Putiš, M.; Li, X.; Yang, Y.; Li, Q.; Nemec, O.; Ling, X.; Koller, F. & Balen, D. (2018). Permian pyroxenite dykes in harzburgite with signatures of the mantle, subduction channel and accretionary wedge evolution (Austroalpine Unit, Eastern Alps). *Lithos*. Volumes 314–315, 165-186 p.

Qiu, T. & Zhu, Y. (2017). Chromian spinels in highly altered ultramafic rocks from the Sartohay ophiolitic mélangé, Xinjiang, NW China, *Journal of Asian Earth Sciences*, 86 p.

Quispe, L.; Torres, V.; Marchena, A.; Lozada, V. & Ríos, C. (2022) - Estudio de depósitos minerales de elementos estratégicos ubicados en la Cordillera Oriental del Perú. INGEMMET, Boletín, Serie B: Geología Económica, 80, 131 p.

Quispesivana, L. (1996). Geología del cuadrángulo de Huánuco. Hoja: 20-k. INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional, 75, 138 p.

Rahmani, F.; Ali, M.; Noghreyan, M.; Marchesi, C.; Garrido, C. (2020). Petrology and geochemistry of mafic and ultramafic cumulate rocks from the eastern part of the Sabzevar ophiolite (NE Iran): Implications for their petrogenesis and tectonic setting. *Geoscience Frontiers*. Vol 11: 2347-2364 p.

Raimondi, A. (1913). El Perú. Estudios mineralógicos y geológicos. Segunda serie. Tomo V. Sociedad Geográfica de Lima y Cuerpo de Ingenieros de Minas, 90-91 p.

Ramos, V. (2008). The Basement of the Central Andes: The Arequipa and Related Terranes *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. Vol. 36: 289-324 p.

Ramos, V. (2009). Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle, in Kay, S.; Ramos, V.; & Dickinson, W. *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision: Geological Society of America Memoir* 204, 31-65 p.

Ramos, V. (2010). La Free-board hypothesis versus una colisión eopaleozoica: el ejemplo del norte del Perú. XV Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos. Sociedad Geológica del Perú, Pub. Esp. N° 9, Cusco, 71-74 p.

Ramos, V. (2018). Tectonic evolution of the central Andes: From terrane accretion to crustal delamination, in G. Zamora, K. M. McClay, and V.A. Ramos, eds. Petroleum basins and hydrocarbon potential of the Andes of Peru and Bolivia: AAPG Memoir 117, 1-34 p.

Reyes, L. & Caldas, J. (1987). Geología de los cuadrángulos de: Las Playas 9-c, La Tina 9-d, Las Lomas 10-c, Ayabaca 10-d, San Antonio 10-e, Chulucanas 11-c, Morropón 11-d, Huancabamba 11-e, Olmos 12-d, Pomahuanca 12-e. INGEMMET, Boletín, Seria A: Carta Geológica Nacional, 39, 88 p.

Reynard, B. (2013). Serpentine in Active Subduction Zones. *Lithos*. Volume 178, 171-185 p.

Ridley, J. (2013). Ore Deposit Geology. Colorado State University. 32-44 p.

Ripley, E. & Li, C. (2018). Metallic Ore Deposits Associated with Mafic to Ultramafic Igneous Rocks. Chapter 3. In Mondal, S. & Griffin, W. (Eds.), Processes and ore deposits of ultramafic-mafic magmas through space and time. 113-138 p.

Rodríguez J., Acosta J., Macharé J., Pereira E., Castroviejo R. (2010). Evidencias estructurales de la aloctonía de los cuerpos ultramáficos y máficos de la cordillera oriental del Perú en la región de Huánuco. XV Congreso Peruano de Geología, Cusco. Resúmenes extendidos. Publicación Especial, n° 9.

Sahu, A.; Vishwakarma, N.; Santosh, M.; Singh, Y.; Hari, K. (2024). Petrogenesis of ultramafic rocks with abyssal peridotite affinity from the Central Bundelkhand Craton, India. *Geosystems and Geoenvironment*. Vol. 3.

Schmitt, A.; Tokuda, M.; Yoshiasa, A. & Nishiyama, T. (2019). Titanian andradite in the Nomo rodingite: Chemistry, crystallography, and reaction relations. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, J-STAGE Advance Publication.

Singh, P. & Kumar, P. (2023). Chromite chemistry as petrogenetic indicator of altered ultramafic rocks from Higher Himalayan Crystalline, Kishtwar, India. *Journal of Earth System Science*, 132-142 p.

Steinman, G. (1930). Geología del Perú. Heidelberg. Carl Winters Universitätsbuchhandlung, 8-9, 287-288 p.

Streckeisen, A. (1974). Classification and nomenclature of plutonic rocks: recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geologische Rundschau*, 63, 773–786.

Streckeisen, A.L. & Zanettin, B.A. (2002). Igneous Rocks; A Classification and Glossary of Terms; Recommendations of the International Union of Geological Science Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press, Cambridge.

Surour, A. (2017). Chemistry of serpentine “polymorphs” in the Pan-African serpentinites from the Eastern Desert of Egypt, with an emphasis on the effect of superimposed thermal metamorphism. *Mineralogy and Petrology*. Volume 111, 99-119 p.

Tait, S.; Huppert, H.; Sparks, R. (1984). The role of compositional convection in the formation of adcumulate rocks. *Lithos*, 17: 139-146.

Tassinari, C., Castroviejo, R., Rodrigues, J., Acosta, J., & Pereira, E. (2011). A Neoproterozoic age for the chromitite and gabbro of the Tapo ultramafic Massif, Eastern Cordillera, Central Peru and its tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4), 429-437 p.

Uribe, R. (2012). Geología, petrografía y mineralogía del yacimiento de cromita de Tapo Tarma – Perú. Tesis de Grado. Universidad Nacional de Ingeniería. Lima, Perú.

Valencia, M.; Chero, R. & Chávez, C. (2021). Geología del cuadrángulo de San Francisco (hojas 26o1, 26o2, 26o3, 26o4). INGEMMET, Boletín, Serie L: Actualización Carta Geológica Nacional (Escala 1:50 000), 20, 97 p.

Vantongerren, J. (2018). Mixing and Unmixing in the Bushveld Complex Magma Chamber. Chapter 4. In Mondal, S. & Griffin, W. (Eds.), Processes and ore deposits of ultramafic-mafic magmas through space and time. 113-138 p.

Vidal, C.; Paredes, J.; MacFarlane, A. & Tosdal, R. (1995). Geología y metalogenia del distrito minero Parcoy, provincia aurífera de Patate, La Libertad. En Volumen jubilar Alberto Benavides. Lima: Sociedad Geológica del Perú, 351-377 p.

Walker, F. (s.f.). Rapi nickel deposit. [Correspondencia interna a V. L. McCutchan, Cerro de Pasco Copper Corporation]. Copia en INGEMMET, Archivo técnico C9119.

Wager, L.; Brown, G.; Wadsworth, W. (1960). Types of igneous cumulates. *Journal of Petrology*, Volume 1, Issue 1, pp 73–85.

Wang, J.; Su, B.; Robinson, P.; Xiao, Y.; Bai, Y.; Liu, X.; Asamoah, P.; Jing, J.; Chen, C.; Liang, Z. & Bao, Z. (2021). Trace elements in olivine: Proxies for petrogenesis, mineralization and discrimination of mafic-ultramafic rocks. *Lithos*, Volumes 388–389, 9 p.

Wicks, F. & Whittaker, E. (1977). Serpentine textures and serpentinization. *Canadian mineralogist*. Vol. 15, 459-488 p.

Willner, A.; Castroviejo, R.; Rodrigues, J.; Gilberto, J. & Rivera, M. (2010). High pressure metamorphic conditions in garnet amphibolite from a collisional shear zone related to the Tapo ultramafic body, Eastern Cordillera of Central Peru. XV Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos. Sociedad Geológica del Perú, Pub. Esp. N° 9, Cusco, 87-90 p.

Willner, A.; Tassinari, C.; Rodrigues, J.; Acosta, J.; Castroviejo, R. & Rivera, M. (2014). Contrasting Ordovician high- and low-pressure metamorphism related to a microcontinent-arc collision in the Eastern Cordillera of Perú (Tarma province). *Journal of South American Earth Sciences*, 54: 71-81 p.

Wilson, J.; Reyes, L. & Garayar, J. (1967). Geología de los cuadrángulos de Mollebamba, Tayabamba, Huaylas, Pomabamba, Carhuaz y Huari (Hojas 17-h, 17-i, 18-h, 18-i, 19-h, 19-i). INGEMMET, Boletín, Seria A: Carta Geológica Nacional, 16, 95 p.

Winter, J. (2014). *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. Second Edition. Cambridge University Press, Cambridge.

Yang, Y.-J., Zhu, W.-G., Bai, Z.-J., Zhong, H., Ye, X.-T., & Fan, H.-P. (2017). Petrogenesis and tectonic implications of the Neoproterozoic Datian mafic–ultramafic dykes in the Panzhihua area, western Yangtze Block, SW China. *International Journal of Earth Sciences*, 106(1), 185–213. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1310-7>

Yellapa, T. (2022). Petrogenesis and geochemical characteristics of pyroxenite dykes in and around Salem Mafic–Ultramafic complex, southern India: an arc-related origin of Alaskan-type. *Current Science*, Volume. 123, N°. 8, 25.

Zhang, L., & Szilas, K. (2024). Eoarchean ultramafic rocks represent crustal cumulates: A case study of the Narssaq ultramafic body, southern West Greenland. *Earth and Planetary Science Letters*, 625, 118508. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2023.118508>

Zuo, J.; Webb, A.; Chin, E.; Ackerman, L.; Harvey, J.; Haproff, P.; Müller, T.; Wang, Q.; Hickman, A.; Sorger, D. & Ramírez A. (2022). Earth's earliest phaneritic ultramafic rocks: Mantle slices or crustal cumulates? *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 23, 28 p.

Anexo 1

ESTUDIO PETROGRÁFICO - MINERAGRÁFICO

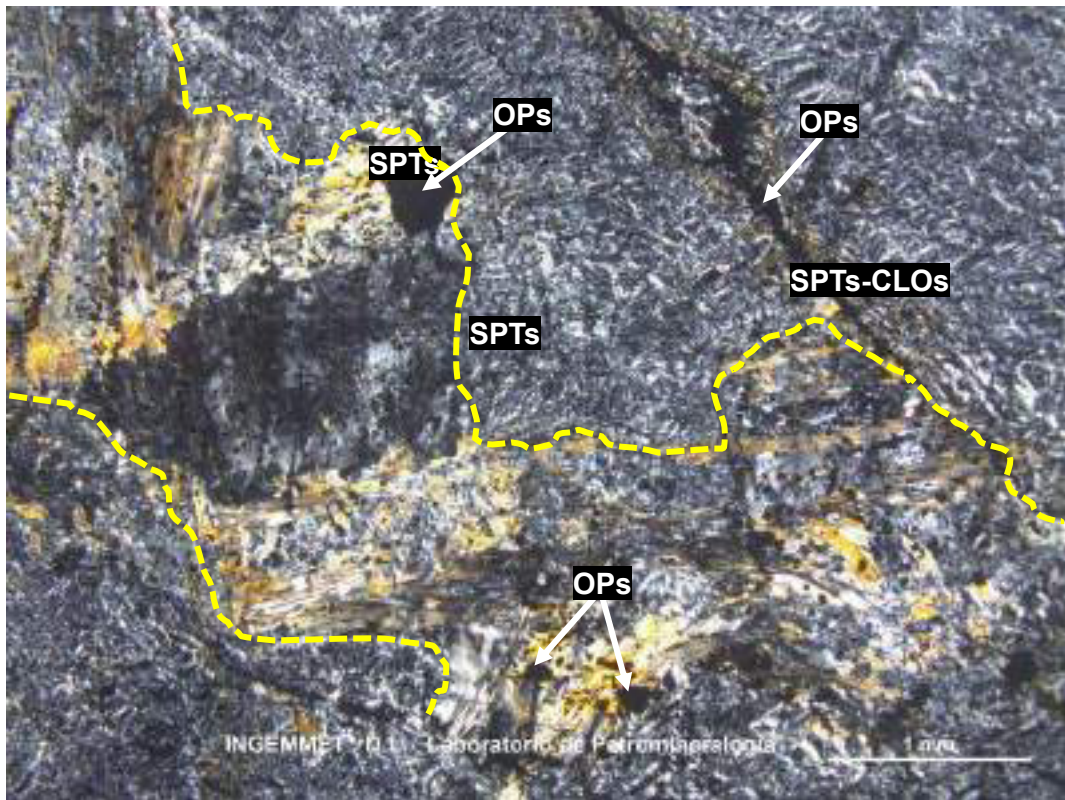
Tabla A1.1 Minerales transparentes/translúcidos identificados en lámina delgada y sus propiedades ópticas

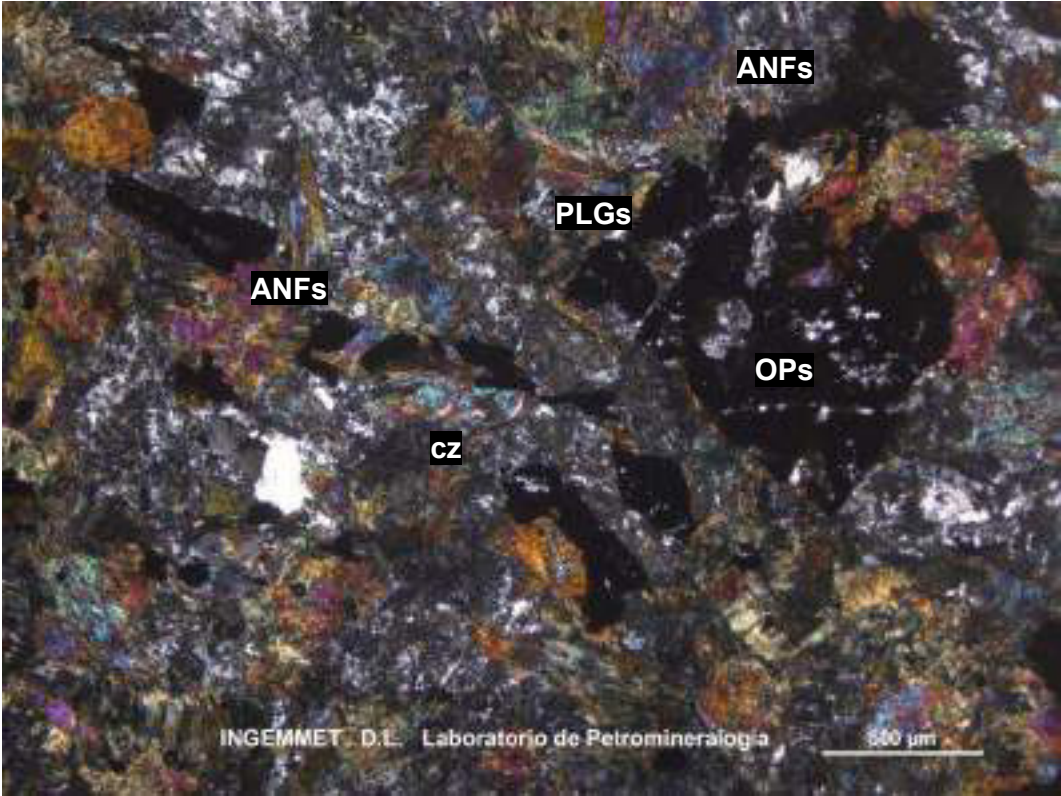
Mineral	Fórmula química	Sistema cristalino	Clasificación Dana	Color	Colores de interferencia / birrefringencia	Relieve	Otras propiedades de reconocimiento
Piroxeno	$(Ca,Na)(Mg,Fe,Al)(Si,Al)_2O_6$	Monoclínico/Ortorrómico	Inosilicatos	Incoloro a verdoso	Gris-1° orden	Medio	Clivaje a 90°, extinción inclinada
Hornblenda	$Ca_2(Mg,Fe,Al)_5(Si,Al)_8O_{22}(OH)_2$	Monoclínico	Inosilicatos	Verde a pardo (pleocroísmo)	2° orden, vivos	Medio-alto	Clivaje a 120°, pleocroísmo
Anfíbol	Varía - $(Ca,Na)(Mg,Fe,Al)_5(Si,Al)_8O_{22}(OH)_2$	Monoclínico	Inosilicatos	Verde a pardo	2° orden, vivos	Medio-alto	Extinción oblicua, clivaje 120°
Tremolita	$Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$	Monoclínico	Inosilicatos	Incoloro a verdoso	2° orden, vivos	Medio	Pleocroísmo débil, clivaje 120°
Prehnita	$Ca_2Al(AlSi_3O_{10})(OH)_2$	Ortorrómico	Inosilicato	Incoloro a verde muy pálido	Colores suaves, 1° orden	Bajo	A menudo en agregados fibrosos
Olivino	$(Mg,Fe)_2SiO_4$	Ortorrómico	Nesosilicato	Incoloro	2° orden, vivos	Alto	Fractura irregular, extinción recta
Titanita	$CaTiSiO_5$	Monoclínico	Nesosilicato	Marrón amarillento	2°-3° orden, vivos	Muy alto	Forma de cuña, pleocroísmo fuerte
Clinzoisita	$Ca_2Al_3(Si_2O_7)(SiO_4)O(OH)$	Monoclínico	Sorosilicatos	Incoloro a verdoso	2° orden, vivos	Medio	Extinción recta
Albita	$NaAlSi_3O_8$	Triclinico	Tectosilicatos	Incoloro	1° orden, grises	Bajo	Maclas polisintéticas
Serpentina	$Mg_3Si_2O_5(OH)_4$	Monoclínico / Triclinico	Filosilicatos	Incoloro a verdoso	Colores apagados, 1° orden	Bajo	Extinción ondulante, fibras
Crisotilo	$Mg_3Si_2O_5(OH)_4$	Monoclínico	Filosilicato	Incoloro	Colores muy bajos, 1° orden	Bajo	Fibroso, asbestiforme
Biotita	$K(Mg,Fe)_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$	Monoclínico	Filosilicato	Marrón a rojizo (pleocroísmo)	2° orden, vivos	Medio	Clivaje basal perfecto, pleocroísmo
Sericita	$KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$	Monoclínico	Filosilicato	Incoloro	2° orden, suaves	Bajo-medio	Laminillas finas, extinción recta
Clorita	$(Mg,Fe,Al)_6(Si,Al)_4O_{10}(OH)_8$	Monoclínico / Triclinico	Filosilicatos	Verde (pleocroísmo)	Colores anómalos (azul, violeta)	Medio	Extinción ondulante, pleocroísmo
Talco	$Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$	Monoclínico / Triclinico	Filosilicatos	Incoloro	1° orden, muy apagados	Bajo	Tacto jabonoso, foliación
Carbonatos (calcita/dolomita)	$CaCO_3$ / $CaMg(CO_3)_2$	Trigonal	Carbonatos	Incoloro	Colores muy vivos (3°-4° orden)	Alto	Extinción oblicua, maclas

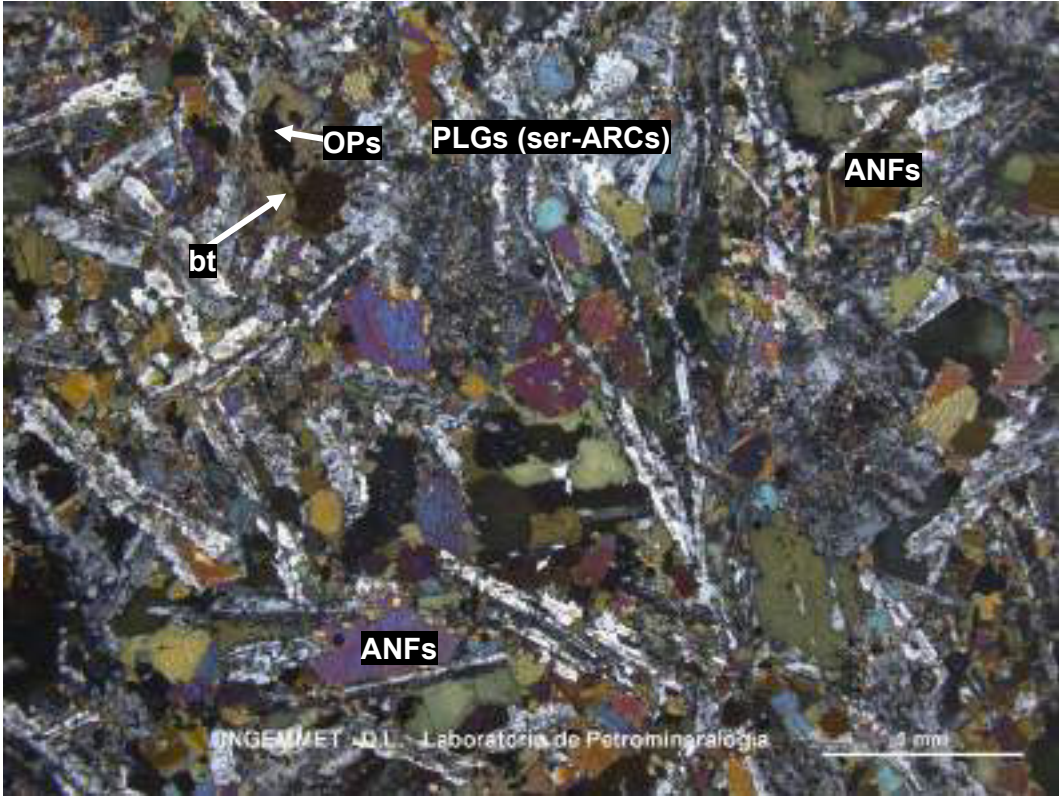
Tabla A1.2 Minerales opacos identificados en sección pulida y sus propiedades

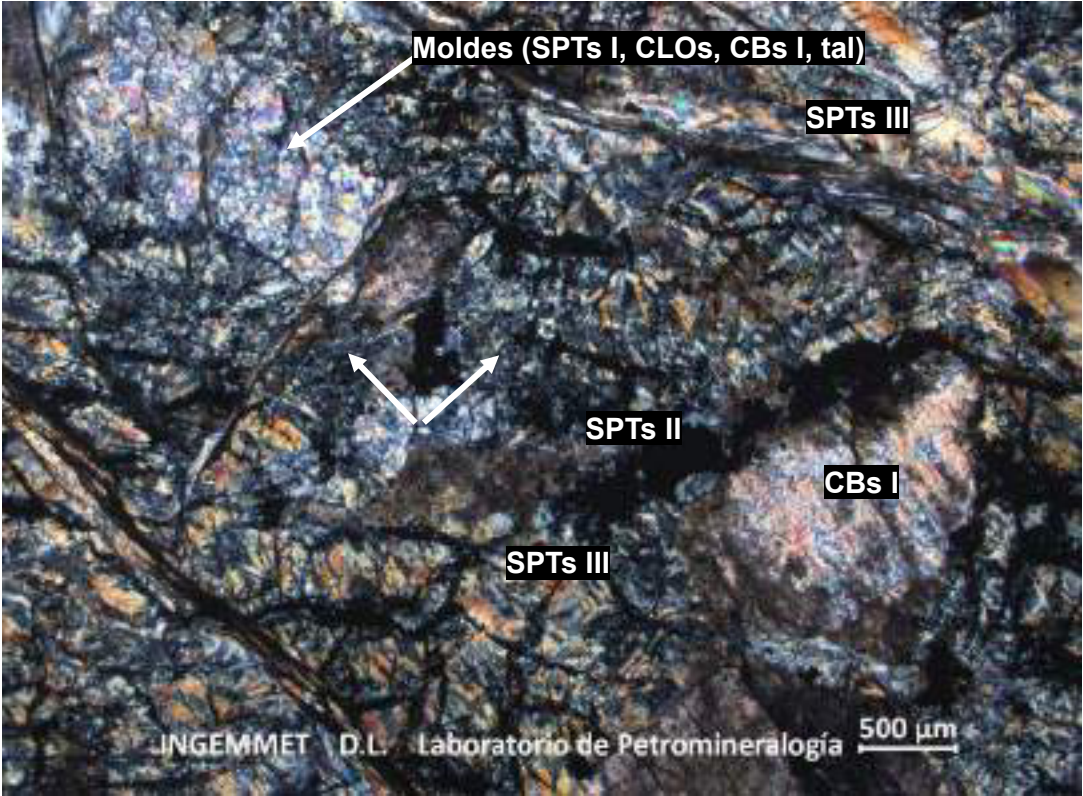
Mineral	Fórmula química	Sistema cristalino	Clasificación Dana	Color en luz reflejada	Anisotropía	Reflectancia	Otras propiedades de reconocimiento
Magnetita	Fe_3O_4	Isométrico	Óxidos	Gris a gris pálido, metálico	Ausente	Alto	Fuertemente magnética, isotropa
Espinela	MgAl_2O_4	Isométrico	Óxidos	Gris claro a blanquecino	Ausente	Medio-alto	Isótropa, no magnética, asociación con magnetita
Cromita	FeCr_2O_4	Isométrico	Óxidos	Gris a pardo metálico	Ausente	Medio	Isótropa, alto contenido en Cr, ocurre con olivino
Ilmenita	FeTiO_3	Trigonal	Óxidos	Gris a gris parduzco	Débil	Medio	A menudo con exsoluciones de hematita, maclas lamelares
Rutilo	TiO_2	Tetragonal	Óxidos	Gris claro a blanquecino	Débil-moderado	Alto	Acicular, birreflectancia débil, a veces maclado
Millerita	NiS	Trigonal	Sulfuros	Amarillo latón brillante	Moderado	Alto	Fuerte anisotropismo
Bravoita	$(\text{Fe,Ni})\text{S}_2$	Cúbico	Sulfuros	Gris-amarillo a pardo	Débil	Medio	Similar a pirita pero más pardo, a menudo zonado
Mackinawita	$(\text{Fe,Ni})_{1+x}\text{S}$	Tetragonal	Sulfuros	Gris claro metálico	Moderado	Medio	Anisotropía evidente, intercrecimientos
Heazlewoodita	Ni_3S_2	Trigonal	Sulfuros	Amarillo pálido metálico	Moderado-fuerte	Alto	Asociación con olivino-serpentinás, anisotropía marcada
Vaesita	NiS_2	Cúbico	Sulfuros	Blanco-plateado brillante	Débil	Alto	Similar a bravoita, menos pardo, más plateado
Pirrotita	Fe_{1-x}S	Monoclínico/Hexagonal	Sulfuros	Bronce a pardo metálico	Fuerte	Medio	Magnética (a veces débil), anisotropía evidente
Pirita	FeS_2	Cúbico	Sulfuros	Amarillo pálido a dorado	Ausente	Alto	Color característico dorado, isotropa
Niquelita	NiAs	Hexagonal	Arseniuros	Cobre rojizo metálico	Débil-moderado	Alto	Color distintivo rojizo-cobre, asociada a minerales de Ni

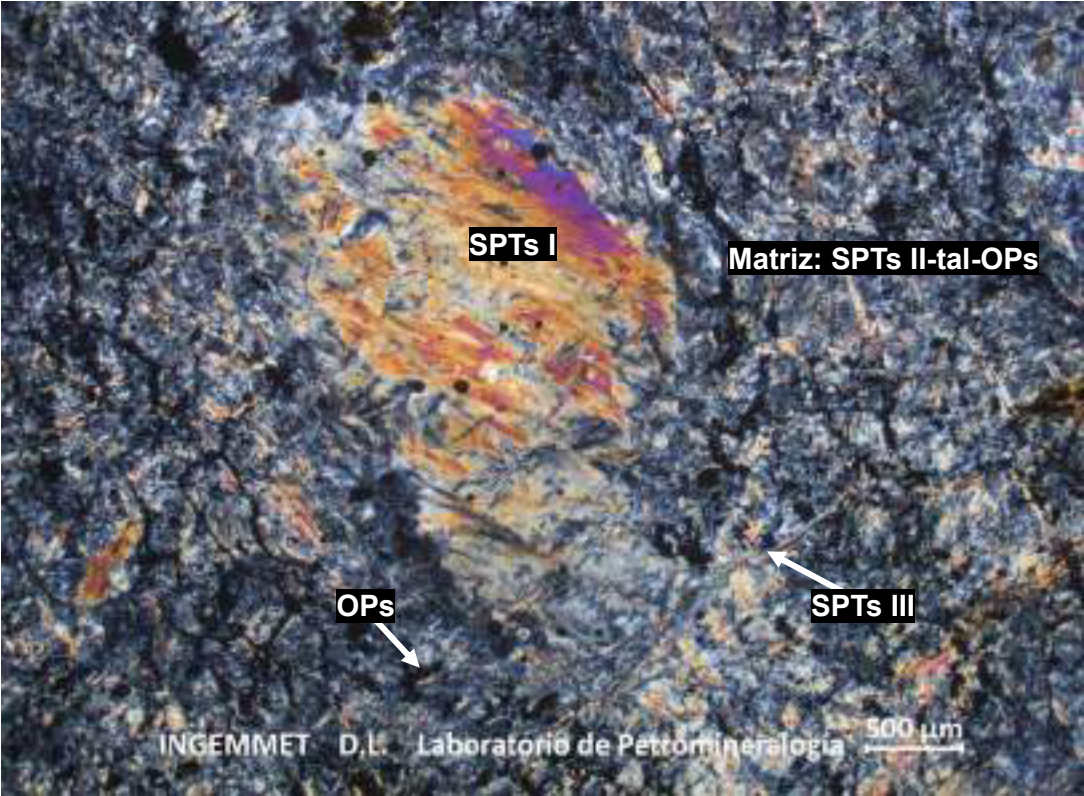
ZONA HUANCAPALLAC

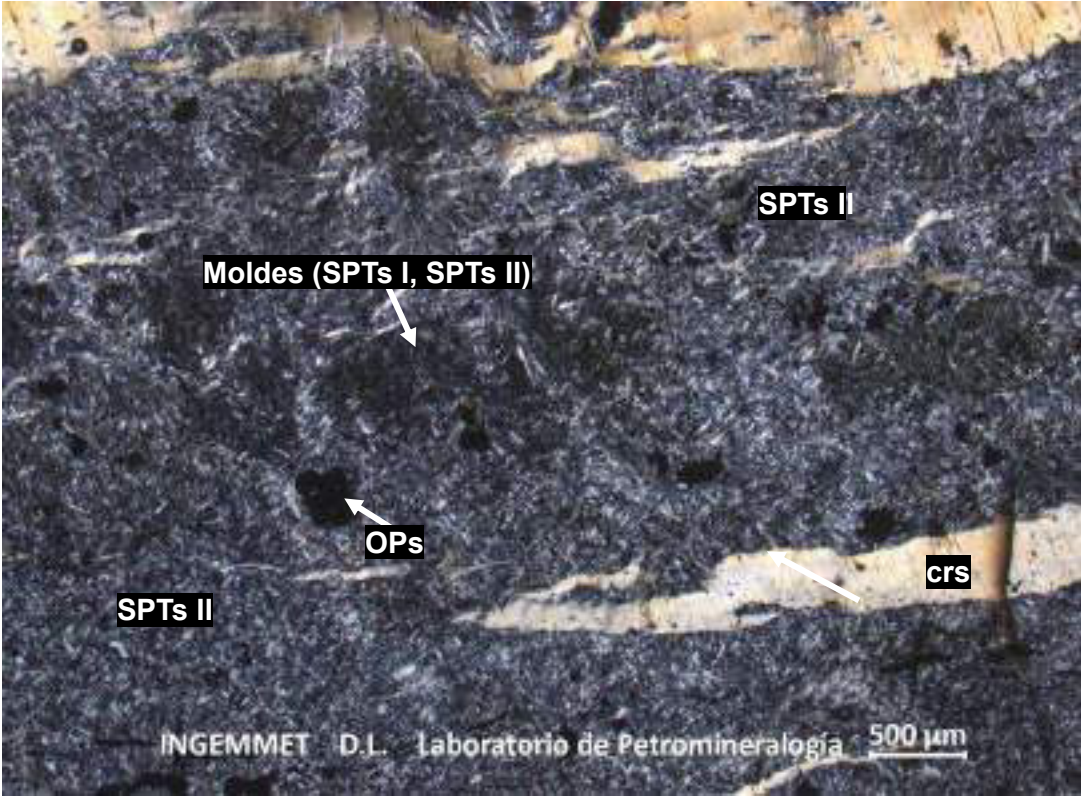
Estudio petrográfico	Muestra 20k-GR35-003
SERPENTINITA	
 Microfotografía A1.1. Roca metamórfica no foliada. Se compone de moldes rellenos de agregados de serpentinas: SPTs fibrosas asociadas con cloritas: CLOs, inmersos en una matriz más fina, también remplazada por serpentinas y cloritas: SPTs-CLOs. Se observan minerales opacos: OPs en los moldes e ingresando a través de fracturas. Luz transmitida – NX.	
Tipo: Metamórfica	Textura: Obliterada, Porfirítica relíctica.
Descripción: Roca metamórfica, no foliada, de textura porfirítica relíctica (ver Figura A1.1). Se compone de moldes de fenocristales de probables ferromagnesianos reemplazados por agregados de serpentinas y cloritas inmersos en una matriz a su vez remplazada por serpentinas y cloritas. Presenta minerales opacos con hábito cúbico diseminados. La muestra presenta microfracturas con espesores menores a 0,07mm compuestas por serpentinas fibrosas. Presenta fuerte serpentización.	
Alteración: Oxidación incipiente.	

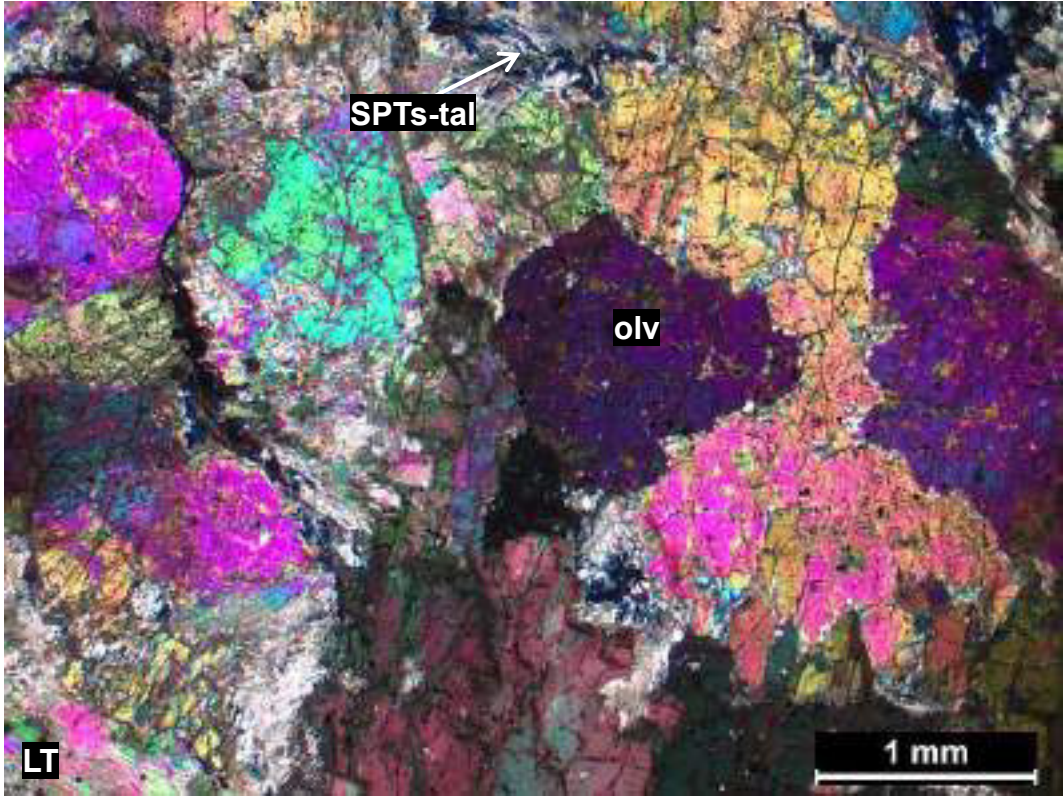
Estudio petrográfico	Muestra 20k-GR35-004
ANFIBOLITA	
	
Microfotografía A1.2. Roca metamórfica no foliada. Se observan los blastos de anfíboles: ANFs y plagioclasas albitizadas: PLGs, con cristales de cuarzo: cz intersticial, además ocurren disseminaciones de minerales opacos alterados: OPs. Luz transmitida - NX.	
Tipo: Metamórfica	Textura: Granoblástica
Descripción: Roca metamórfica no foliada, de textura granoblástica. Está compuesta de blastos de anfíboles, plagioclasas, epidota, minerales opacos y cuarzo; con escasas cloritas, biotita y apatito. EL protolito probable de la muestra corresponde a una roca intrusiva básica. Además, se observan cristales de apatito dispersos en la muestra.	
Alteración: Oxidación incipiente.	

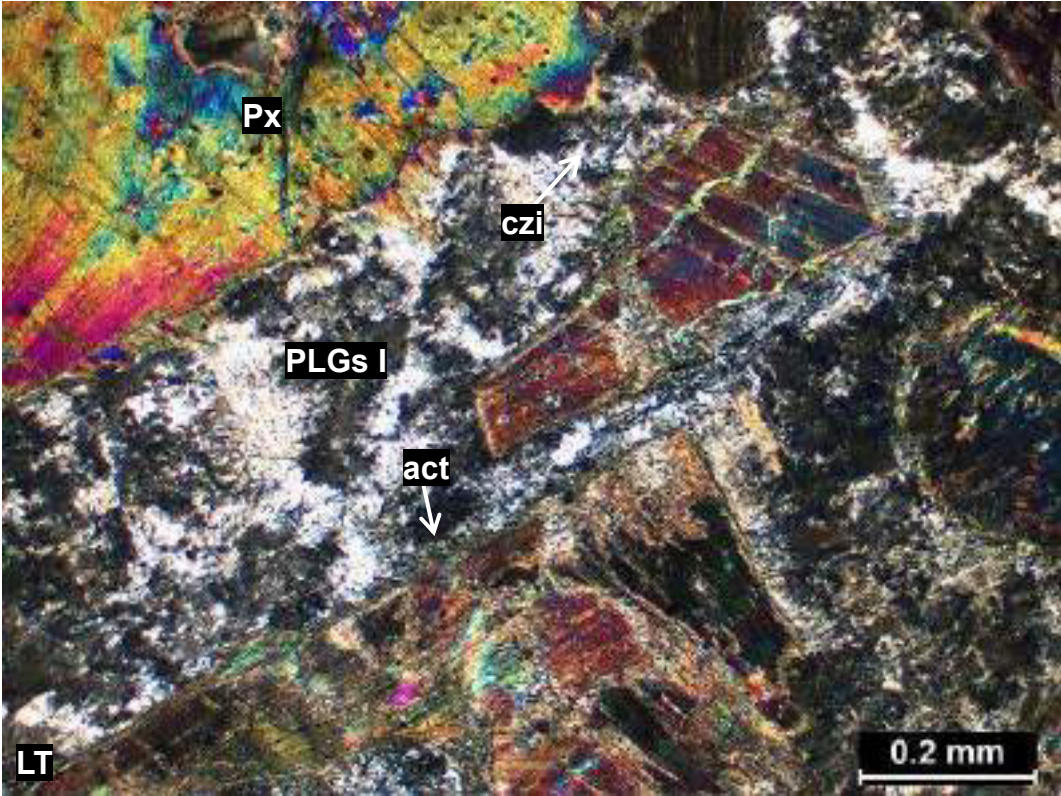
Estudio petrográfico	Muestra 20k-GR35-010
PÓRFIDO DIORÍTICO	
	
Microfotografía A1.3. Roca ígnea hipoabisal, con textura porfirítica. En la imagen se observa cristales prismáticos de plagioclasas alteradas a sericita y arcillas: PGLs(ser-ARCs) y en los espacios intercristalinos ocurren cristales de anfíboles: ANFs y biotita: bt, los cuales presentan inclusiones de minerales opacos: OPs. Luz transmitida - NX.	
Tipo: Hipabisal	Textura: Porfirítica.
Descripción: Roca ígnea hipoabisal, con textura porfirítica. Se compone de fenocristales de plagioclasas inmerso en una matriz de plagioclasas, anfíboles, minerales opacos y biotita. Los feldespatos presentan alteración a sericita, arcillas y epidota. Los minerales opacos están alterados a óxidos de hierro y ocasionalmente la biotita se encuentra alterada a clorita.	
Alteración: Sericitización débil, cloritización incipiente, oxidación incipiente, silicificación incipiente.	

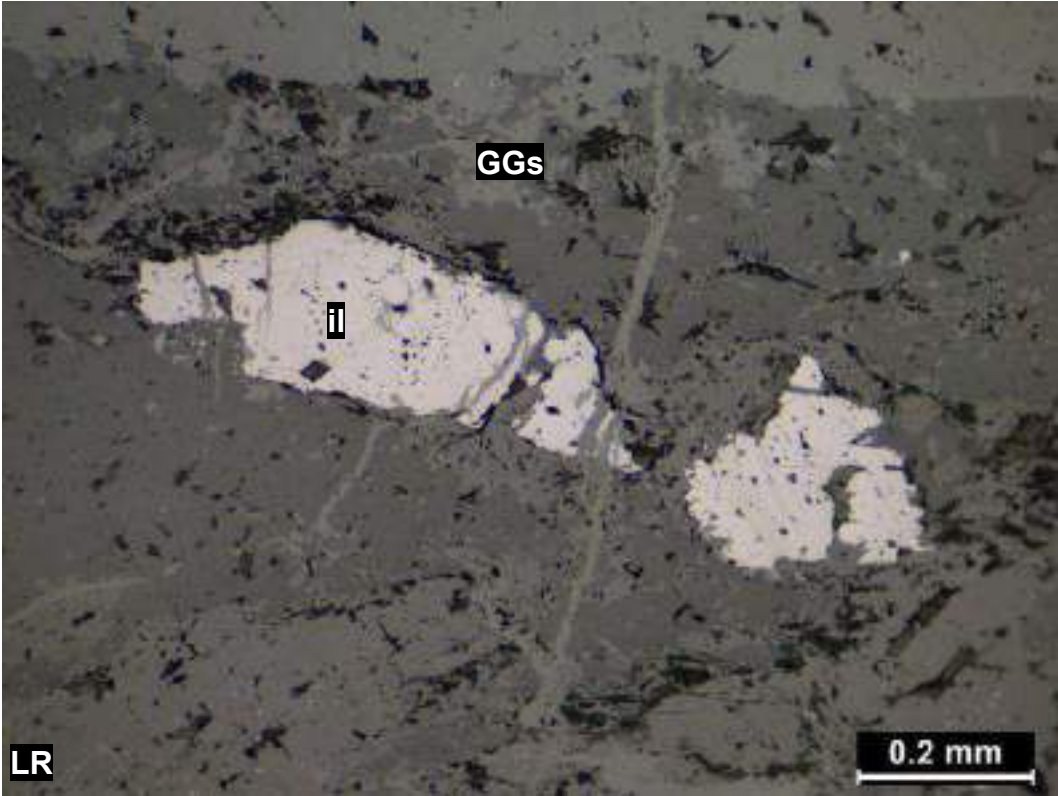
Estudio petrográfico	Muestra 20k-GR35-014
SERPENTINITA	
	
Microfotografía A1.4. Agregados fibrosos laminares de serpentinas: SPTs I como relleno de moldes de ferromagnesianos, asociados a talco: tal, carbonatos: CBs I y cloritas: CLOs; la matriz está reemplazada por agregados de serpentinas: SPTs II, y agregados fibrosos de serpentinas: SPTs III que cortan los demás minerales. Luz transmitida - NX.	
Tipo: Metamórfica	Textura: Lepidoblástica
Descripción: Roca metamórfica con textura lepidoblástica. Se encuentra constituida por moldes de ferromagnesianos reemplazados por serpentina I, talco, cloritas y carbonatos I, en una matriz reemplazada por serpentina II. Los cristales están cortados por serpentina III. Se observan minerales opacos en los fracturas y planos de clivaje de la serpentina II.	
Alteración: Serpentinización fuerte, carbonatación moderada, cloritización débil.	

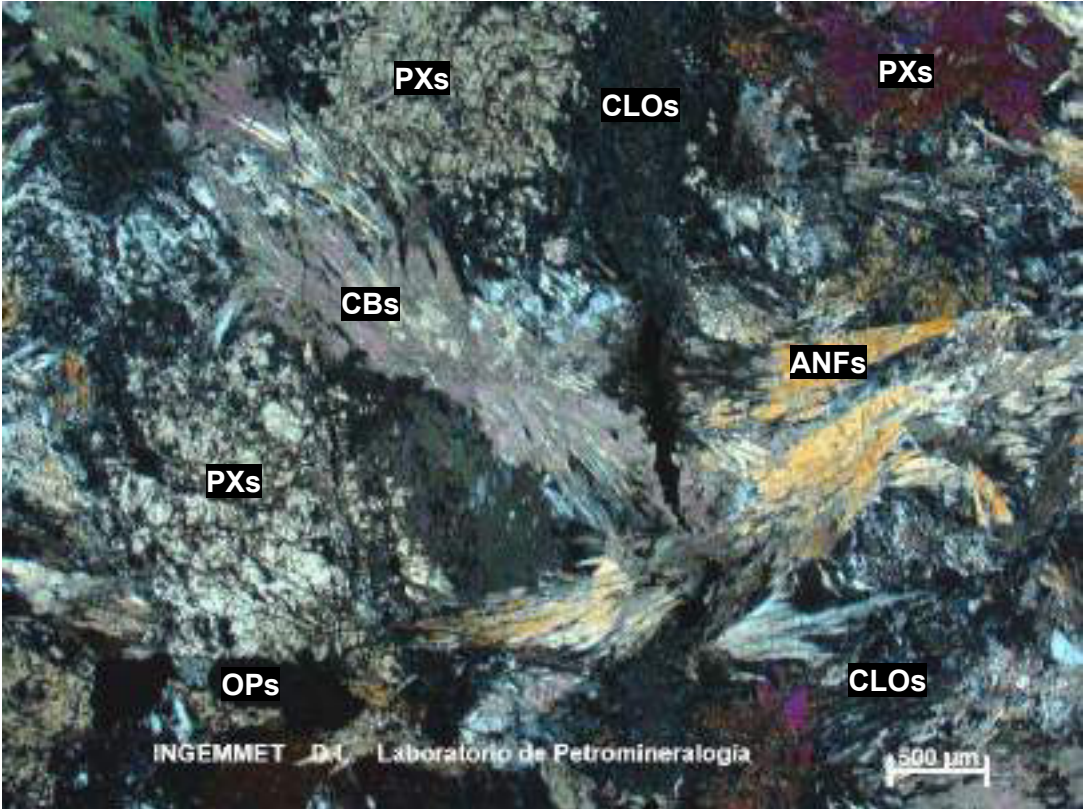
Estudio petrográfico	Muestra 20k-GR35-016
SERPENTINITA	
	
Microfotografía A1.5. Agregados microescamoso de serpentinas: SPTs I como relleno de moldes de cristales de posibles ferromagnesianos; la matriz está reemplazada por agregados fibrosos de serpentinas: SPTs II con una textura reticular con diseminaciones de minerales opacos: OPs, además se observan agregados fibrosos de serpentinas: SPTs III en vetillas que cortan la matriz asociada a talco: tal. Fotomicrografía en LT-NX.	
Tipo: Metamórfica	Textura: Luz transmitida - NX.
Descripción: Roca metamórfica conformada por moldes de cristales dispuestos en una matriz la cual ha sido completamente serpentinizada. Los moldes de cristales se encuentran reemplazados por agregados microescamosos de serpentinas I y talco. La matriz de la roca está conformada por agregados laminares de serpentinas II con minerales opacos diseminados. Además, presenta vetillas rellenas de serpentinas III y talco.	
Alteración: Serpentinización fuerte.	

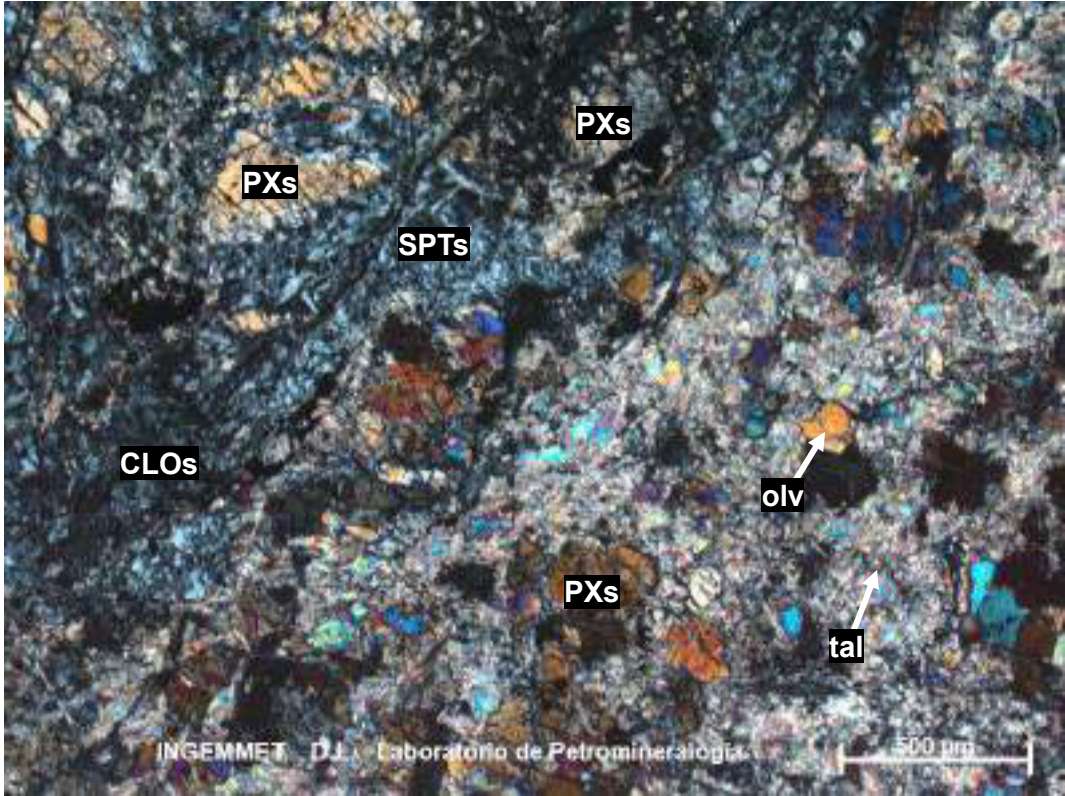
Estudio petrográfico	Muestra 20k-GR35-018
SERPENTINITA	
 Microfotografía A1.6. Agregados microescamoso de serpentinas: SPTs I como relleno de moldes de cristales, asociados a serpentinas: SPTs II; la matriz esta reemplazada por agregados microfibrosos de serpentinas: SPTs II con una textura reticular, además se observan agregados fibrosos de crisotilo: crs que cortan la matriz y los moldes de cristales. Luz transmitida - NX.	
Tipo: Metamórfica	Textura: Lepidoblástica
Descripción: Roca metamórfica con textura lepidoblástica. Se encuentra constituida por moldes de cristales reemplazados por serpentinas I, en una matriz reemplazada por serpentinas II con una textura reticulada. La roca está cortada por agregados fibrosos de crisotilo. Se observan minerales opacos diseminados y en los planos de clivaje de los cristales de crisotilo.	
Alteración: Serpentinización fuerte.	

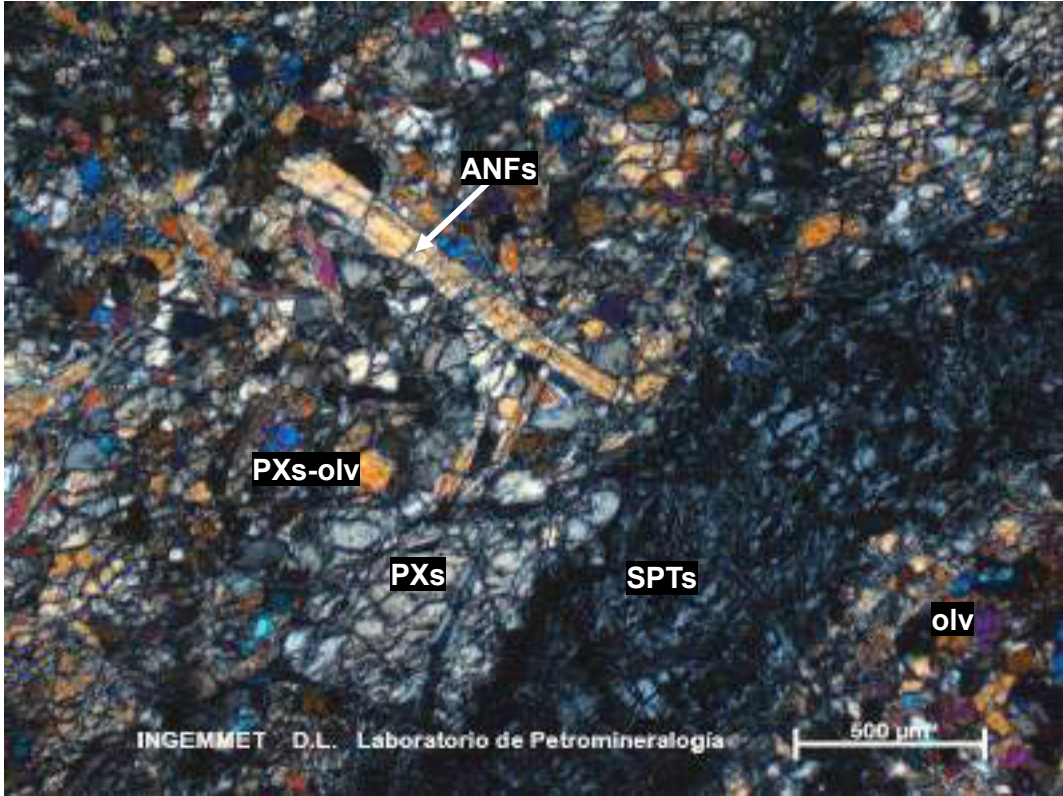
Estudio petrográfico	Muestra JC 176
METADUNITA	
	
Microfotografía A1.7. <i>Textura adcumulata conformada por cristales de olivino (olv), obsérvese el intercrecimiento de cristales de olivino alterados serpentina (SPTs) y talco (tal). Se observan además minerales opacos diseminados. Luz transmitida - NX.</i>	
Tipo: Metamórfica	Textura: Granoblástica. Adcumulata relictica
Descripción: Roca metamórfica con textura granoblástica compuesta por olivino y piroxeno, que muestran una textura adcumulata relictica, y como minerales accesorios presentan magnetita, pirita, mackinawita, bravoita e ilmenita. Los blastos de olivino y ortopiroxeno se muestran fracturas, plegados, y ocasionalmente exhiben deformación kinkbands. Se encuentran alterados por serpentinas y talco. Como producto de serpentización, presentan agregados de serpentina y talco en forma penetrativa y de venillas.	
Alteración: Serpentinización fuerte, carbonatación débil.	

Estudio petrográfico	Muestra R1487
GABRO METAMORFIZADO	
	
Microfotografía A1.8. Cristales de piroxenos (Px) y plagioclasas (PLGs). Los piroxenos se muestran deformados y alterados por actinolita (act), mientras que los cristales de plagioclasa muestran inclusiones de clinozoisita (czi). Luz transmitida - NX.	
Tipo: Metamórfica	Textura: Grano-lepidoblástica
Descripción: Roca metamórfica, correspondiente a un gabbro metamorfizado. Está constituido por cristales de plagioclasas y piroxenos deformados, además de cristales de espinela. Los cristales de piroxenos muestran exsolución lamelar y se encuentran parcialmente uralitizados, siendo reemplazados por anfíbol. Como minerales de metamorfismo se presentan talco, serpentina, actinolita y clinozoisita quienes alteran a los cristales de piroxenos y plagioclasas. En una sección de la muestra, se observa una shear zone, en el cual los piroxenos se encuentran intensamente deformados (similarmente como lo hacen las micas). El protolito corresponde a una gabronorita.	
Alteración: Serpentinización fuerte, uralitización débil.	

Estudio minerográfico	Muestra R1617
SERPENTINITA	
	
Microfotografía A1.9. Cristales de ilmenita (il) englobados por cristales de gangas no metálicas (GGs). Luz reflejada - N//.	
Tipo: Metamórfica	Textura: No Aplica
Descripción: Se encuentra conformada por cristales de gangas no metálicas con formas anhedrales de bordes irregulares y subangulosos, y formas subhedrales de hábito tabular y aciculares. Se encuentran englobando cristales de ilmenita, rutilo magnetita y pirita. La ilmenita se muestra como cristales anhedrales con bordes subredondeados a subangulosos, y subhedrales a euhedrales de hábitos prismáticos. Se presentan diseminados en toda la roca, y a lo largo de venillas e intersticios. La pirita se muestra como cristales anhedrales de bordes redondeados, se encuentran como inclusiones en los cristales de ilmenita. La magnetita se desarrolla como cristales anhedrales con bordes subredondeados a subangulosos, y subhedrales a euhedrales de hábitos prismáticos. Se presentan diseminados en toda la roca, y a lo largo de venillas e intersticios.	
Alteración: Serpentinización fuerte.	

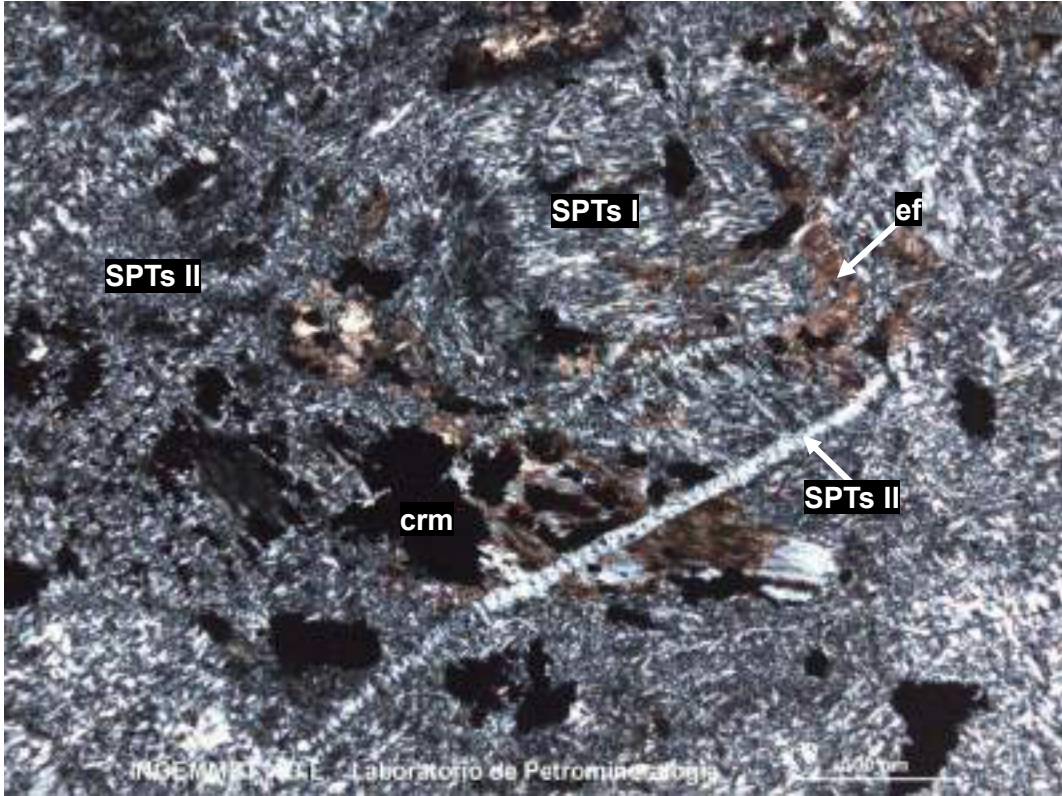
Estudio petromineragráfico	Muestra 20k-RMT-002
PIROXENITA HORNBLÉNDICA	
	
Microfotografía A1.10. Agregados de piroxenos: PXs con anfíboles: ANFs radiales; los cuales se encuentran reemplazados y alterados por carbonatos: CBs y por agregados fibrosos de cloritas: CLOs. Luz transmitida - NX.	
Tipo: Metamórfica	Textura: Granoblástica
Descripción: La muestra intrusiva con textura granular, se encuentra constituida por piroxenos y anfíboles, los cuales están alterados por cloritas y carbonatos. Asimismo, presenta cristales de magnetita, rutilo y pirrotita presentes como relleno de vetillas y que han ingresado por los intersticios, microfracturas y oquedades de los piroxenos y anfíboles. Además, se observa pirita como reemplazo de la pirrotita y vetillas con espesores menores a 0,8mm. Además, se tiene presencia de millerita y bravoita. La millerita se presenta como microcristales con formas anhedrales. Presentes en intersticios de cloritas y carbonatos, asociados con rutilo. También, se aprecian en microfracturas y oquedades de piroxenos y anfíboles. Algunos se encuentran reemplazados por bravoita desde sus bordes.	
Alteración: Cloritización moderada y carbonatación débil.	

Estudio petrominerográfico	Muestra 20k-RMT-003
PERIDOTITA SERPENTINIZADA	
	
Microfotografía A1.11. Cristales de piroxenos: PXs, olivinos: olv cortados e invadidos fuertemente por agregados microescamosos de serpentina: SPTs, talco: tal y cloritas: CLOs; posteriormente han sido reemplazados por agregados microfibrosos de cloritas: CLOs. Luz transmitida - NX.	
Tipo: Metamórfica	Textura: Granoblástica
Descripción: La muestra metamórfica con textura granoblástica. Se encuentra constituida por cristales de piroxenos, olivinos y magnetita, los cuales se encuentra englobados por blastos de serpentina, los cuales se muestran alterados por cloritas y talco. Asimismo, se observa microcristales de cristales de pirrotita y pirita; que rellenan vetillas de espesores menores a 0,20 mm y cavidades. Además, presenta millerita y bravoita.	
Alteración: Serpentinización moderada y cloritización débil.	

Estudio petromineralográfico	Muestra 20k-RMT-004
METAPERIDOTITA	
	
Microfotografía A1.12. Cristales de piroxenos: PXs, olivinos: olv y anfíboles: ANFs, invadidos por blastos de serpentina: SPTs a través de sus intersticios. Se aprecia agregados de cloritas: CLOs que reemplaza a la serpentina. Luz transmitida – NX.	
Tipo: Metamórfica	Textura: Granoblástica
Descripción: Roca metamórfica de textura granoblástica, se encuentra constituida por cristales de piroxenos, olivinos y anfíboles, que se encuentran englobados por agregados microfibrosos de serpentina. La roca esta alterada por agregados de cloritas y talco. Posteriormente, han sido cortados por vetillas rellenas por agregados fibrosos de cloritas II en algunos sectores de estas vetillas presentan relictos de cloritas I con magnetita y microcristales de pirrotita y pirita asociados con las cloritas II. Además, se tiene presencia de minerales de níquel (heazlewoodita, bravoita, vaesita y niquelita).	
Alteración: Cloritización moderada y serpentinización débil.	

Estudio petrominerográfico	Muestra 20k-RMT-006
SERPENTINITA	
	
Microfotografía A1.13. Agregados fibrosos de serpentinita I: SPTs I y serpentinita II: SPTs II, asociados con magnetita: mt y con ligeras impregnaciones de talco: tal. Luz transmitida – NX.	
Tipo: Metamórfica	Textura: Lepidoblástica
Descripción: Roca metamórfica de textura lepidoblástica, constituida por moldes de cristales que se encuentran reemplazados por agregados microfibrosos de serpentinita I y serpentinita II, las cuales se encuentra reemplazados por carbonatos y talco. Asimismo, presenta cristales de magnetita asociados a cloritas y óxidos de cromo con hierro, a modo de parches junto a millerita y bravoita.	
Alteración: Serpentinización moderada y cloritización débil.	

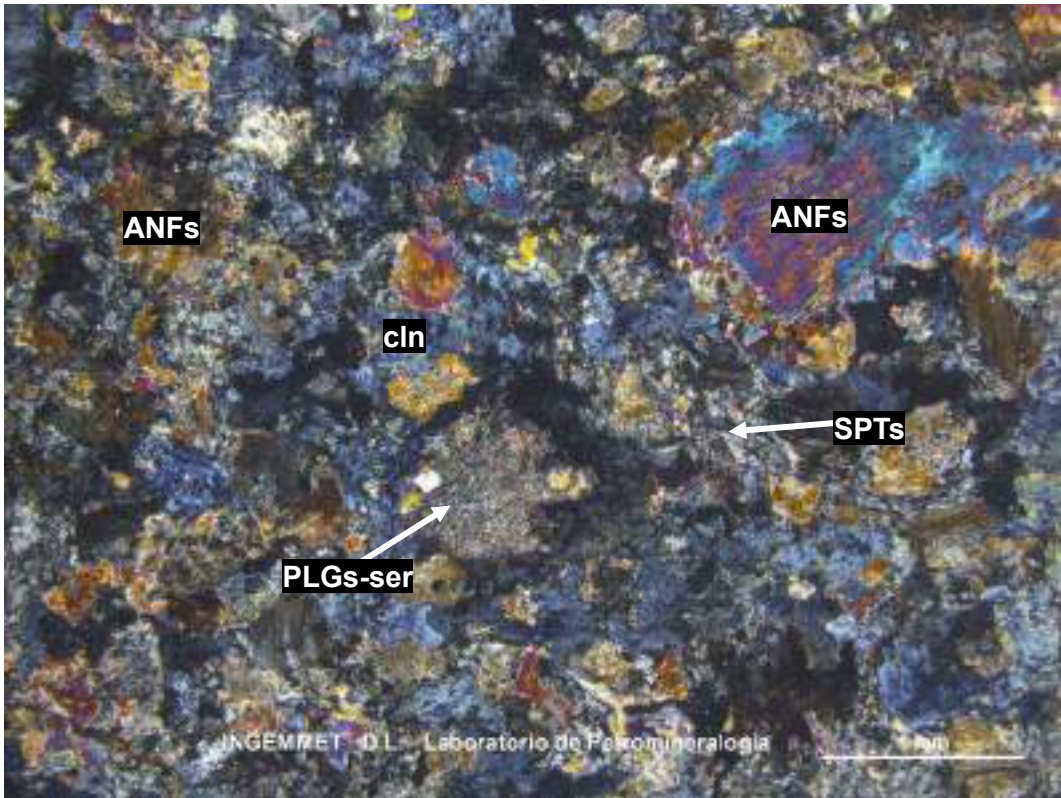
Estudio petrominerográfico	Muestra 20k-RMT-007
SERPENTINITA	
	
Microfotografía A1.14. Agregados microfibrosos de serpentina I (SPTs I) que han sido invadidos por agregados microescamosos de serpentina II (SPTs II) y posteriormente ambos cortados por agregados lenticulares de crisotilo (crs). Luz transmitida – NX.	
Tipo: Metamórfica	Textura: Lepidoblástica
Descripción: Roca metamórfica con textura lepidoblástica. Se encuentra constituida por moldes de cristales reemplazados por serpentina I y II, además está cortada por agregados finos de crisotilo. Asimismo, se observa agregados de magnetita y óxidos de cromo y hierro, a modo de parches diseminados en serpentinas, además de microcristales diseminados de millerita.	
Alteración: Serpentinización intensa y oxidación débil.	

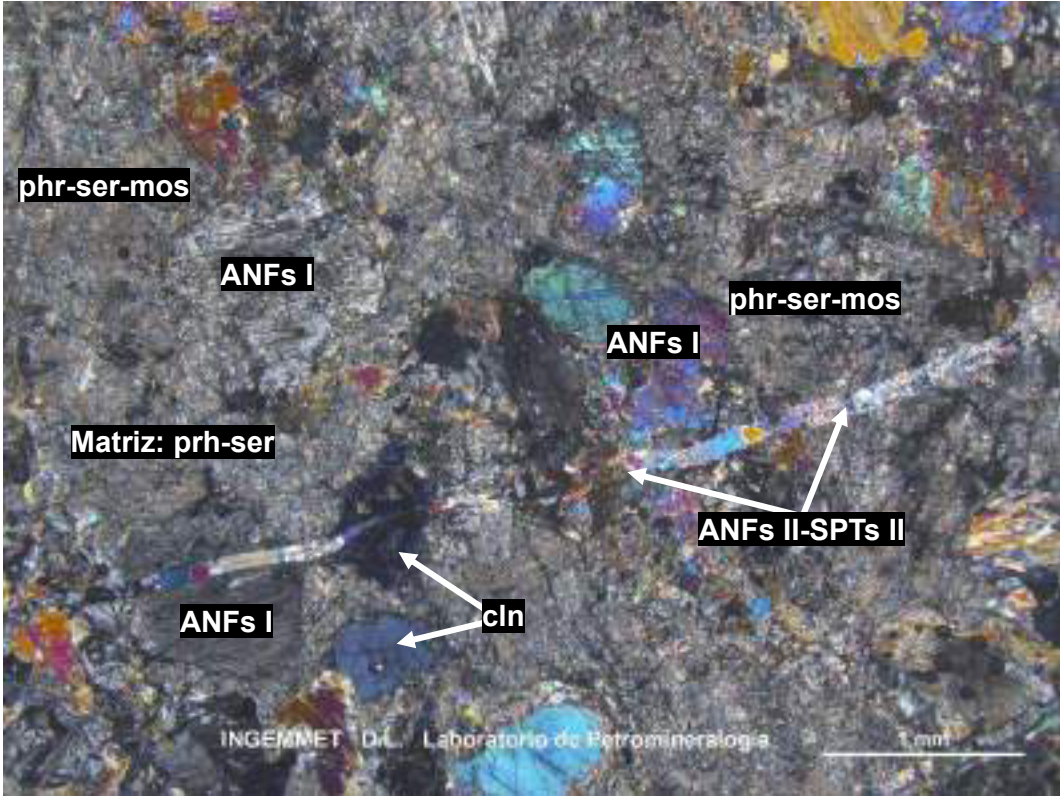
Estudio petromineralográfico	Muestra 20k-RMT-008
SERPENTINITAS	
	
Microfotografía A1.15. Moldes de ferromagnesianos compuesto por serpentina I: SPTs I: y esfena: ef. Los opacos corresponden a cromita: crm. Matriz reemplazada por serpentina II: SPTs II y vetilla de serpentina III: SPTs III. Luz transmitida – NX.	
Tipo: Metamórfica	Textura: Lepidoblástica
Descripción: Roca metamórfica alterada. Está compuesta por ferromagnesianos alterados a serpentina I (moldes), asociados a cromita y esfena. La cromita está reemplazada por magnetita. Se observa millerita relleno de cavidades. La matriz está reemplazada por agregados de serpentina II y está cortada por vetillas de serpentina III. Además, presenta millerita relleno de cavidades.	
Alteración: Serpentinización intensa.	

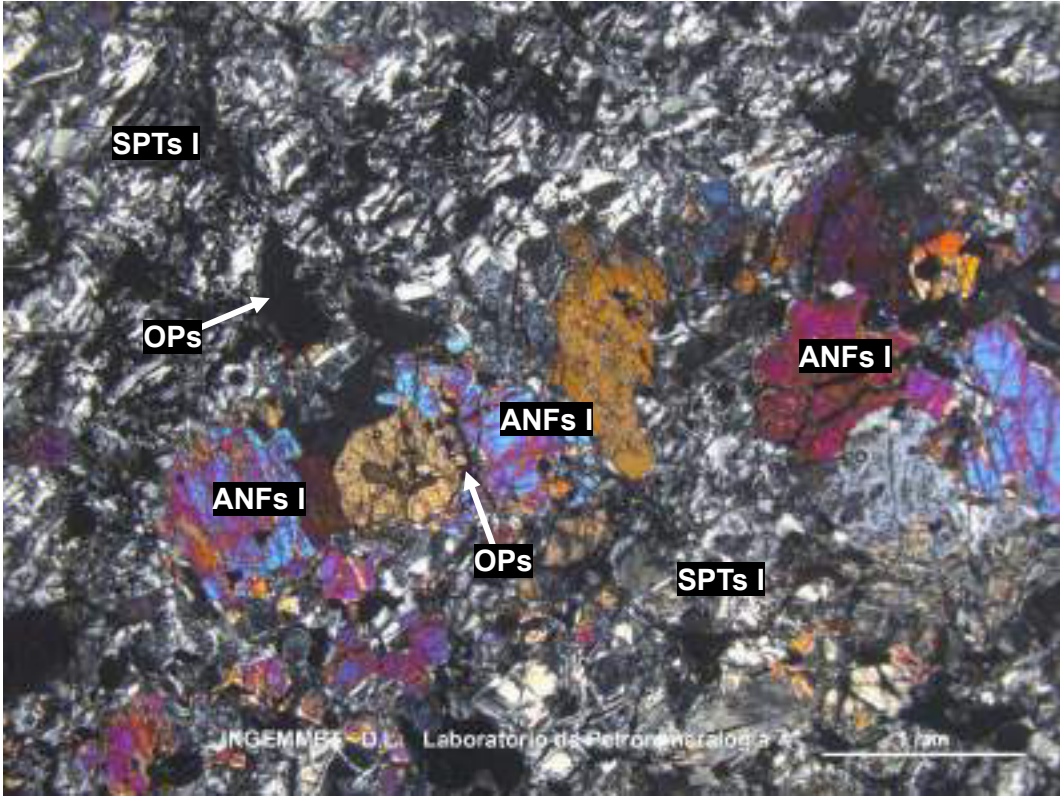
Estudio petrominerográfico	Muestra 20k-RMT-009
SERPENTINITAS	
	
Microfotografía A1.16. Cristales de olivino: olv reemplazados por carbonatos: CBs y agregados fibrosos de serpentina II: SPTs II. Vetilla de crisotilo. Luz transmitida – NX.	
Tipo: Metamórfica	Textura: Reemplazamiento
Descripción: Roca metamórfica está compuesta por olivinos alterados, presentándose como relictos. Contiene escasos moldes de ferromagnesianos con serpentina I. La matriz está alterada a serpentina II y carbonatos. Asimismo, presenta cromita que, a su vez, está reemplazada por magnetita. La millerita se encuentra en cavidades. Además, se observa crisotilo y esfena en vetillas.	
Alteración: Serpentinización intensa y carbonatación moderada.	

Estudio petrominerográfico	Muestra 20k-RMT-011
SERPENTINITAS	
	
Microfotografía A1.17. Agregados fibrosos laminares de serpentina II: SPTs II con diseminación de magnetita I: mt I. Serpentina III, magnetita III y talco en fracturas: SPTs III-mt III-tal. Luz transmitida – NX.	
Tipo: Metamórfica	Textura: Reemplazamiento
Descripción: Roca metamórfica. Está compuesta por ferromagnesianos alterados a serpentina I (moldes). La matriz está alterada y compuesta por serpentina II con diseminación de magnetita I. Contiene cromita reemplazada por magnetita II y millerita rellenando cavidades. La muestra presenta fracturas con relleno de serpentina III, magnetita III y talco.	
Alteración: Serpentinización intensa.	

ZONA CHINCHAO

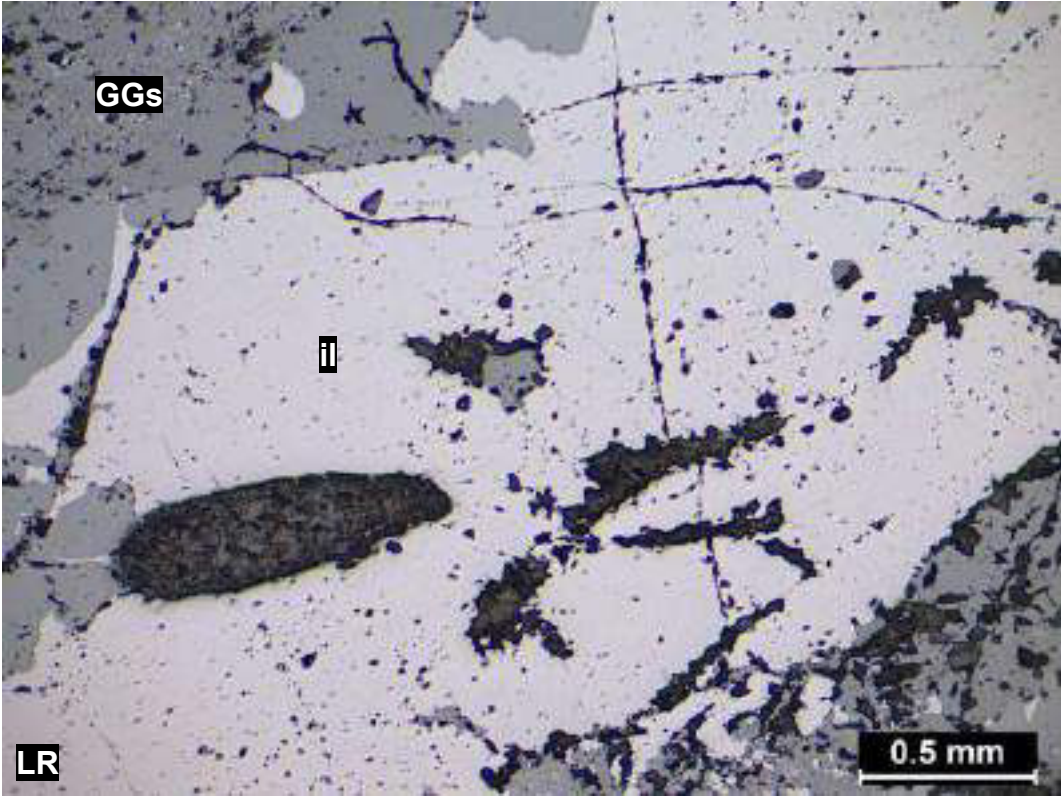
Estudio petromineralográfico	Muestra 20k-GR35-033
GNEIS DE CLINOZOISITA Y ANFÍBOLES	
	
Microfotografía A1.18. Roca metamórfica con textura granoblástica. En la imagen se observa blastos anhedrales de clinozoisita: cln, intercrecidos con anfíboles: ANFs; de forma intersticial se observan agregados de serpentinas (SPTs). También se distinguen moldes de plagioclasas alteradas a sericita: PGLs-ser. Luz transmitida – NX.	
Tipo: Metamórfica	Textura: Granoblástica
Descripción: Roca metamórfica, de textura granoblástica. Se compone de agregados granoblásticos de clinozoisita, anfíboles y escasas plagioclasas intercrecidos con agregados de serpentinas y moscovita microescamosa. Las serpentinitas se presentan como agregados microfibrosos o microescamosos, se presentan de forma intersticial en los agregados de clinozoisita y anfíboles, muchas veces en forma de lentes. También ocurren remplazando débilmente a los cristales de anfíboles. Como accesorios se observan escasos cristales de esfena y óxidos de titanio.	
Alteración: Serpentinización débil.	

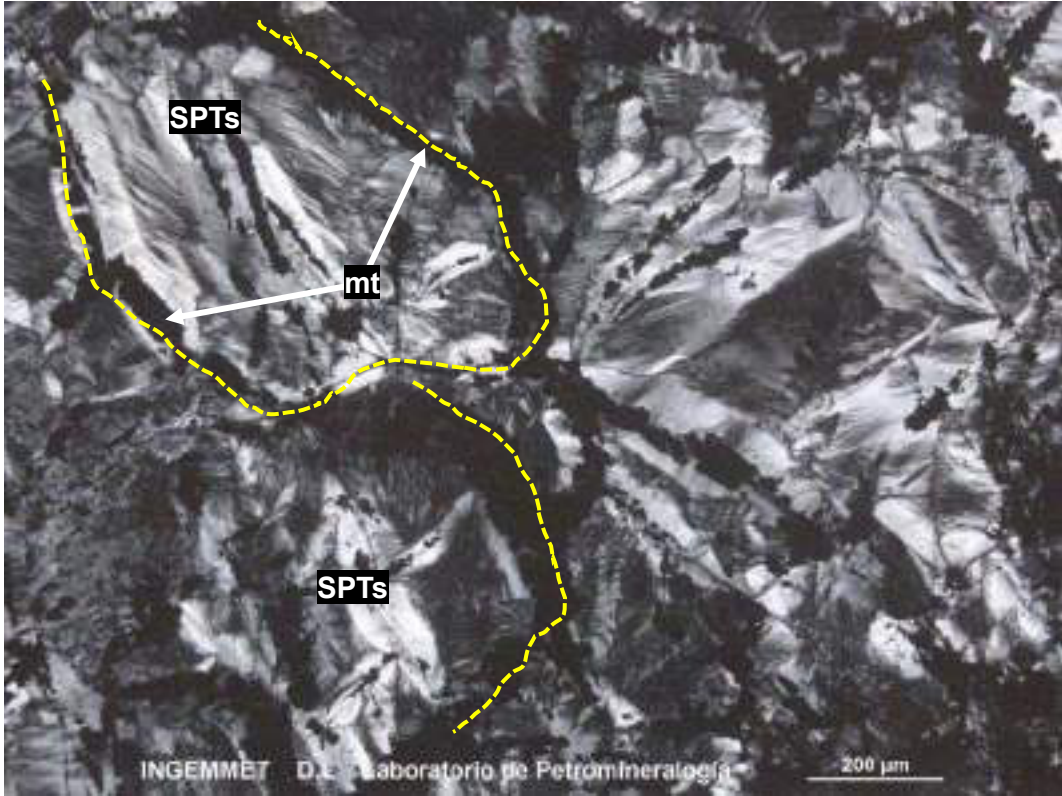
Estudio petrominerográfico	Muestra 20k-GR35-034
METAINTRUSIVO	
	
Microfotografía A1.19. Roca metamórfica conformada por blastos de anfíboles I: ANFs I y clinozoisita: cln, inmersos en moldes irregulares rellenos de prehnita, sericita y moscovita: prh-ser-mos. Se observa una venilla con relleno de anfíboles II y serpentinas II: ANFs II-SPTs II. Luz transmitida – NX.	
Tipo: Metamórfica	Textura: Granoblástica
Descripción: Roca metamórfica con textura granoblástica. Se compone de blastos de anfíboles I, clinozoisita y moldes de cristales. Entre los moldes se distinguen posibles moldes de feldespatos rellenos de prehnita, sericita, y moscovita, y moldes granulares rellenos de serpentinas I con coronas de anfíboles I. La muestra es atravesada por venillas de anfíboles II, serpentinas II y carbonatos.	
Alteración: No presenta.	

Estudio petrominerográfico	Muestra 20k-GR35-035
SERPENTINITAS	
	
Microfotografía A1.20. Roca metamórfica. Está conformada por cristales de anfíboles: ANFs inmersos en agregados de serpentinas I: SPTs I, estos últimos dispuestos generalmente en moldes. Se observan minerales opacos: OPs relleno de intersticios y microfrazuras. Luz transmitida – NX.	
Tipo: Metamórfica	Textura: Granoblástica relíctica
Descripción: Roca metamórfica no foliada, textura granoblástica relíctica. Se compone de moldes rellenos de serpentinas I y cloritas I, intercrecidos con anfíboles. Las serpentinitas I se presentan como agregados fibrosos, se presentan en moldes irregulares, con centros rellenos de cloritas I. Son el componente principal de la muestra. Están remplazando débilmente a anfíboles. Se observan minerales opacos en agregados, dispuestos en intersticios e ingresando a través de microfrazuras. La roca está cortada por microvetillas compuestas por serpentinas II asociadas con cloritas II.	
Alteración: Serpentinización fuerte, oxidación débil.	

Estudio petromineralográfico	Muestra 20k-GR35-036
SERPENTINITAS	
	
Microfotografía A1.21. Roca metamórfica de textura lepido-nematoblástica. Se compone de moldes de porfidoblastos rellenos de serpentinas I: SPTs I parcialmente remplazados por piroxenos: PXs de la matriz. La matriz está constituida principalmente por agregados fibrosos de serpentinas II intercrecidos con minerales ferromagnesianos microgranulares y aciculares entre los que se distinguen anfíboles, olivinos y piroxenos: SPTs II-ANFs-OLVs-PXs. Se distingue un sector de la matriz conformado principalmente por serpentinas II y piroxenos: SPTs II-PXs. Luz transmitida – NX.	
Tipo: Metamórfica	Textura: Lepido-nematoblástica relictica
Descripción: Roca metamórfica foliada, de textura lepido-nematoblástica (porfirítica relictica). Se compone de moldes de porfidoblastos rellenos de serpentinas I y en ocasiones con relictos de olivinos inmersos en una matriz de serpentinas II, olivinos, piroxenos y anfíboles. Los olivinos se muestran como cristales de formas subhedrales y con hábito granular. Ocurren como cristales relicticos, fuertemente remplazados por serpentinas II y anfíboles desde sus bordes y a través de sus fracturas. Los piroxenos ocurren como cristales relicticos fuertemente remplazados por serpentinas II y cloritas a partir de sus bordes y a través de sus fracturas. Los anfíboles se observan como cristales subhedrales prismáticos en agregados granulares, se encuentran intercrecidos con serpentinas, conformando la matriz. También se le encuentra remplazando parcialmente a olivinos, piroxenos e ingresando a los moldes de porfidoblastos. Además, se presentan diseminaciones de minerales opacos. El protolito de la muestra parece corresponder a una roca ígnea intrusiva o hipoabisal ultrabásica.	
Alteración: Serpentinización fuerte, oxidación débil.	

Estudio petrominerográfico	Muestra 20k-GR35-039
SERPENTINITAS	
	
Microfotografía A1.22. Roca metamórfica con textura relict, conformada por estructuras nodulares a elipsoidales de serpentinas (SPTs), con carbonatos I (CBs I) intersticiales. Se observan algunos blastos de minerales opacos (OPs) y agregados de cloritas (CLOs). Luz transmitida – NX.	
Tipo: Metamórfica	Textura: Granoblástica relictica
Descripción: Roca metamórfica con textura relict y estructura nodular, conformada por nódulos algo elongados de serpentinas (con diseminaciones de minerales opacos [magnetita]), entre los que se ubican carbonatos I. Las serpentinitas se presentan como agregados de aspecto fibroso que tienen lugar en estructuras nodulares a elipsoidales, con frecuencia algo irregulares, delimitadas por carbonatos I, en ocasiones muestra hábito tabular, en agregados flexionados. La magnetita se muestra como blastos de formas anhedrales a subhedrales (aspecto granular) y hábito isométrico, que ocurren dispersos en los agregados nodulares de serpentinas, a menudo con tendencia a formar arreglos lineales. Se observan, además, cantidades menores de cloritas, mayormente entre los carbonatos I. Carbonatos II ocurren rellenando una venilla, óxidos de hierro como impregnaciones y óxidos de manganeso entre planos de serpentinas.	
Alteración: Serpentinización fuerte, carbonatación débil, oxidación incipiente.	

Estudio mineragráfico	Muestra R897
SERPENTINITAS	
	
Microfotografía A1.22. Cristales de ilmenita (il) englobados por cristales de gangas no metálicas (GGs). Luz reflejada – N//.	
Tipo: Metamórfica	Textura: No aplica
Descripción: Roca metamórfica se encuentra conformada por cristales de gangas no metálicas (GGs) con formas anhedrales de bordes irregulares y subangulosos, y formas subhedrales de hábito tabular y aciculares. Se encuentran englobando cristales de ilmenita, magnetita y pirita. La ilmenita se muestra como cristales anhedrales subredondeados, se encuentran diseminados en toda la roca, y en forma de venillas. Exhibe, además, ocasionalmente, disseminaciones de rutilo. La pirita se observa como cristales subhedrales de hábito cúbico y anhedrales de bordes irregulares. Se encuentran diseminados en la muestra.	
Alteración: Serpentinización fuerte.	

Estudio petrominerográfico	Muestra 20k-RMT-014
SERPENTINITAS	
	
Microfotografía A1.22. Agregados fibrosos de serpentina: SPTs en moldes de ferromagnesianos (probables olivinos). Agregados de magnetita (mt) dispuestos alrededor de los moldes. Luz transmitida – NX.	
Tipo: Metamórfica	Textura: No aplica
Descripción: Roca metamórfica. Está compuesta por moldes de ferromagnesianos reemplazados por serpentina. Presenta magnetita dispuestos de manera regular alrededor de los moldes. Además, contiene millerita relleno de cavidades.	
Alteración: Serpentinización intensa.	

Anexo 2

DATA QUÍMICA SEM-EDS

Muestra JC 176

Las concentraciones están en porcentajes.

Mineral	Si	O	Mg	Fe	Ca	Al	Cr	Ni	Co	S	V	As	Ti	Sb
Tremolita	28.85	45.12	15.49		10.53									
Talco	31.78	48.26	19.95											
Cromita		21.67		53.10			23.33				1.89			
Olivino	20.00	40.07	29.04	10.90										
Nichromita		23.30		49.86			19.68	7.17						
Tremolita	28.71	46.24	15.40		9.65									
Talco	22.31	52.27	25.42											
Violarite				23.55				40.49	2.34	33.63				
Cromita		25.26		45.70			29.03							
Talco	20.09	52.85	27.07											
Tremolita	29.77	45.01	15.37		9.86									
Heazlewoodite								70.55		29.45				
Violarite				23.83				38.80	3.02	34.36				
Lizardita	17.17	51.22	24.05			7.56								
Tremolita	26.89	48.51	18.35		6.26									
Bowlingita	18.37	50.05	23.71			7.87								
Cromita		32.76		43.78			23.46							
Olivino	20.99	38.94	31.77	8.30										
Talco	23.05	50.30	26.65											
Maucherite								50.47				49.53		
Cromita		27.08		35.78			37.14							
Olivino	20.05	40.90	32.07	6.98										
Magnetita-Cr		26.55		50.64			22.81							
Tremolita	29.31	45.32	15.63		9.74									
Bowlingita	18.33	50.35	23.69			7.62								
Tremolita	28.62	45.80	15.27		10.30									
Talco	32.19	46.76	21.05											
Cromita		25.55		48.49			25.96							
Tremolita	29.87	45.27	15.21		9.65									
Pirrotita				61.17						38.83				

Nota: Los análisis corresponden a resultados puntuales de química mineral obtenidos mediante SEM-EDS (semicuantitativos). En cada región seleccionada de la briqueta se realizaron varios análisis puntuales independientes, por lo que un mismo mineral puede repetirse en la lista al provenir de distintos puntos analizados dentro de la muestra. El orden vertical de los minerales responde únicamente a la secuencia de los puntos analizados (Punto 1, Punto 2, Punto 3, etc.) y no implica abundancia modal ni criterio composicional. No se efectuó estimación porcentual modal por EDS debido a limitaciones de tiempo instrumental durante el análisis.

Mineral	Si	O	Mg	Fe	Ca	Al	Cr	Ni	Co	S	V	As	Ti	Sb
Bowlingita	18.27	50.38	23.90			7.46								
Ilmenita		35.44		33.97									30.59	
Bowlingita	17.48	50.77	24.06			7.69								
Tremolita	29.26	45.53	15.26		9.95									
Cromita		28.42		53.66			17.93							
Tremolita	29.06	45.58	15.23		10.13									
Forsterita	32.19	47.97	19.85											
Cromita		17.20		56.73			26.07							
Tremolita	30.19	43.61	15.99		10.20									
Pentlandita				24.76				38.82	1.91	34.51				
Cromita		25.61		50.04			24.35							
Bowlingita	17.93	50.81	23.32			7.94								
Tremolita	29.77	44.87	15.54		9.82									
Nickelita								41.84				52.74		5.42
Bowlingita	16.61	49.28	22.80	2.65		7.18	1.48							
Tremolita	28.92	44.55	14.17	2.71	9.66									
Olivino	19.87	40.11	30.80	9.23										
Cromita		25.48		45.13			29.39							
Tremolita	28.77	46.31	14.80		10.12									
Millerita								69.17		30.83				
Maucherita								49.42				50.58		
Cromita		26.79		49.44			21.62						2.15	
Bowlingita	17.45	51.86	23.64			7.05								
Tremolita	29.43	46.13	14.44		9.99									
Tremolita	30.17	44.98	14.94		9.90									
Dolomita		56.88	16.44		26.67									
Cromita		16.10		43.29			34.88	5.73						
Tremolita	28.37	45.47	15.85		10.30									
Cromita		26.89		45.12			22.77						5.22	
Bowlingita	18.32	51.22	23.27			7.19								
Bowlingita	18.95	50.78	24.04			6.23								
Cromita		25.80		54.22			19.97							
Olivino	21.35	39.77	31.60	7.28										

Muestra R1617

Las concentraciones están en porcentajes.

Mineral	Si	O	Mg	Fe	Ca	Al	Cr	Ni	Sr	Cl	F	P	Ti	Sb	Mn	K	Na
Ortoclase	30.95	45.34				10.41										13.29	
Actinolite	25.01	43.22	7.68	12.55	9.11	2.43											
Titanite	8.14	49.78			10.54								31.54				
Albite	31.86	47.08			1.26	11.73											8.07
Ilmenite		32.81		32.25									31.63		3.31		
Actinolite	26.7	43.63	9.82	10.76	9.09												
Aluminotaramite	19.89	41.34	5.05	14.63	8.23	9.22											1.63
Albite	31.82	46.72		0.18	1.41	11.86										0.15	7.86
Apatite		39.05			39.77						2.43	18.75					
Actinolite	25	44.65	9.98	10.87	7.51	1.99											
Oligoclase	29.16	46.4			4.53	13.85											6.07
Ni-Cromite		30.81		50.9			10.46	7.83									
Titanite		32.59		32.69									31.77		2.95		
Actinolite	26.54	42.8	10.18	10.37	8.45	1.4									0.26		
Oligoclase	30.62	46		0.17	3.34	13.21										0.08	6.57
Titanite		33.75		32									30.9		3.35		
Albite	31.56	46.78			1.9	12.11											7.64
Clinozoisite	18.22	43.54		7.28	16.71	14.06									0.18		
Ni-Cromite		32.62		51.86			9.79	5.72									
Ortoclase	30.84	45.25				10.43										12.95	0.53
Nichromite		32.11		46.3			15.86	5.73									
Clinozoisite	18.58	44.37		3.98	16.94	16.14											
Ortoclase	30.99	45.15				10.28										13.58	
Apatite		39.19			39.54						2.58	18.69					
Albite	31.44	46.87			1.65	11.98										0.35	7.71
Ortoclase	30.67	45.56				10.34										13.43	
Clinozoisite	18.4	43.63		3.44	16.99	16.39			1.15								
Titanite		32.23		32	0.27								32.12		3.38		
Actinolite	25.92	43.88	9.67	10.3	8.47	1.78											
Albite	31.44	47.14		0.47	1.24	11.44				0.06						0.13	8.08
Titanite		32.62		32.23									31.67		3.48		
Albite	31.78	47.04			1.33	11.76											8.1
Actinolite	26.09	44.16	10.14	9.98	8.56	1.08											
Ni-Cromite		4.97		76.81			2.34	15.89									

Muestra R2000

Las concentraciones están en porcentajes.

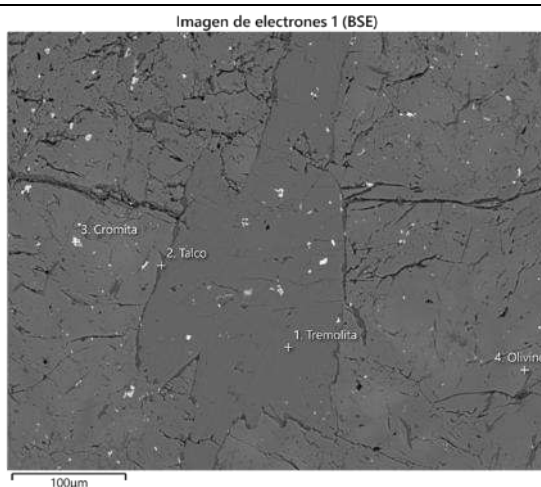
Mineral	Si	O	Mg	Fe	Ca	Al	Cr	Ni	P	Ti	Sb	Mn
Ni-Cromita		34.72		56.01			4.23	5.04				
Magnetita		27.44		72.56								
Andradita-Grosularia	17.52	40.83		13.51	23.69	4.45						
Clinocloro	13.35	46.60	12.42	16.34		11.29						
Ni-Cromita		33.05		54.24			3.04	7.56		2.11		
Magnetita		27.46		72.54								
Rutilo	14.98	39.40		0.00	21.19					24.43		
Clinocloro	13.44	45.82	11.30	18.41		11.03						
Nichromita		38.27		54.37			2.79	4.58				
Magnetita		29.30		70.70								
Aegirina-augita	17.14	38.37	5.18	16.41	17.16	5.74						
Clinocloro	13.65	46.64	13.74	14.69		11.28						
Hiperstena-Clinocloro	13.13	45.86	11.02	18.98		11.00						
Andradita-Grosularia	17.49	40.91		13.98	23.77	3.85						
Clinocloro	14.08	48.40	16.41	10.28		10.83						
Ilmenita		32.45		30.36						31.84		5.35
Titanita	14.78	41.39			20.12	0.52				23.18		
Magnetita		27.71		72.29								
Clinocloro	14.70	49.38	17.23	8.72		9.96						
Pigeonita	13.47	47.71	14.01	13.81		11.00						
Magnetita		29.76		70.24								
Clinocloro	13.00	46.33	11.54	17.90		11.24						
Andradita-Grosularia	17.62	41.02		12.92	23.66	4.78						
Clinocloro	14.42	48.53	16.72	9.43	0.14	10.76						
Ilmenita		33.62		32.39						30.48		3.51
Ni-Cromita		20.17		59.12			13.34	7.37				
Andradita-Grosularia	17.00	38.49		9.98	23.32	2.90				8.31		
Clinocloro	14.12	47.18	13.95	14.61		10.14						
Apatito		42.88			38.65				18.47			
Ilmenita		33.22		33.12						30.45		3.20
Andradita	17.82	41.09		16.64	24.45							
Pigeonita-clinocloro?	13.54	47.73	13.69	13.84	0.17	11.03						
Andradita-Grosularia	17.36	40.22		15.41	23.68	3.33						
Andradita-Grosularia	16.61	41.41		12.82	23.60	3.63				1.93		

Anexo 3

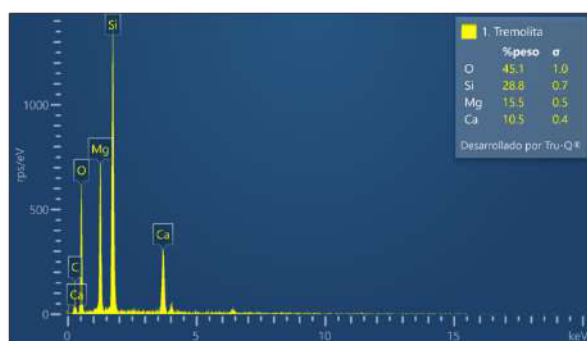
IMÁGENES, ESPECTROS Y MAPEOS SEM-EDS

Muestra JC 176

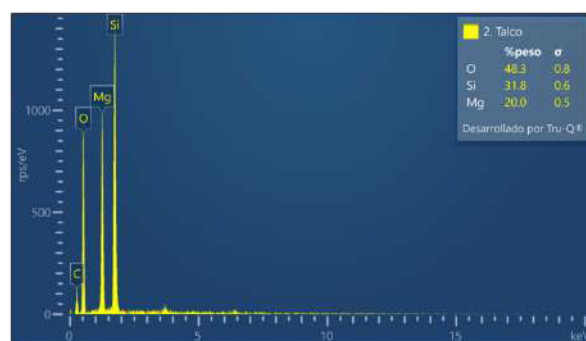
Muestra JC 176: Imagen SEM-EDS 1



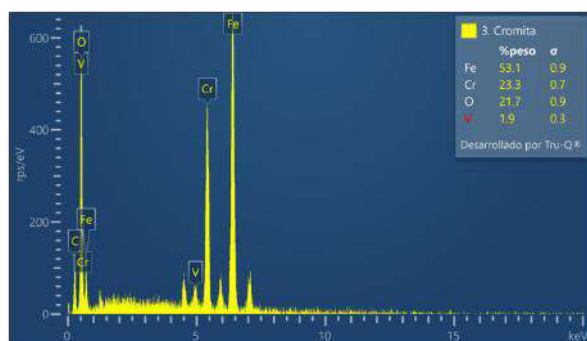
Espectros del 1 al 4. Olivino alterado por talco y tremolita. Se observa cromita diseminada.



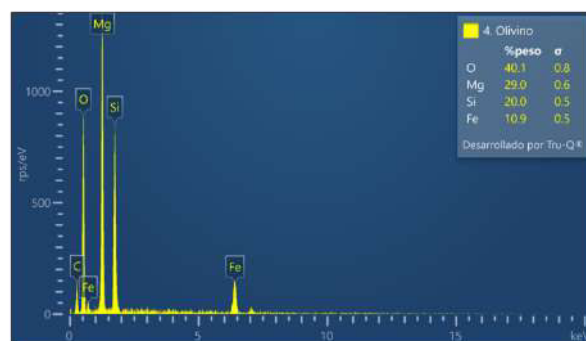
Espectro 1



Espectro 2



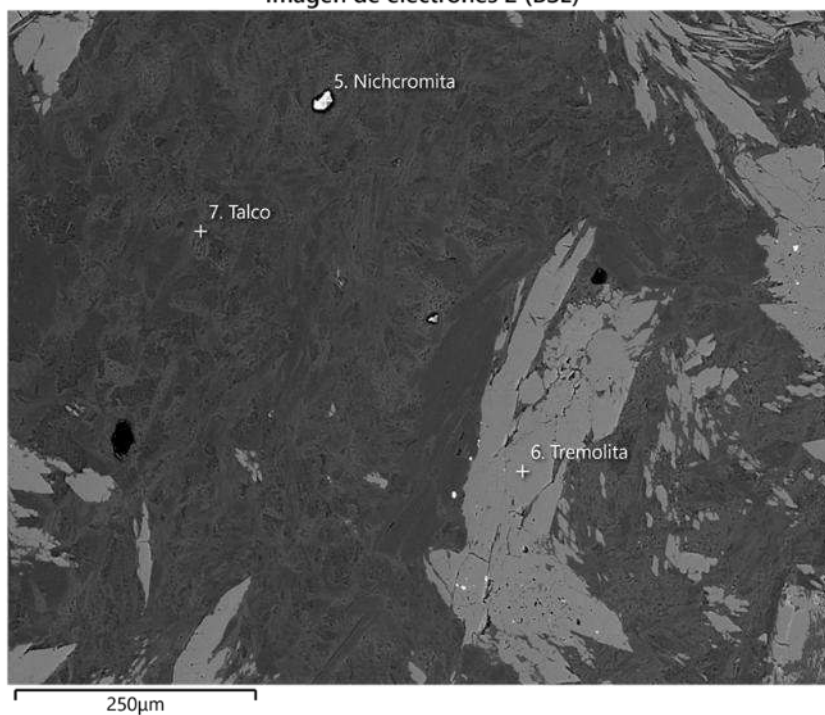
Espectro 3



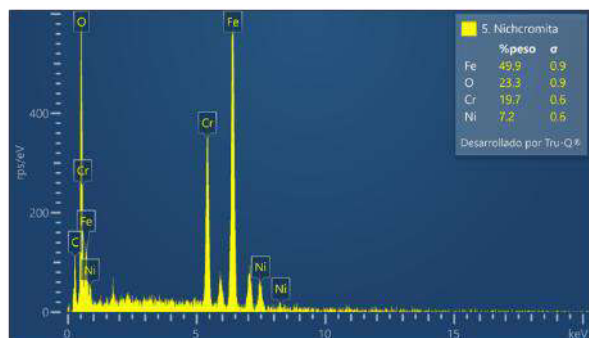
Espectro 4

Muestra JC 176: *Imagen SEM-EDS 2*

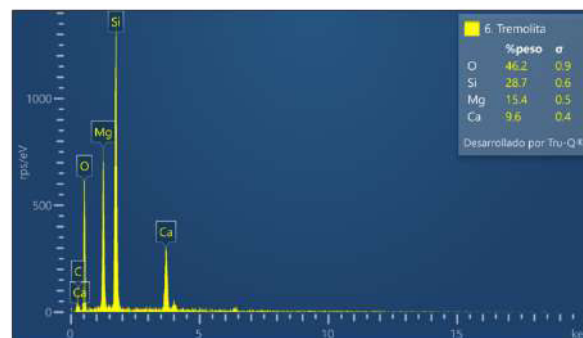
Imagen de electrones 2 (BSE)



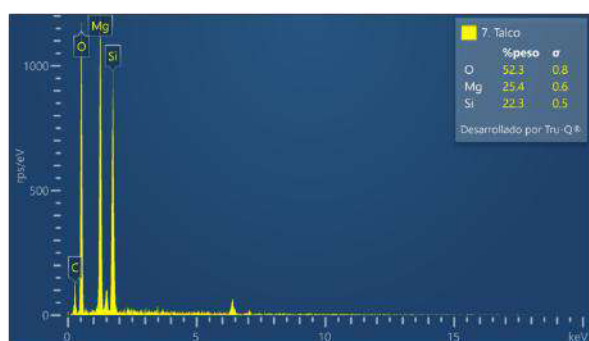
Espectros del 5 al 7. Intercrecimiento de talco y tremolita, con inclusiones de nichromita.



Espectro 5



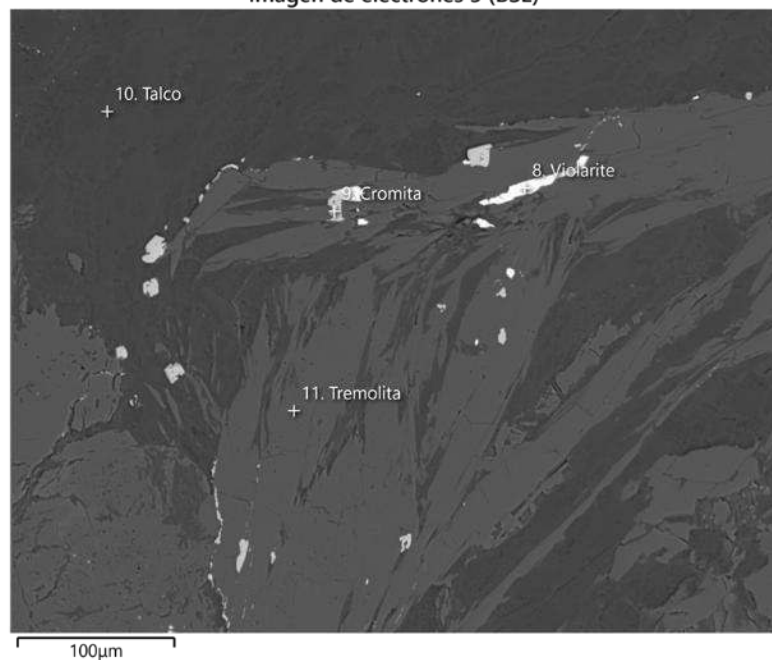
Espectro 6



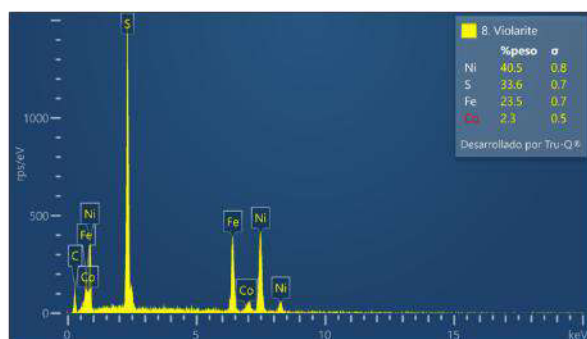
Espectro 7

Muestra JC 176: Imagen SEM-EDS 3

Imagen de electrones 3 (BSE)



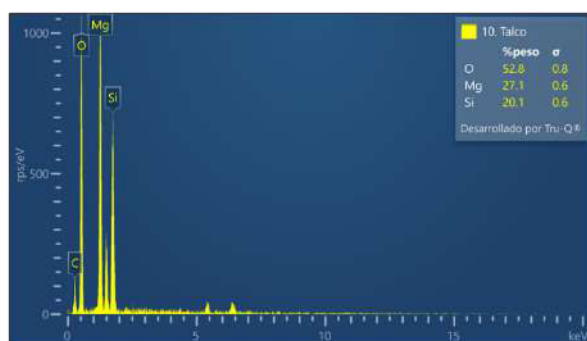
Espectros del 8 al 11. Asociación de talco y tremolita, con mineralización de cromita y violarita.



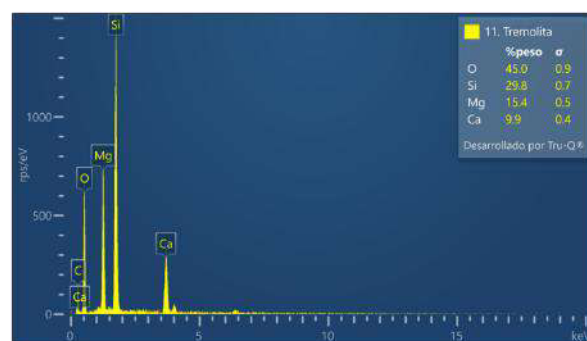
Espectro 8



Espectro 9



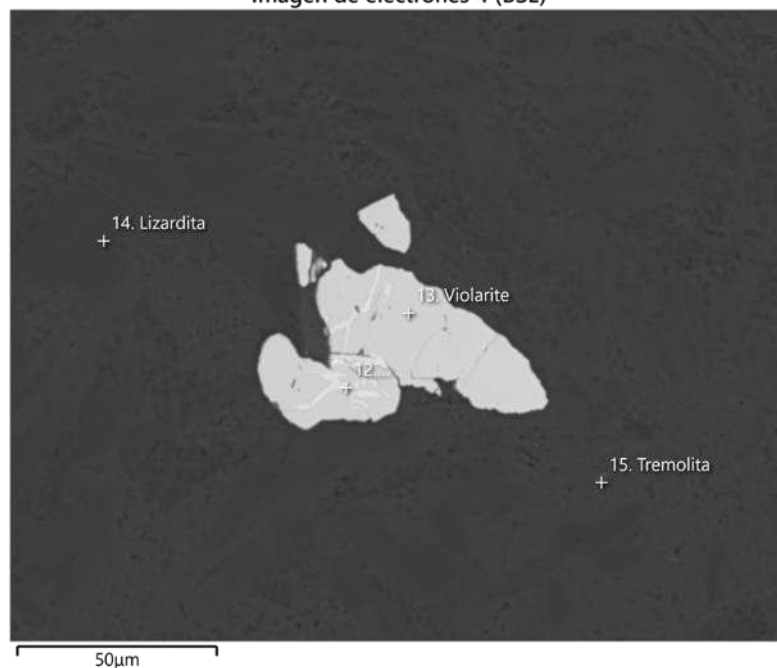
Espectro 10



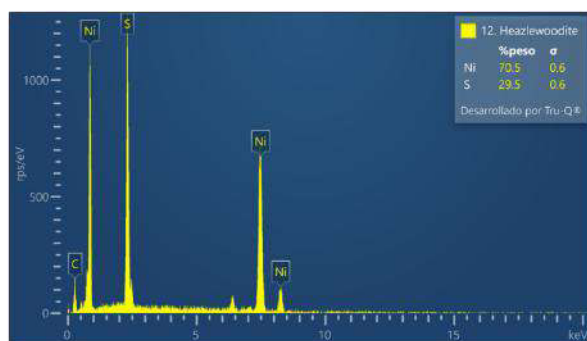
Espectro 11

Muestra JC 176: Imagen SEM-EDS 4

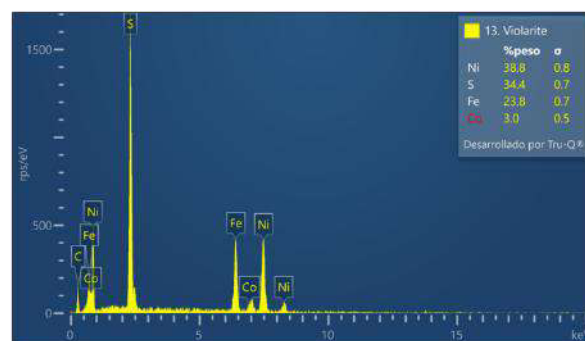
Imagen de electrones 4 (BSE)



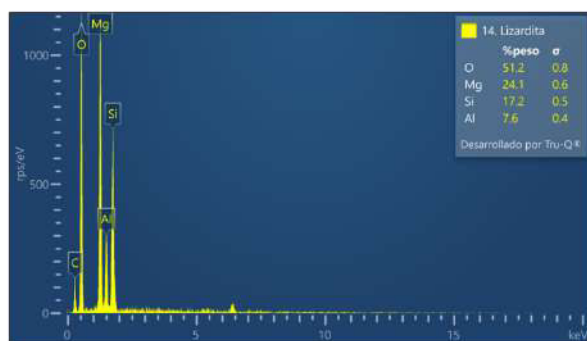
Espectros del 12 al 15. Intercrecimiento de violarita y heazlewoodita englobados por tremolita y lizardita.



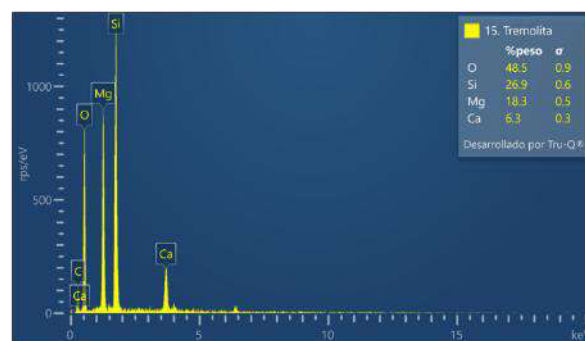
Espectro 12



Espectro 13



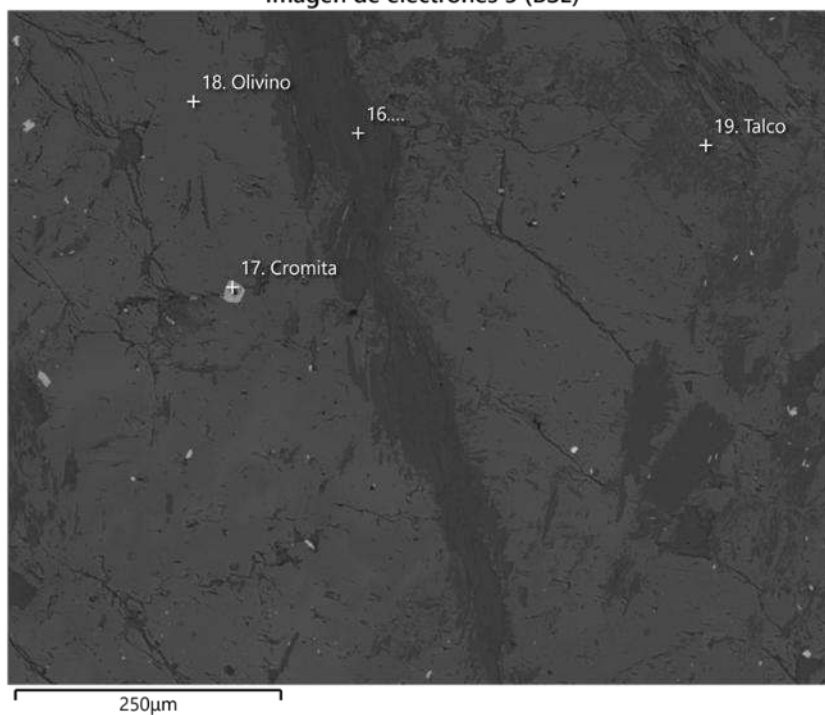
Espectro 14



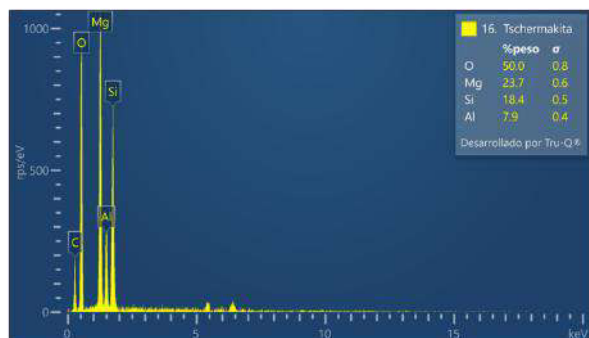
Espectro 15

Muestra JC 176: Imagen SEM-EDS 5

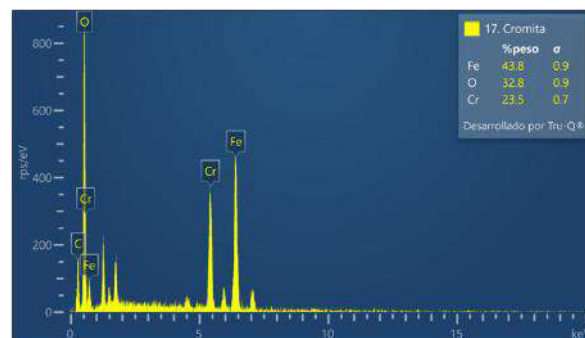
Imagen de electrones 5 (BSE)



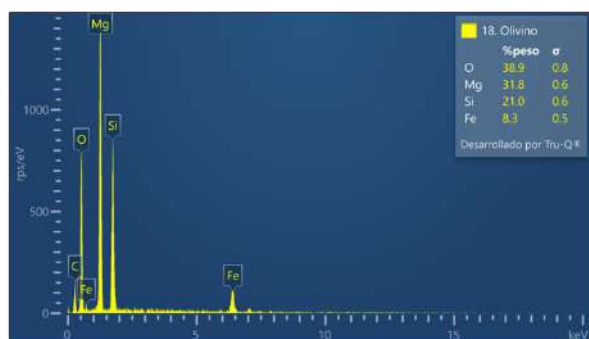
Espectros del 16 al 19. Olivino alterado por talco y bowlingita.



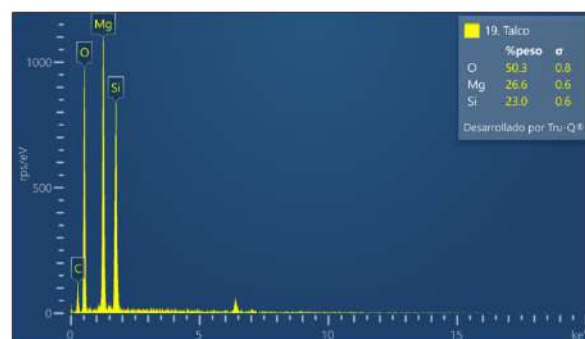
Espectro 16



Espectro 17



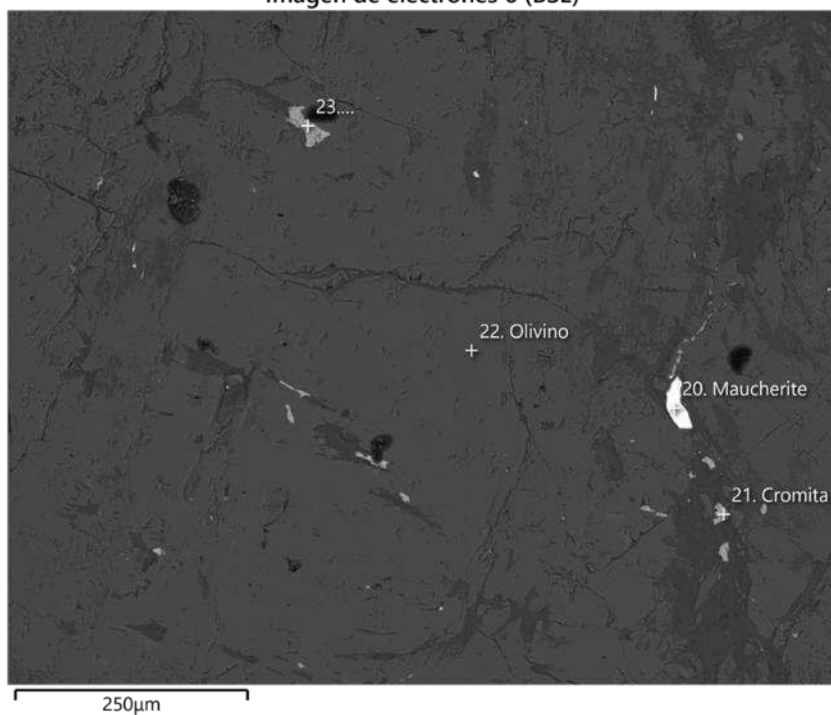
Espectro 18



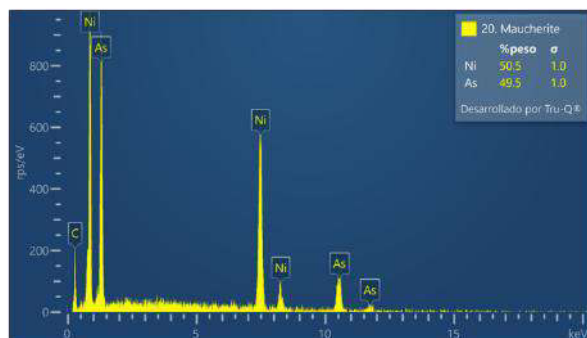
Espectro 19

Muestra JC 176: Imagen SEM-EDS 6

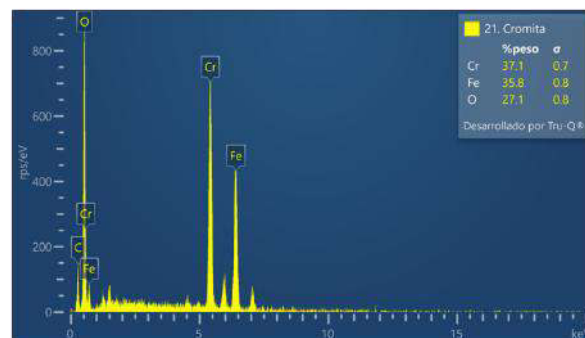
Imagen de electrones 6 (BSE)



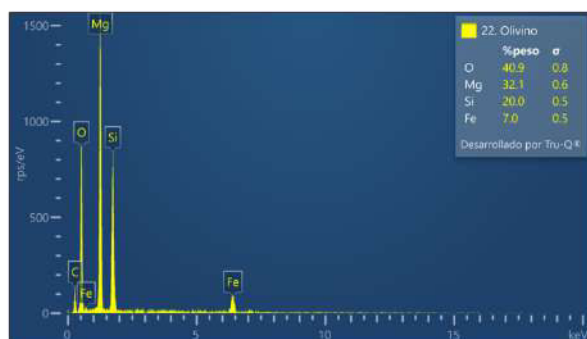
Espectros del 20 al 23. Mineralización de cromita y maucherita.



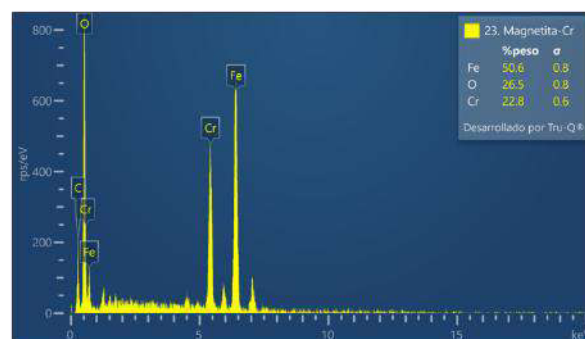
Espectro 20



Espectro 21



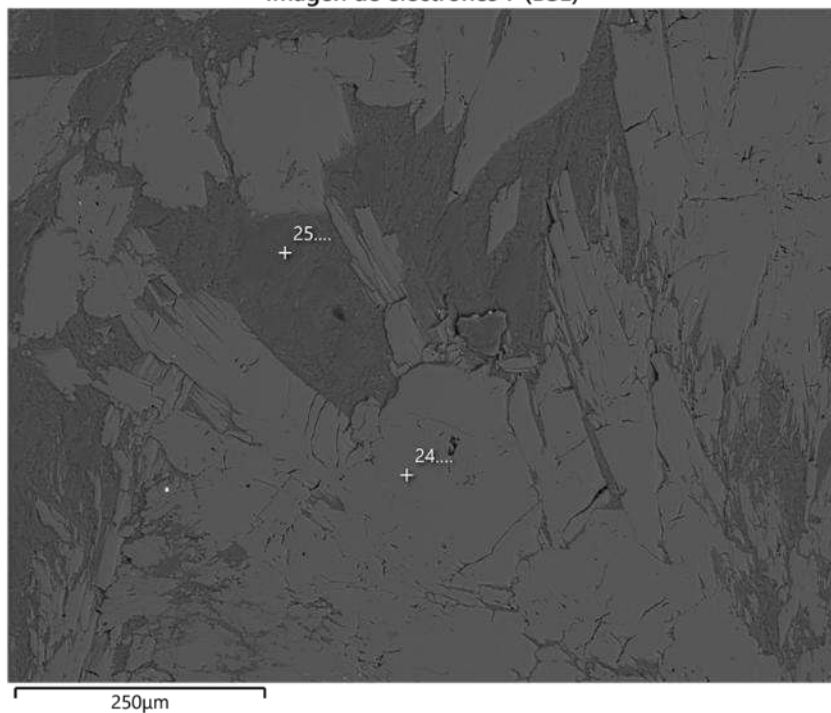
Espectro 22



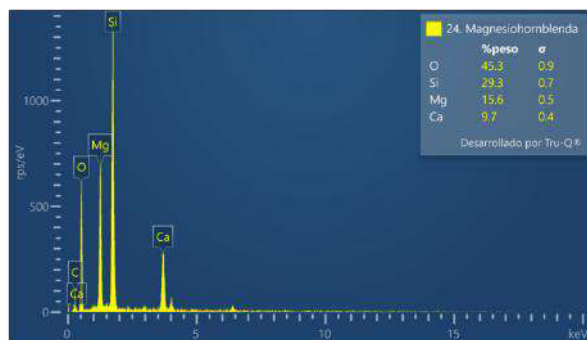
Espectro 23

Muestra JC 176: Imagen SEM-EDS 7

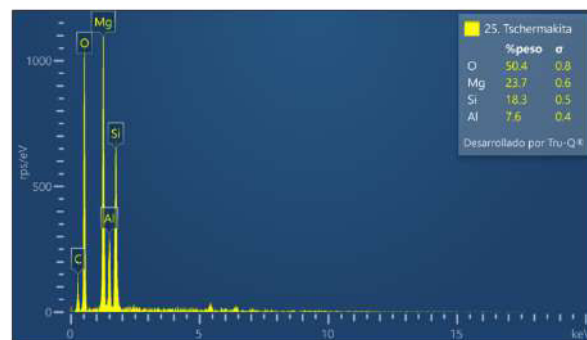
Imagen de electrones 7 (BSE)



Espectros del 24 al 25. Asociación de tremolita y bowlingita.



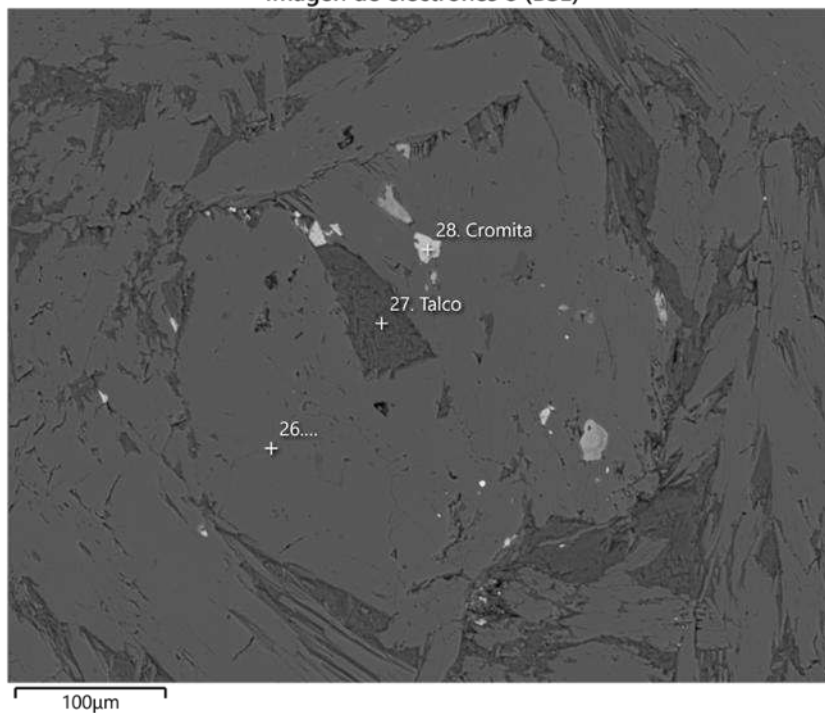
Espectro 24



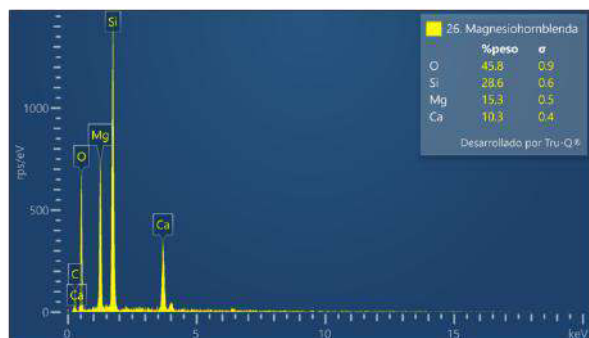
Espectro 25

Muestra JC 176: Imagen SEM-EDS 8

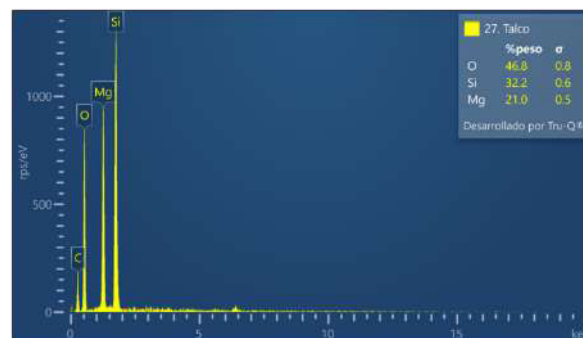
Imagen de electrones 8 (BSE)



Espectros del 26 al 28. Tremolita y talco con mineralización de cromita.



Espectro 26



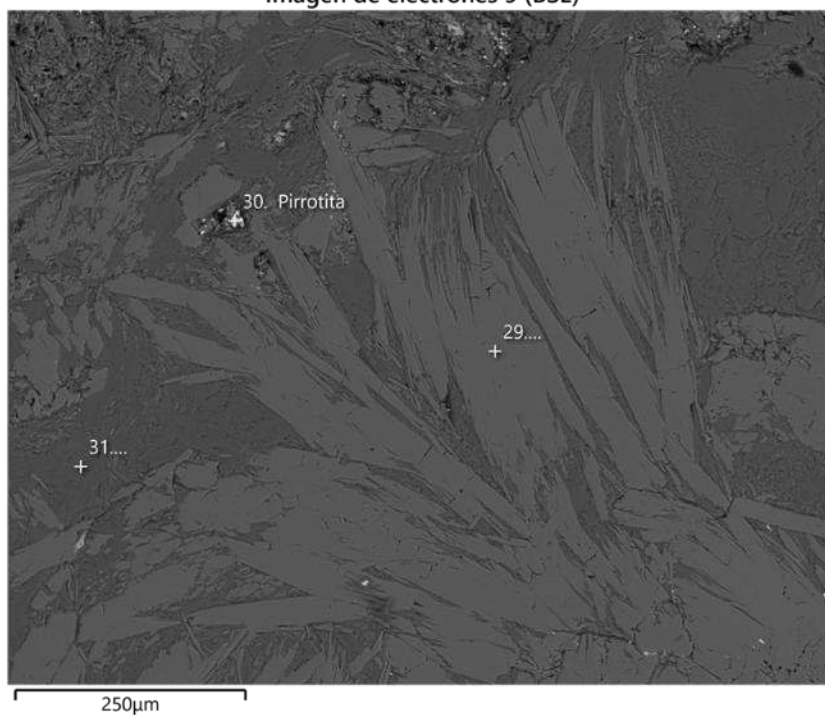
Espectro 27



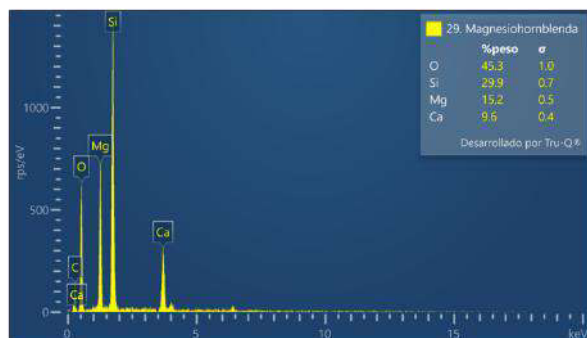
Espectro 28

Muestra JC 176: Imagen SEM-EDS 9

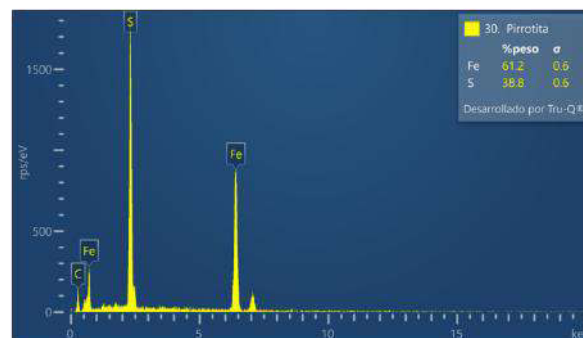
Imagen de electrones 9 (BSE)



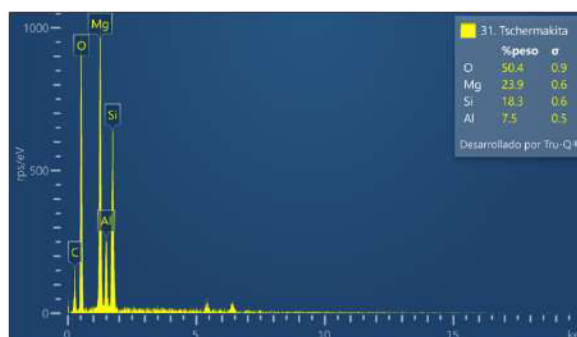
Espectros del 29 al 31. *Inclusión de pirrotita en tremolita asociada con talco.*



Espectro 29



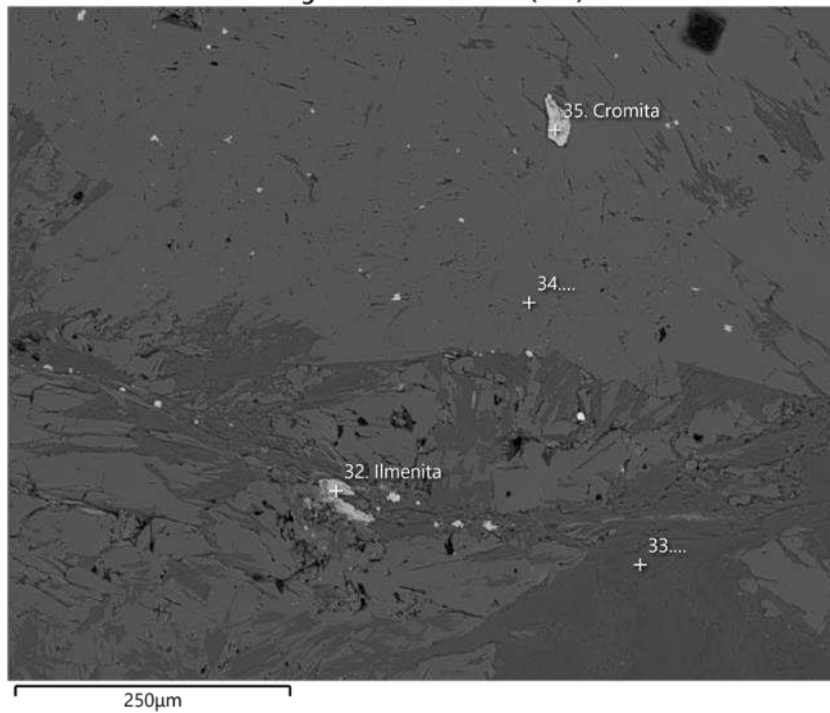
Espectro 30



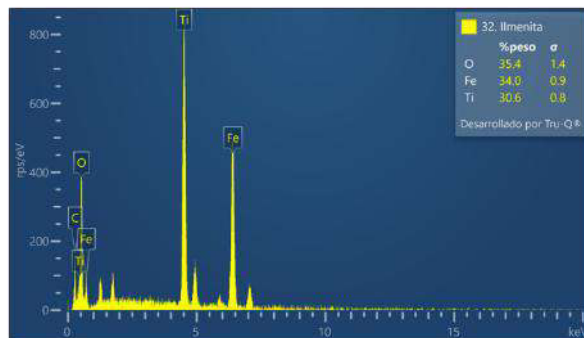
Espectro 31

Muestra JC 176: Imagen SEM-EDS 10

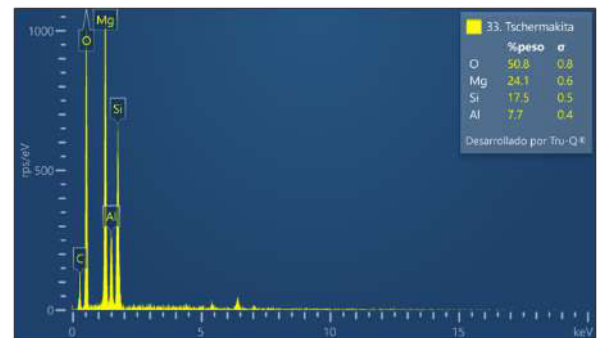
Imagen de electrones 10 (BSE)



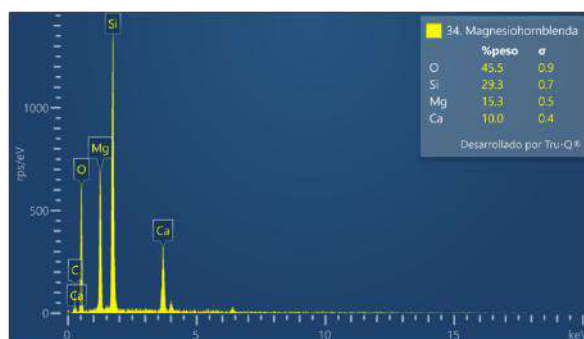
Espectros del 32 al 35. Olivino alterado por tremolita y talco.



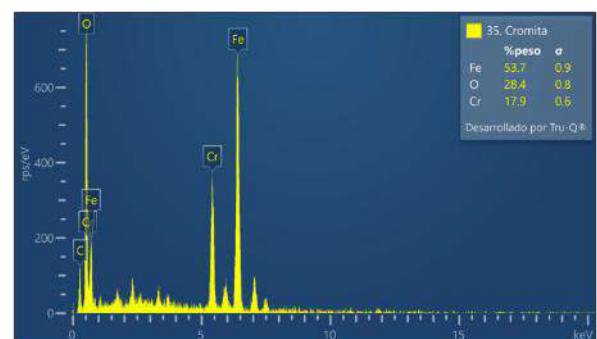
Espectro 32



Espectro 33



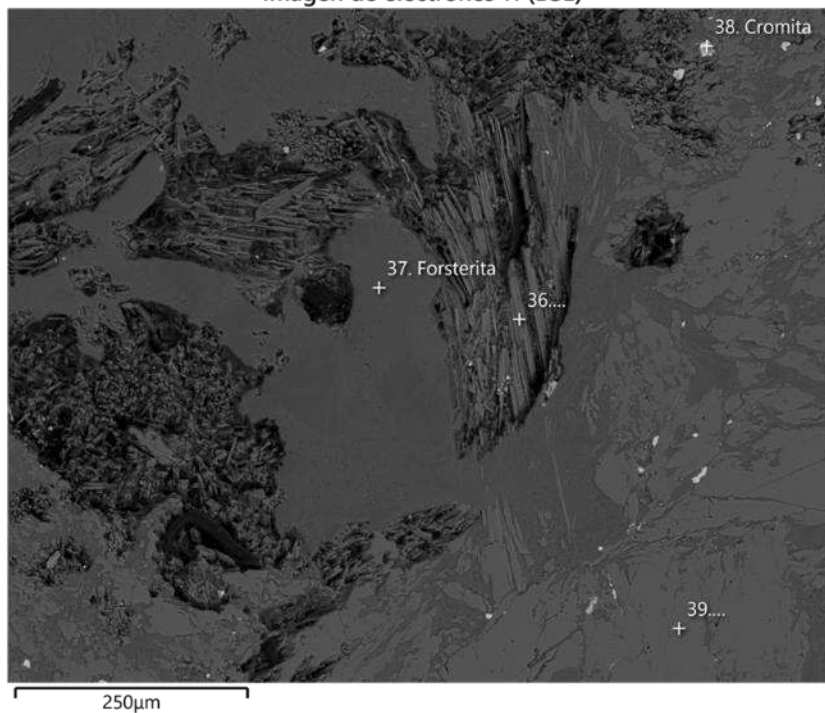
Espectro 34



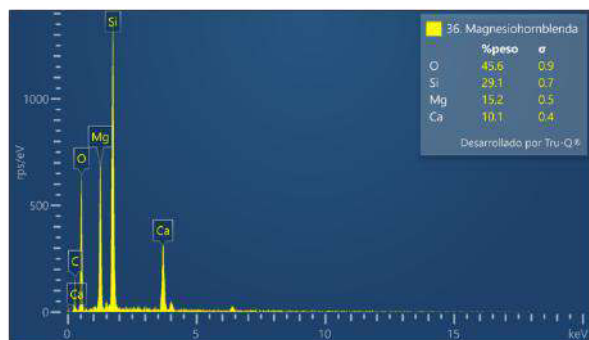
Espectro 35

Muestra JC 176: Imagen SEM-EDS 11

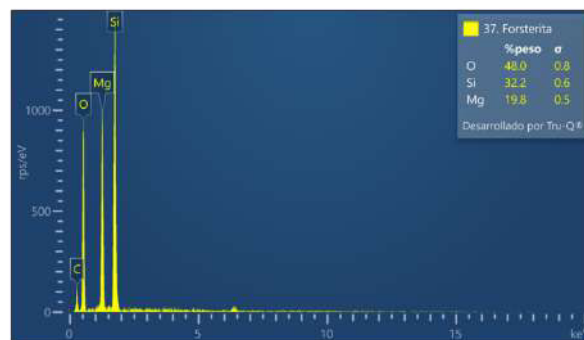
Imagen de electrones 11 (BSE)



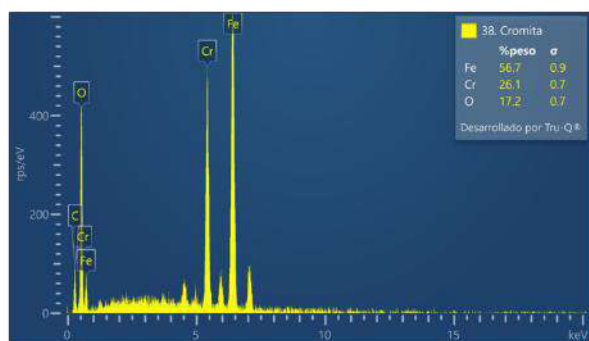
Espectros del 36 al 38. Olivino (forsterita) alterado por tremolita.



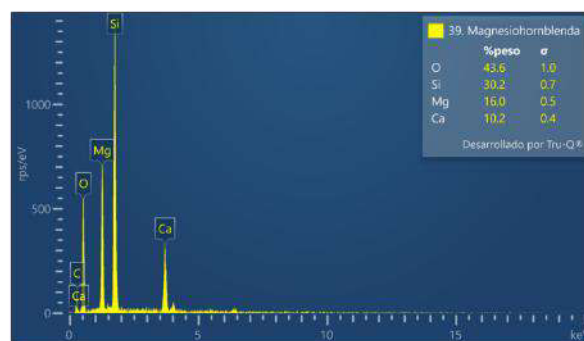
Espectro 36



Espectro 37



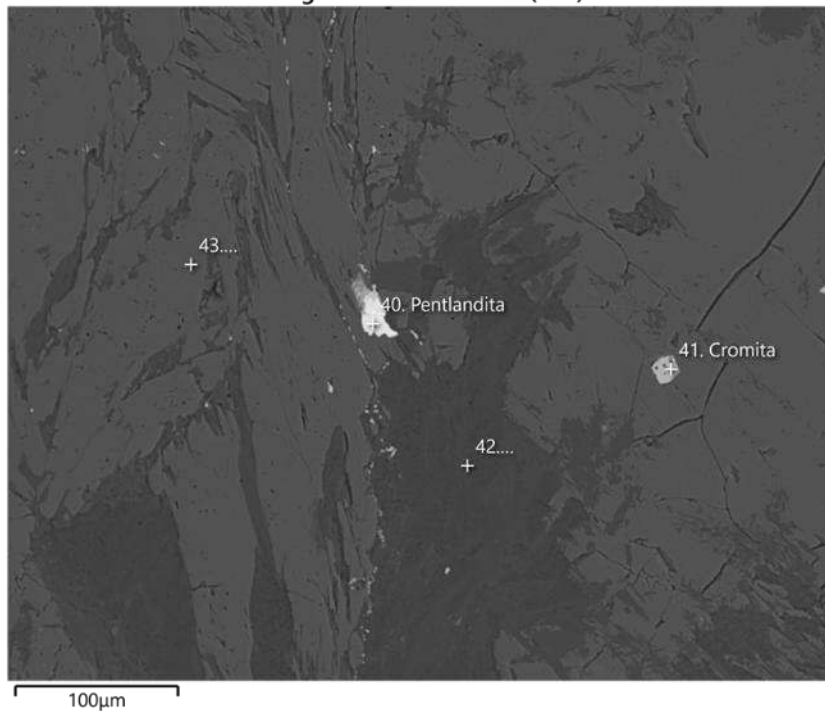
Espectro 38



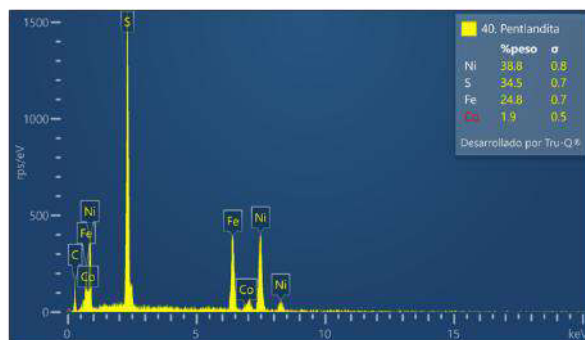
Espectro 39

Muestra JC 176: Imagen SEM-EDS 12

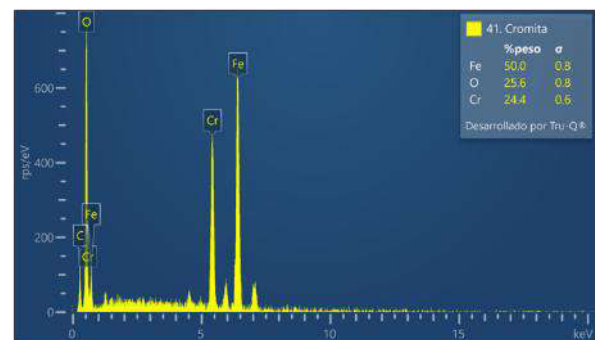
Imagen de electrones 12 (BSE)



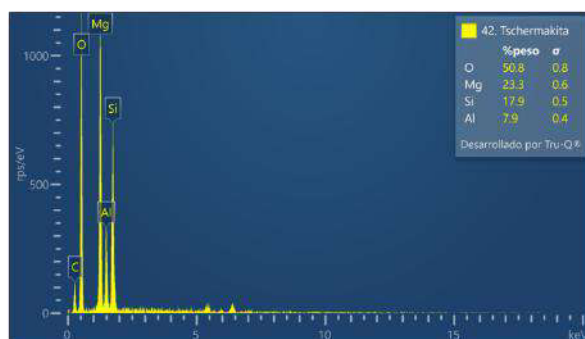
Espectros del 40 al 43. Mineralización de pentlandita y cromita.



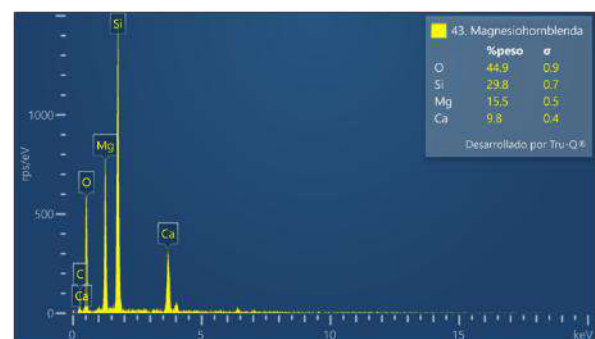
Espectro 40



Espectro 41



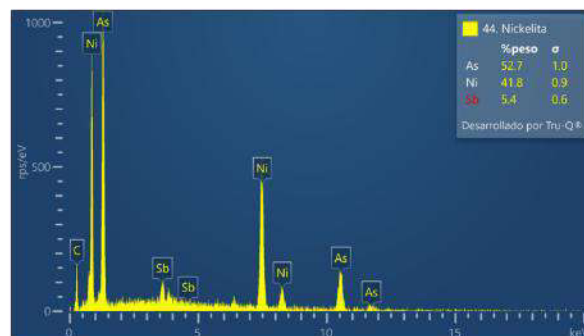
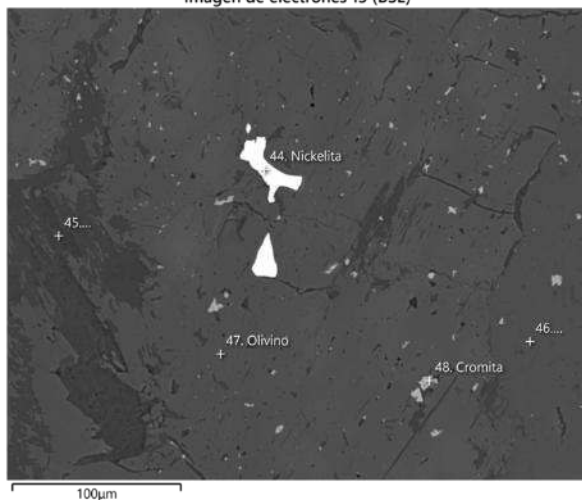
Espectro 42



Espectro 43

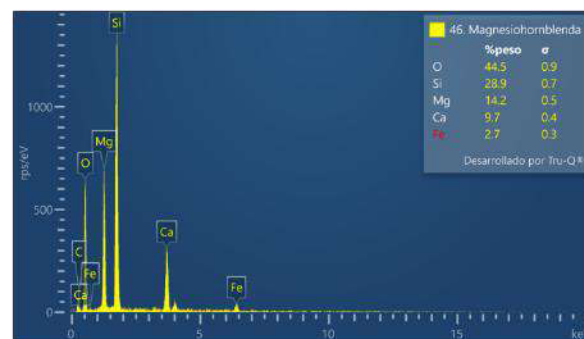
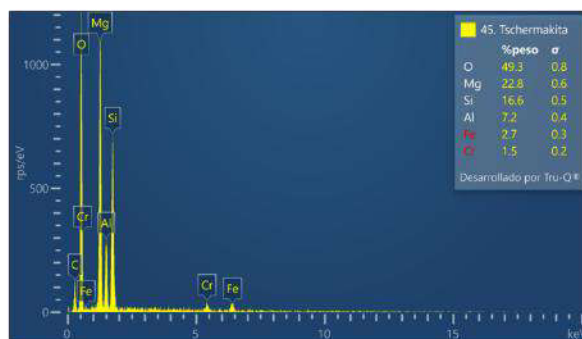
Muestra JC 176: Imagen SEM-EDS 13

Imagen de electrones 13 (BSE)



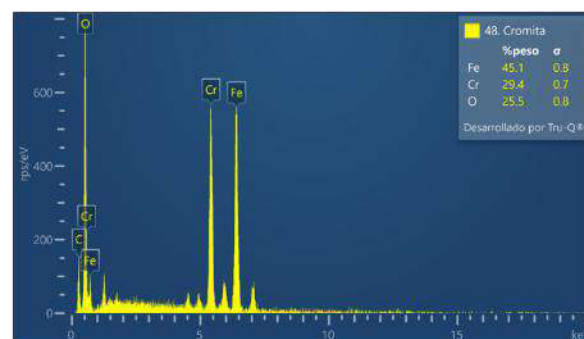
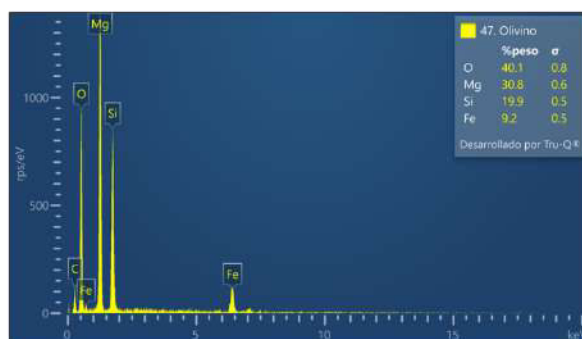
Espectros del 44 al 48. Olivino con inclusiones de cromita y nickelita.

Espectro 44



Espectro 45

Espectro 46

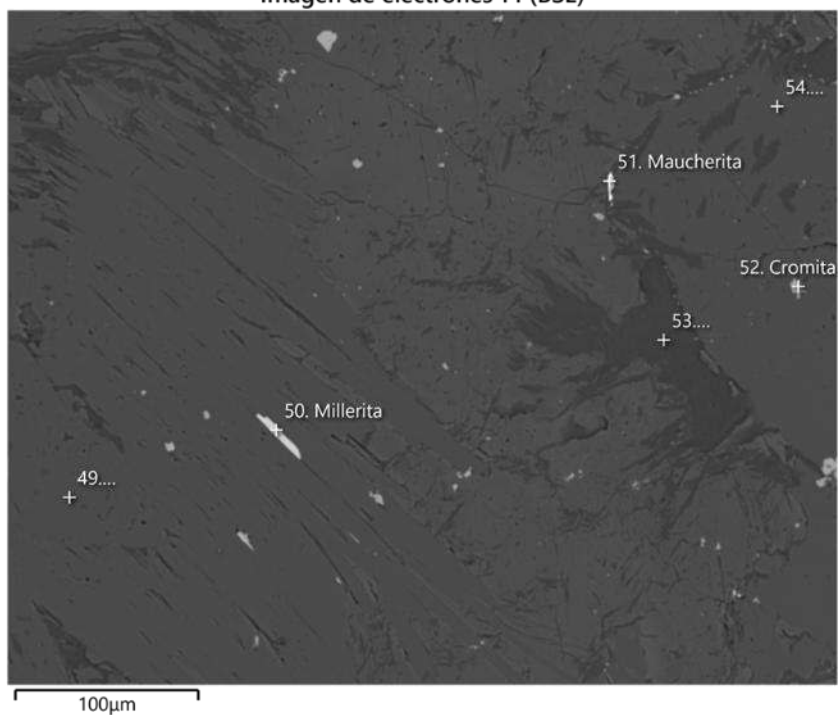


Espectro 47

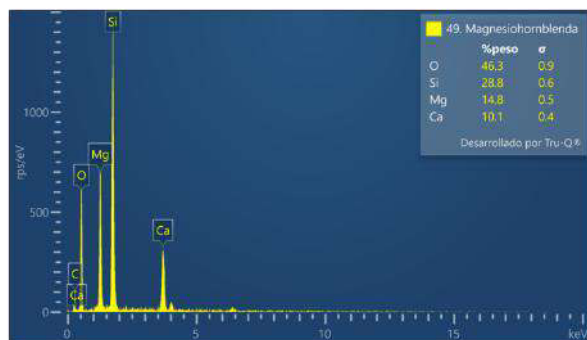
Espectro 48

Muestra JC 176: Imagen SEM-EDS 14

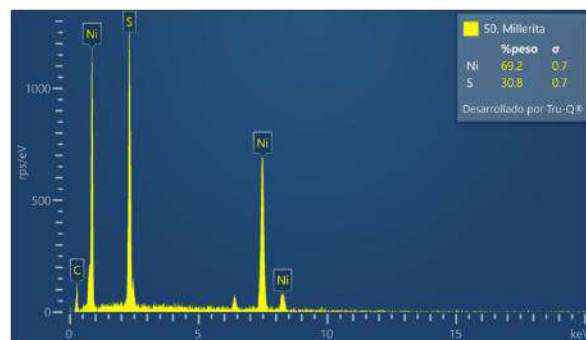
Imagen de electrones 14 (BSE)



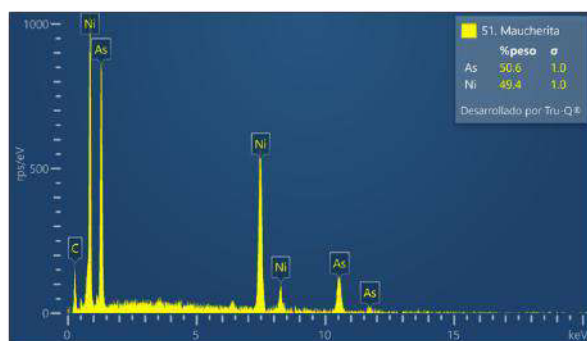
Espectros del 49 al 54. Mineralización de maucherita, millerita y cromita.



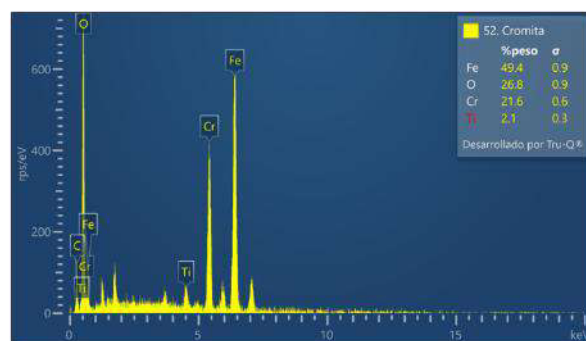
Espectro 49



Espectro 50



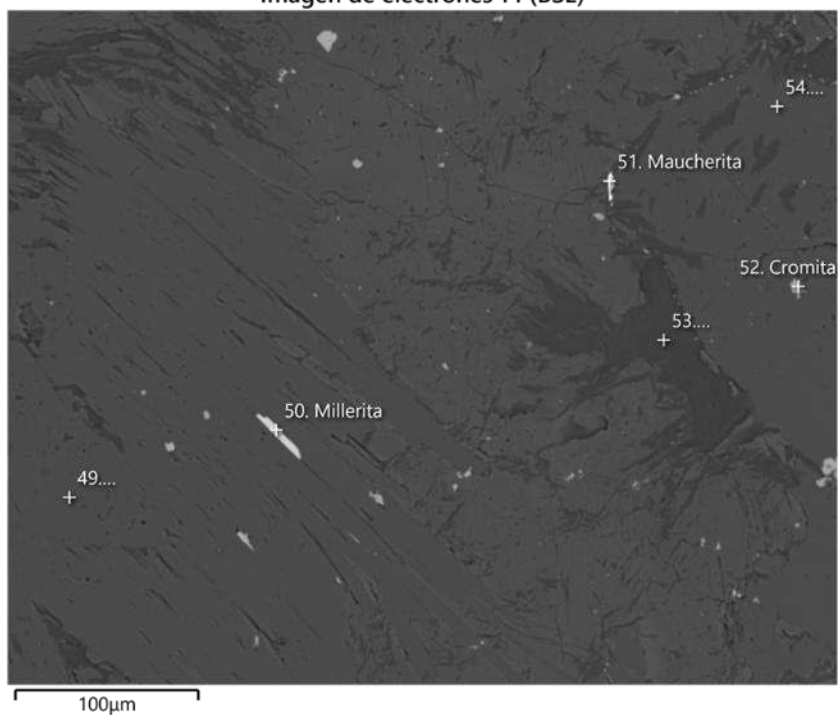
Espectro 51



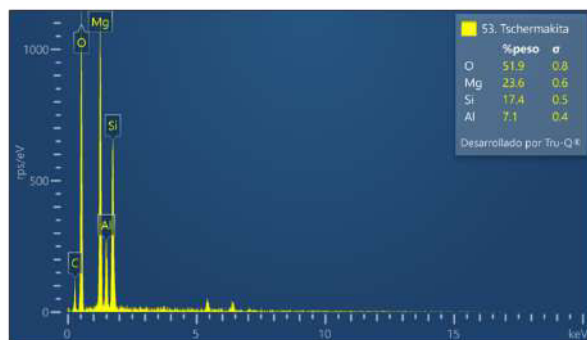
Espectro 52

Muestra JC 176: Imagen SEM-EDS 14 (continuación)

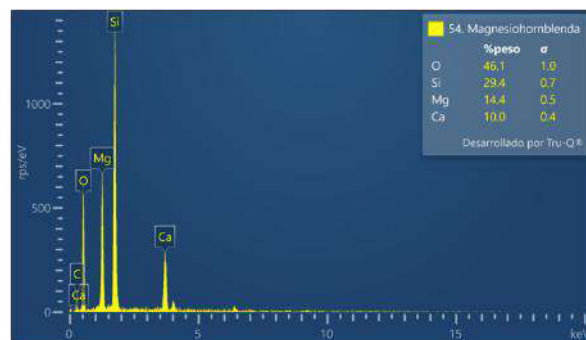
Imagen de electrones 14 (BSE)



Espectros del 49 al 54. Mineralización de maucherita, millerita y cromita.



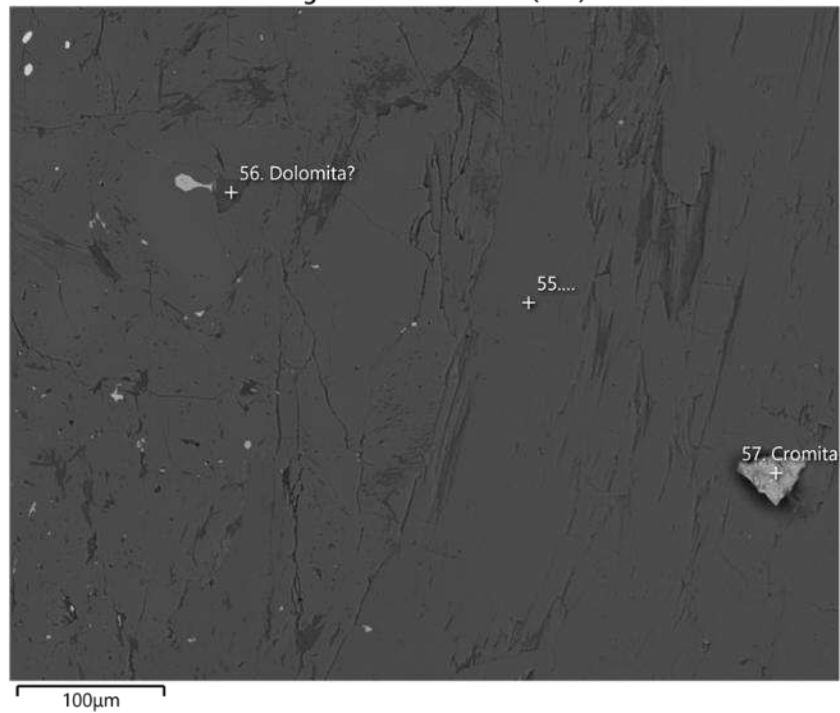
Espectro 53



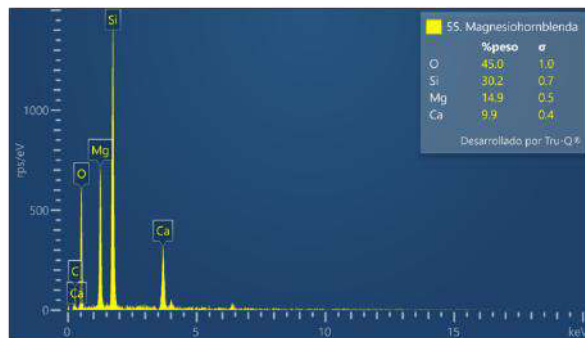
Espectro 54

Muestra JC 176: Imagen SEM-EDS 15

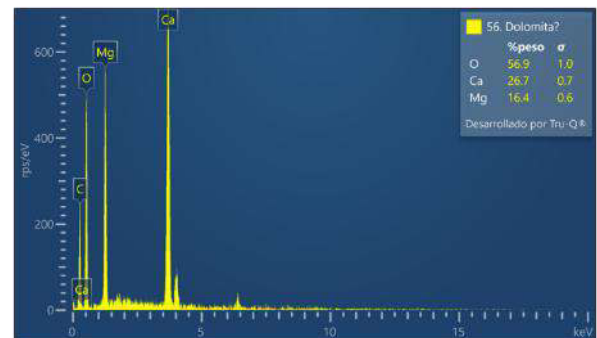
Imagen de electrones 15 (BSE)



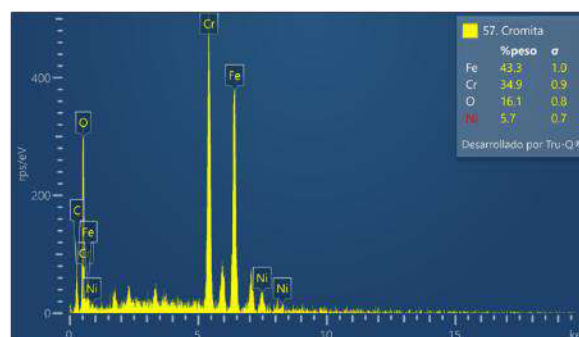
Espectros del 55 al 57. Tremolita intercrecida con dolomita.



Espectro 55



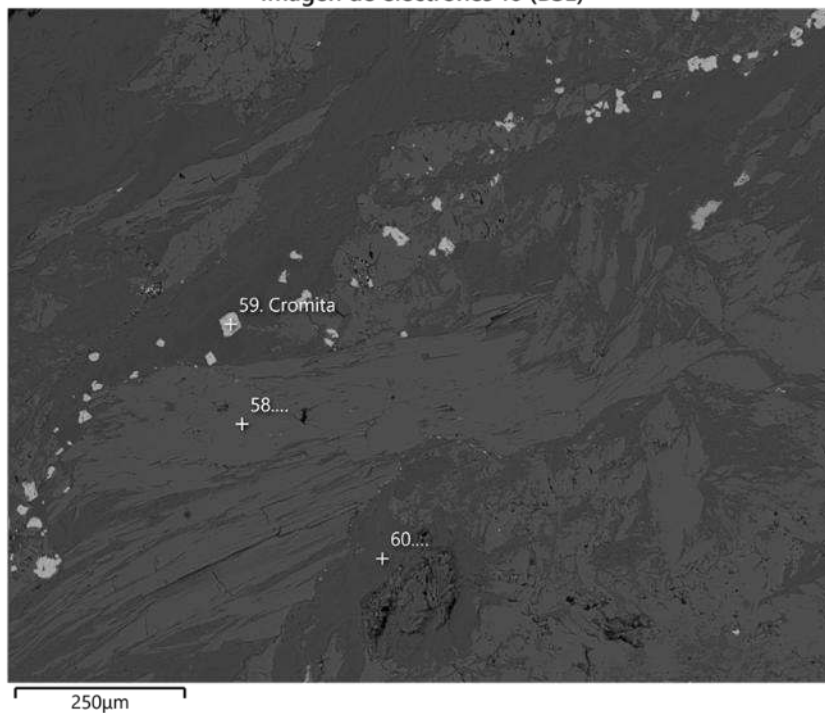
Espectro 56



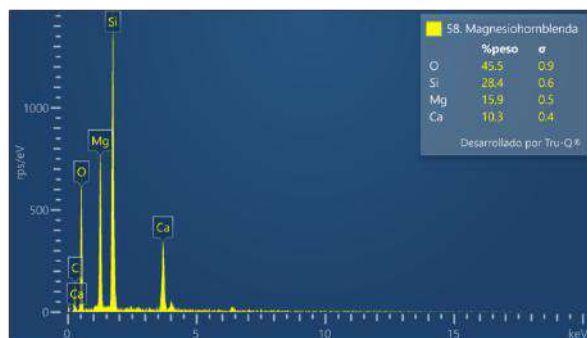
Espectro 57

Muestra JC 176: Imagen SEM-EDS 16

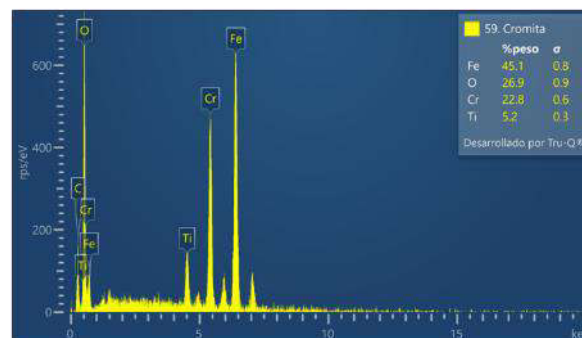
Imagen de electrones 16 (BSE)



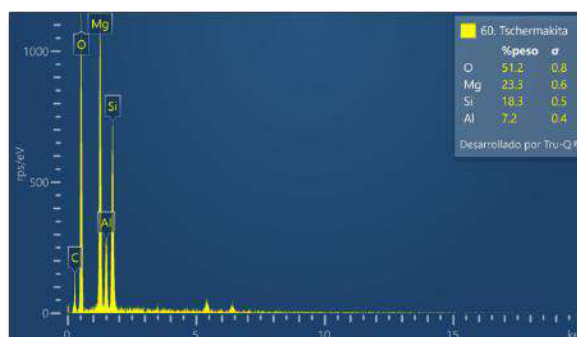
Espectros del 58 al 60. Intercrecimiento de tremolita y talco con mineralización de cromita.



Espectro 58



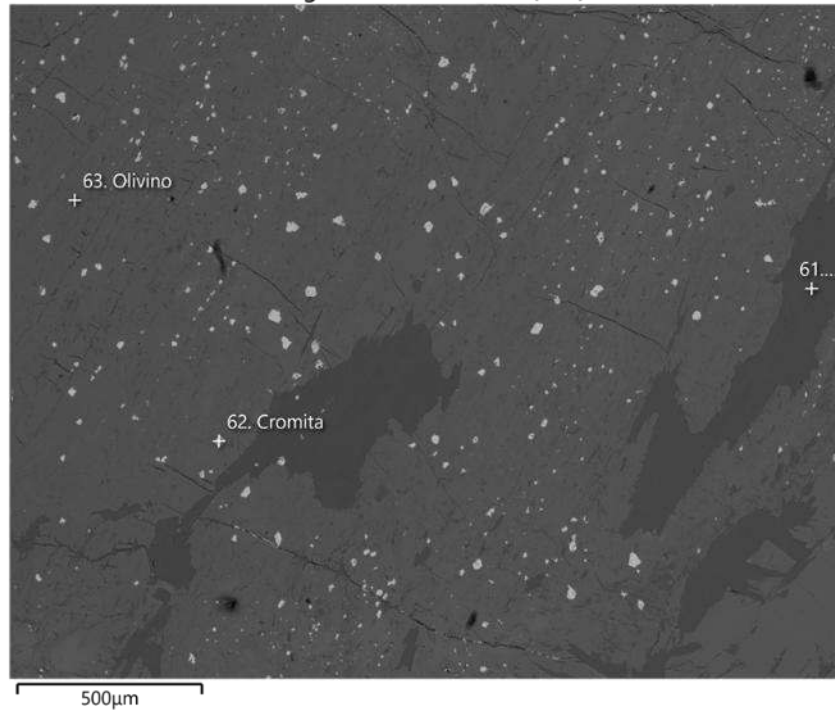
Espectro 59



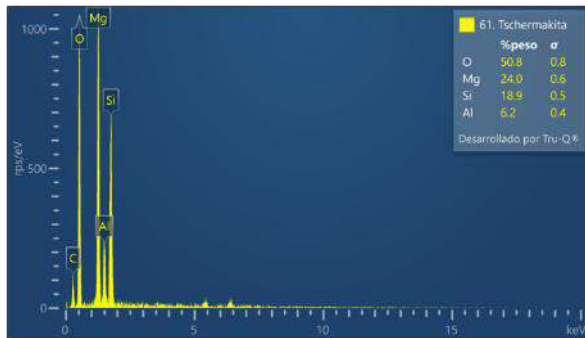
Espectro 60

Muestra JC 176: Imagen SEM-EDS 17

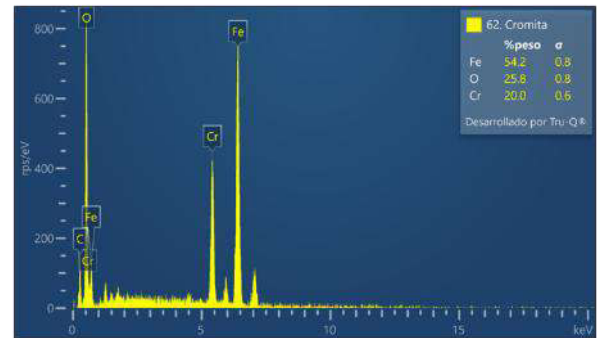
Imagen de electrones 17 (BSE)



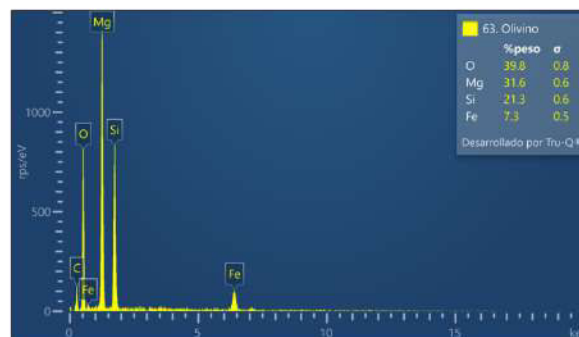
Espectros del 61 al 63. Diseminación de cromita en olivino.



Espectro 61

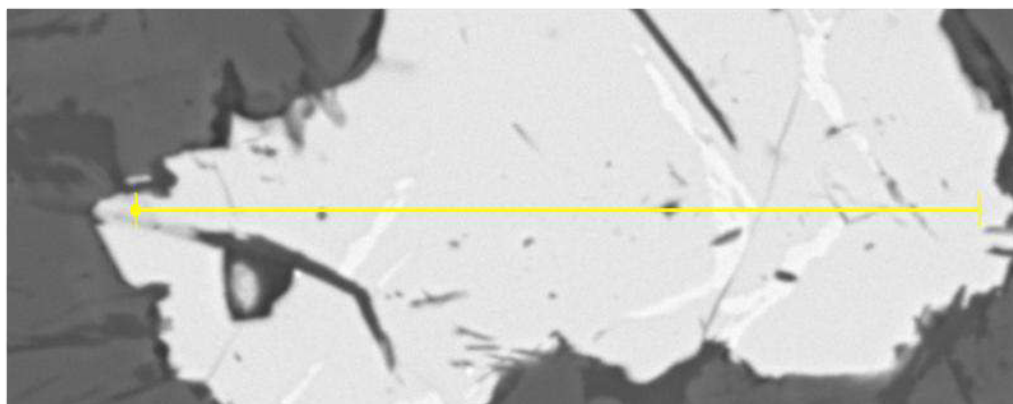


Espectro 62

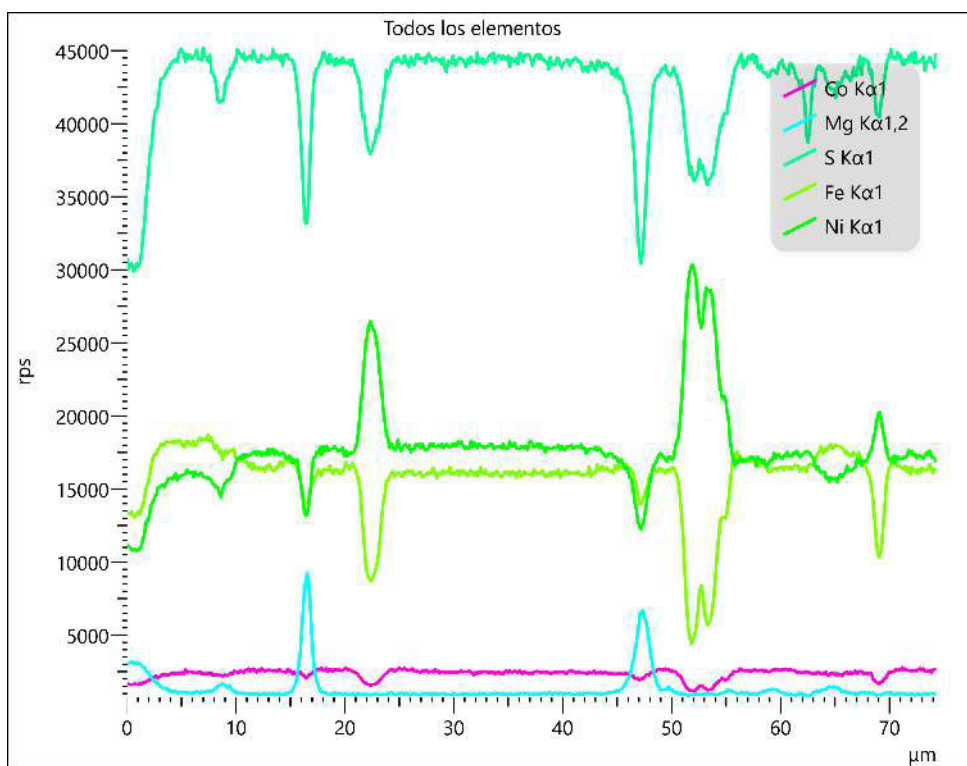


Espectro 63

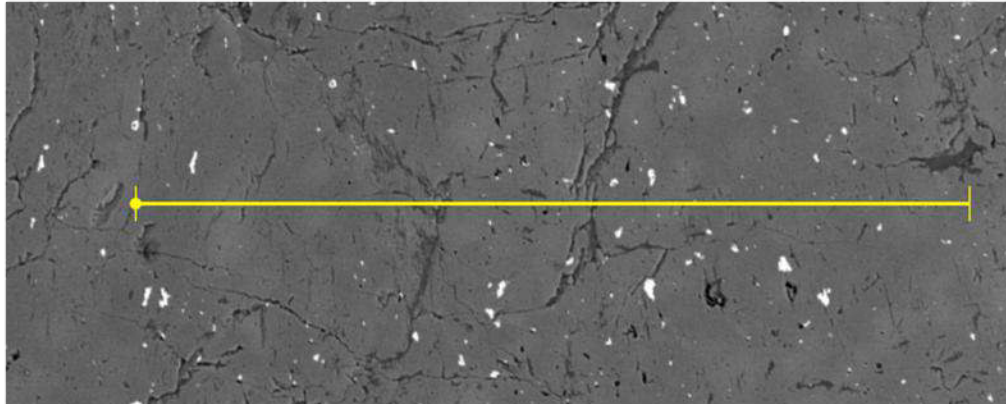
Muestra JC 176: Escaneo lineal SEM-EDS 1



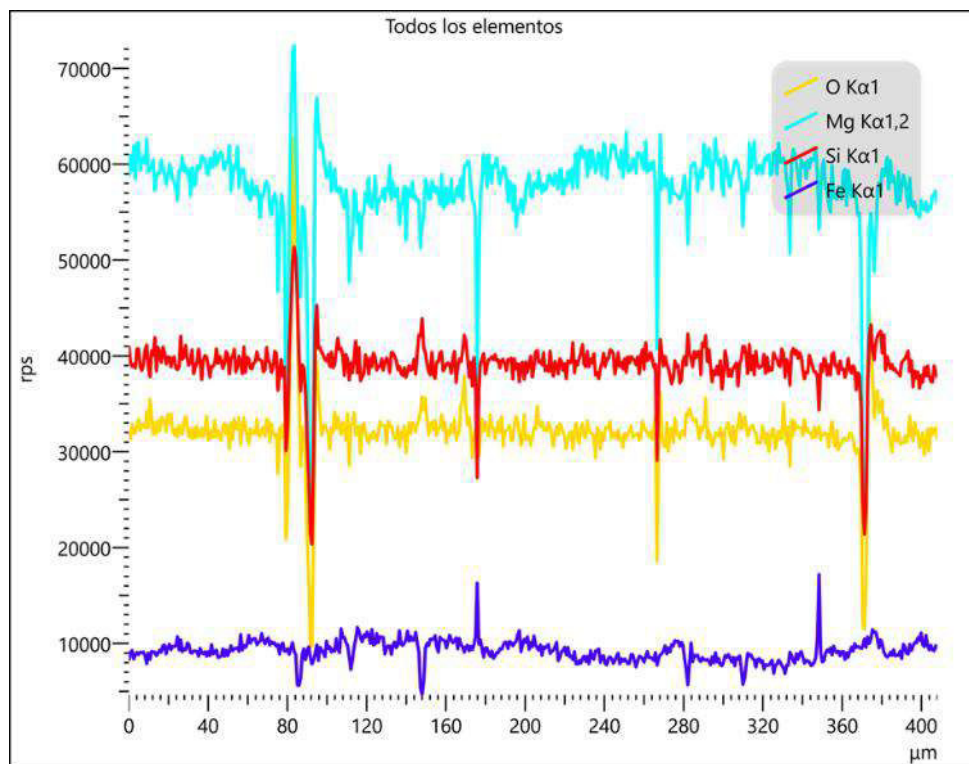
Intercrecimiento de violarita con heazlewoodita.



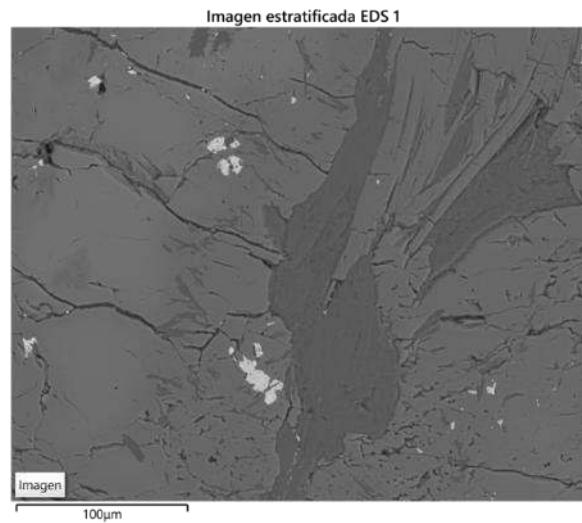
Muestra JC 176: Escaneo lineal SEM-EDS 2



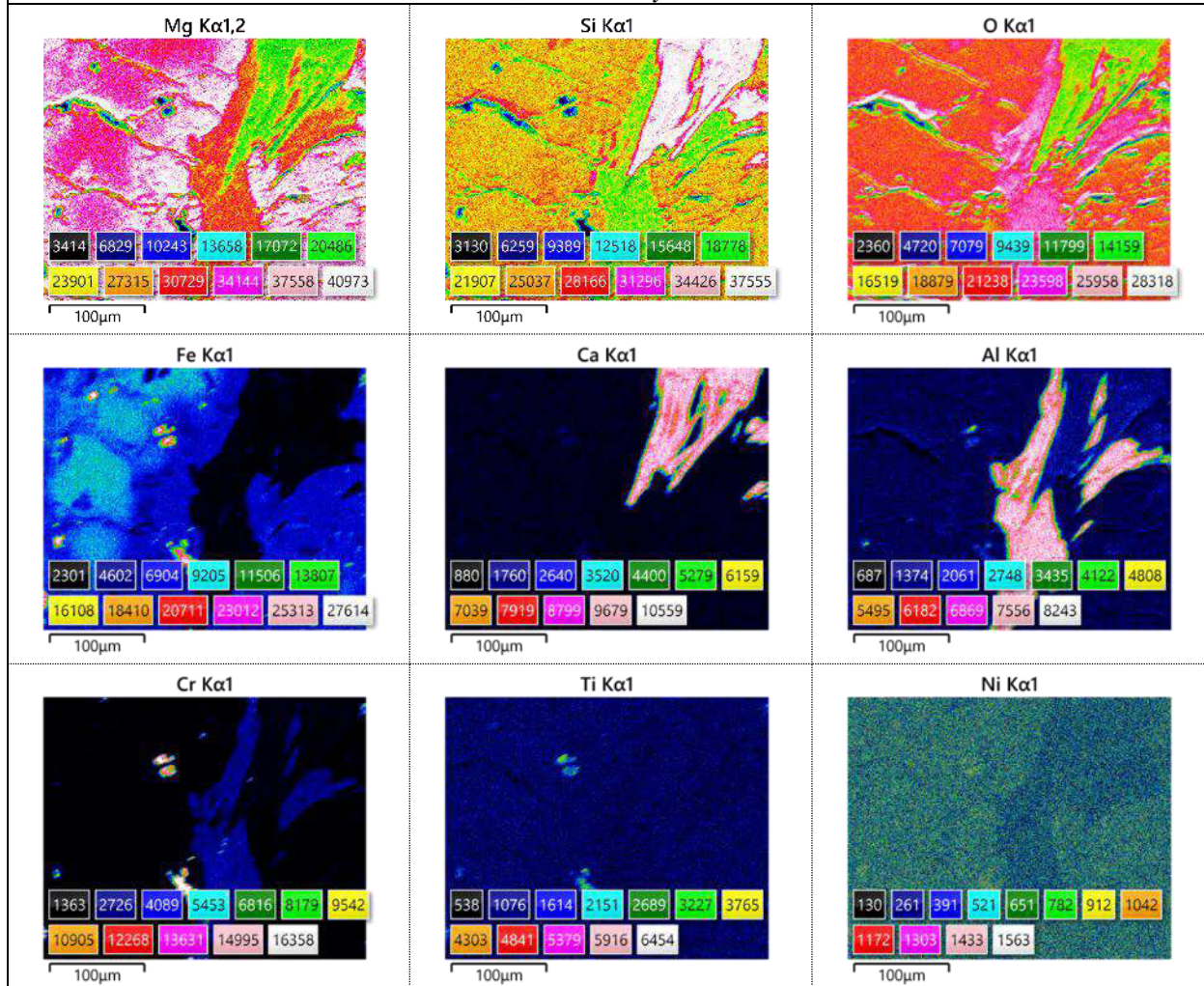
Cristal de olivino con disseminación de cromita.



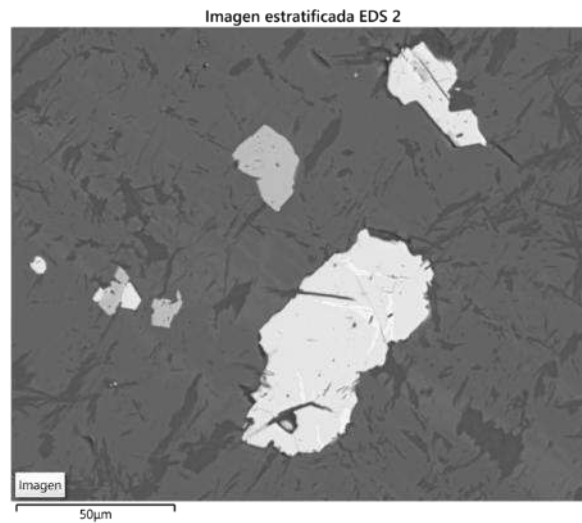
Muestra JC 176: Mapa mineral SEM-EDS 1



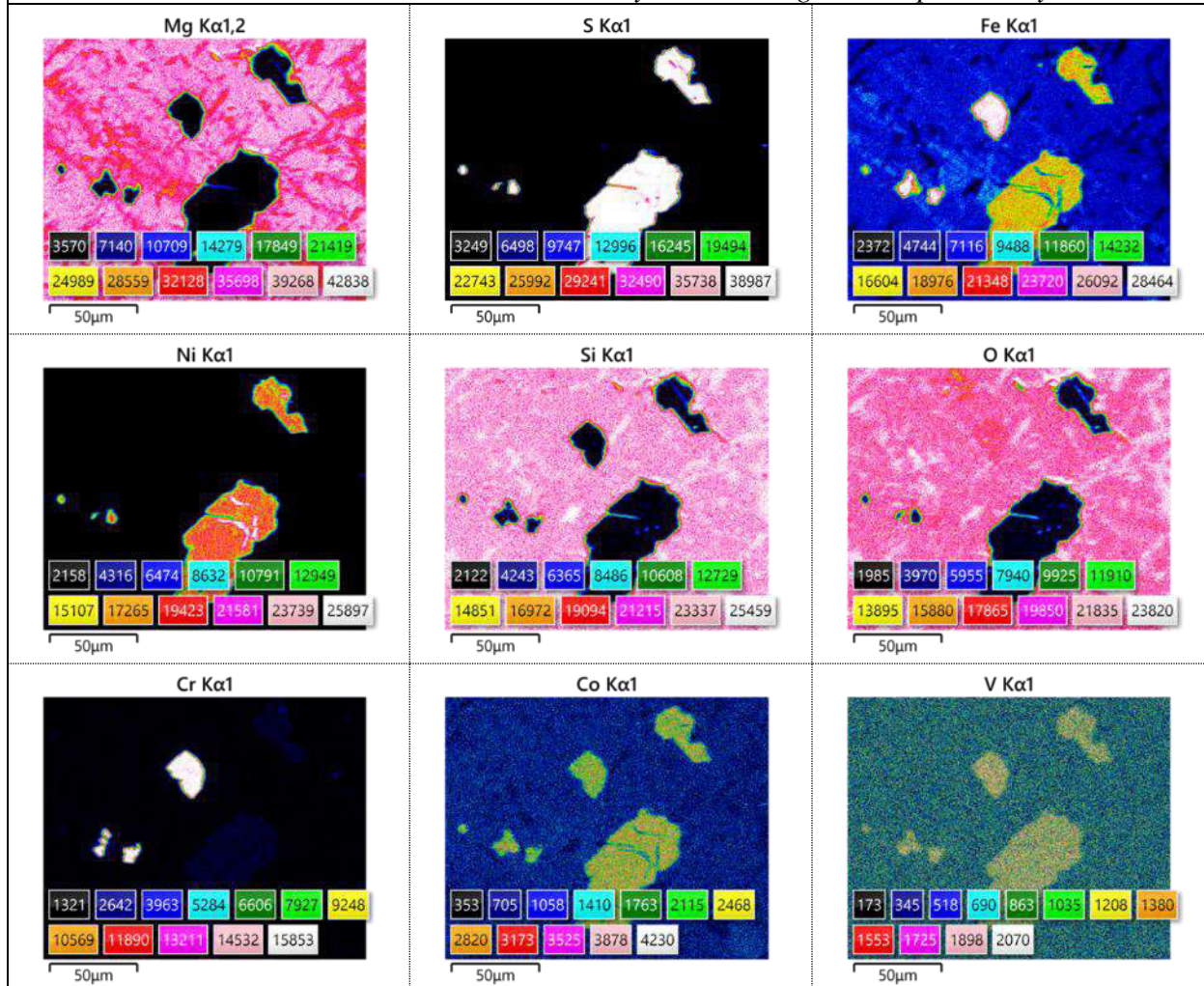
Intercrecimiento de talco, tremolita y mineralización de cromita.



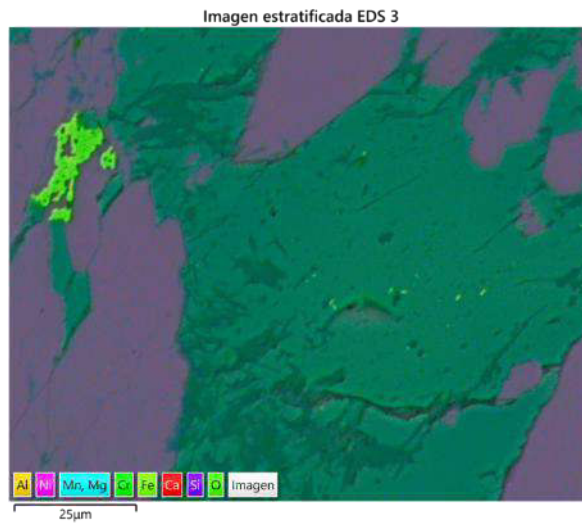
Muestra JC 176: Mapa mineral SEM-EDS 2



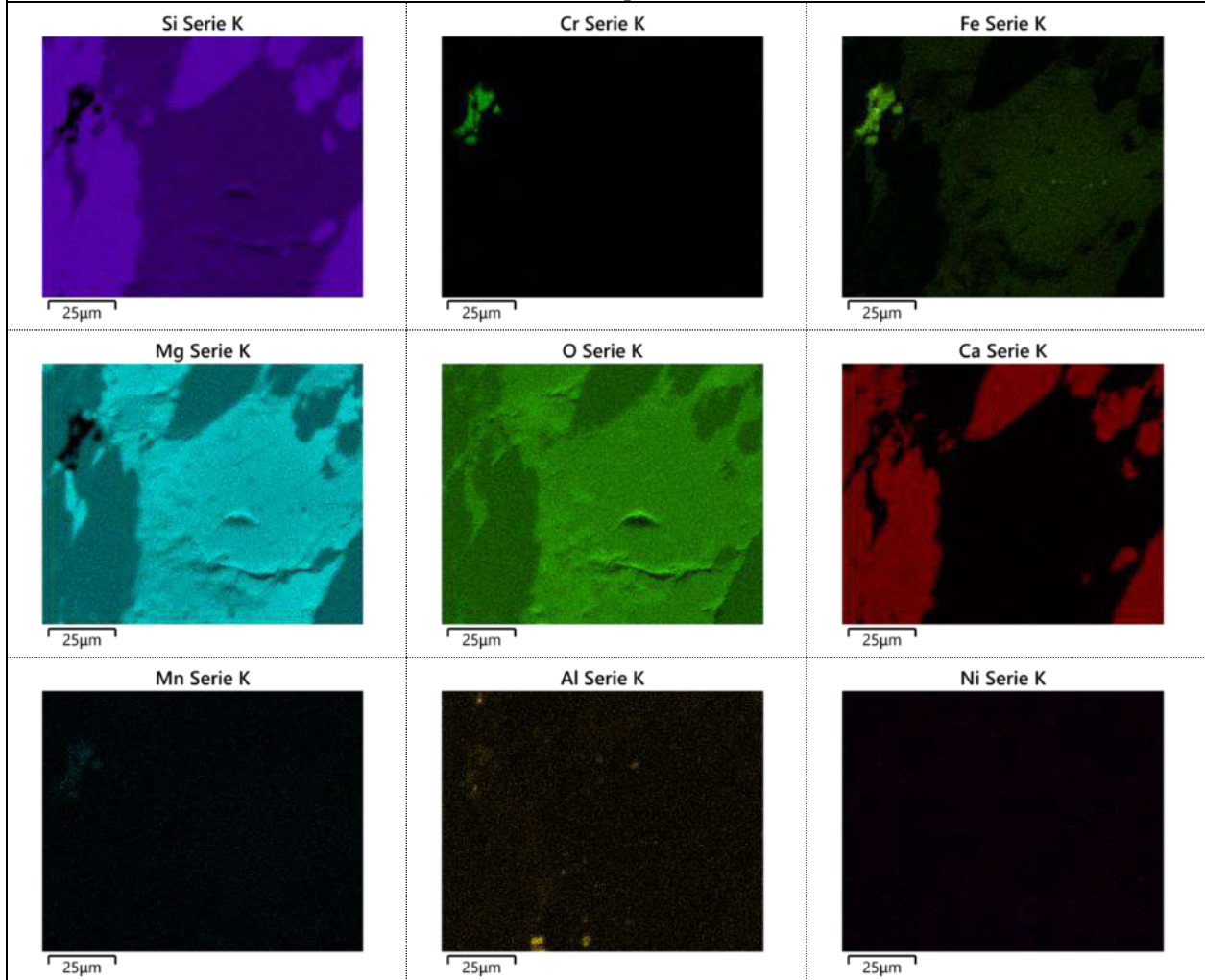
Intercrecimiento de violarita con heazlewoodita y cromita, englobados por talco y tremolita.



Muestra JC 176: *Mapa mineral SEM-EDS 3*

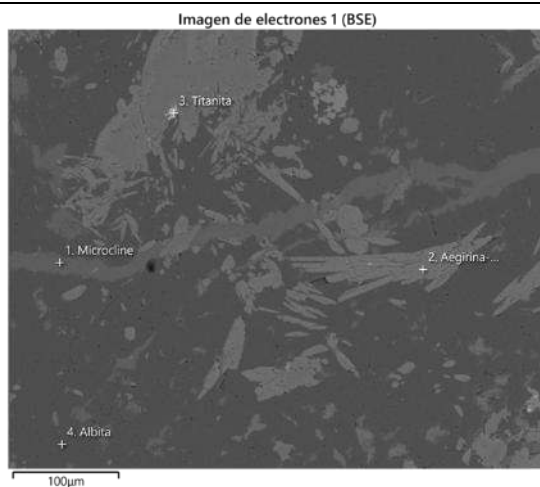


Olivino alterado por tremolita

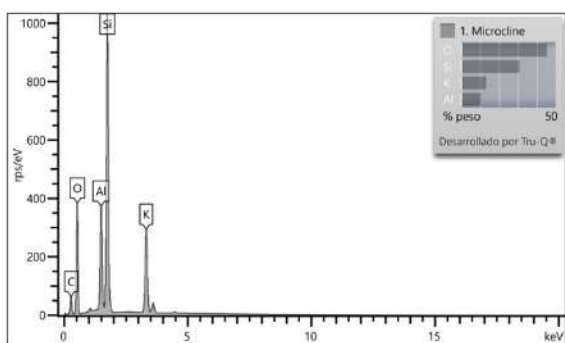


Muestra R1617

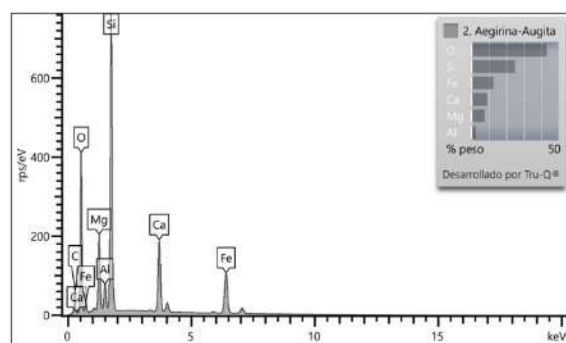
Muestra R1617: Imagen SEM-EDS 1



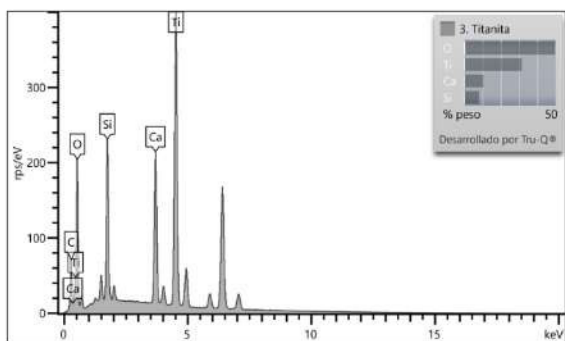
Espectros del 1 al 4. Albita intercrecida con augita y titanita, cortados por venilla de feldespatos potásicos.



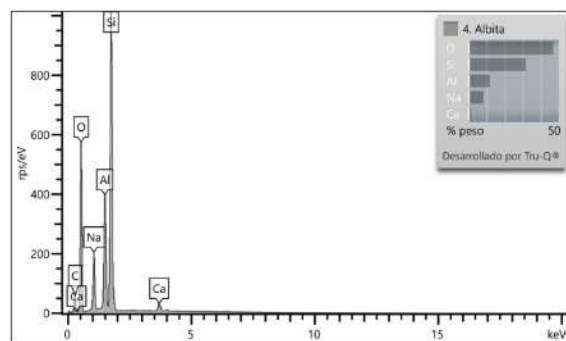
Espectro 1



Espectro 2

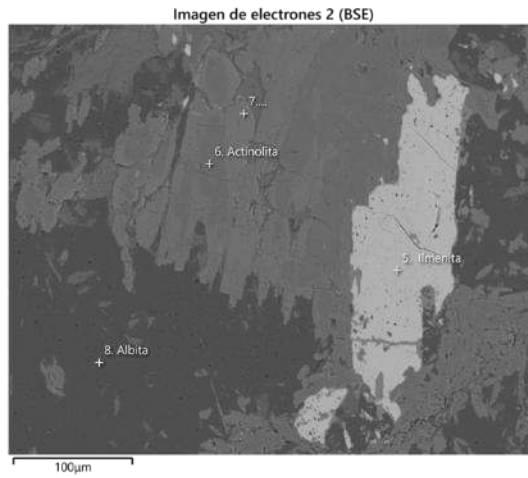


Espectro 3

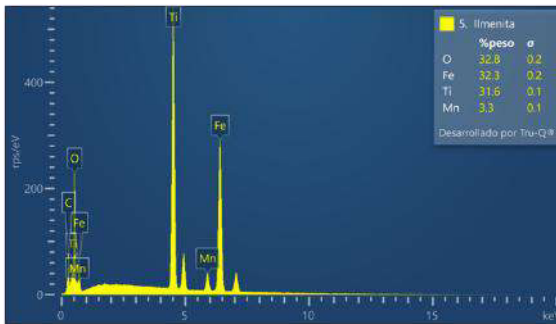


Espectro 4

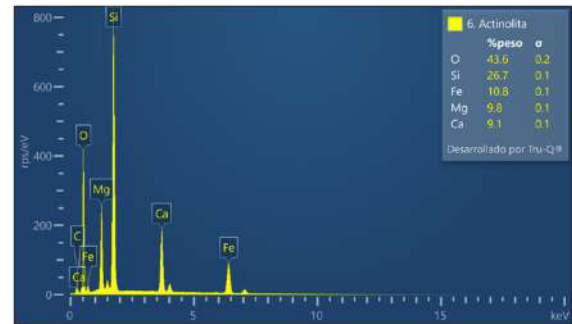
Muestra R1617: Imagen SEM-EDS 2



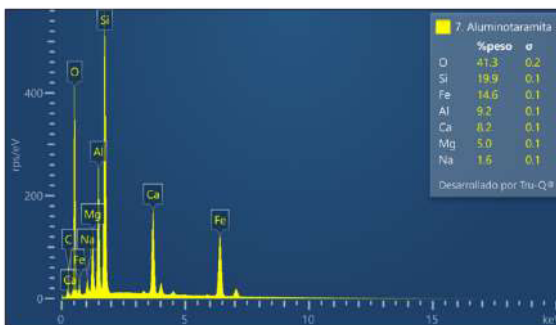
Espectros del 5 al 8. Intercrecimiento de albita, actinolita e ilmenita.



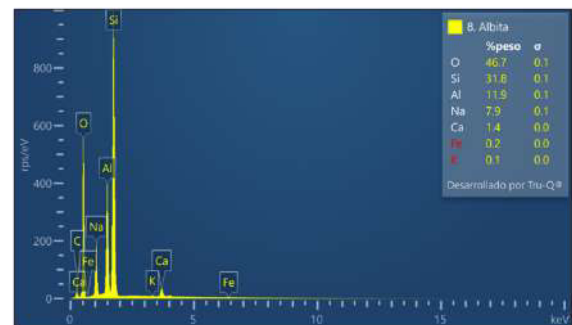
Espectro 5



Espectro 6

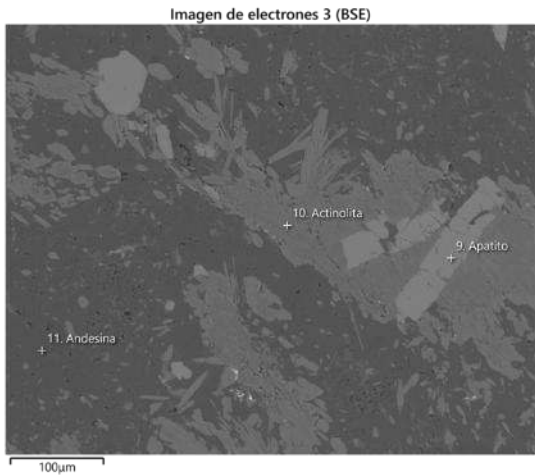


Espectro 7

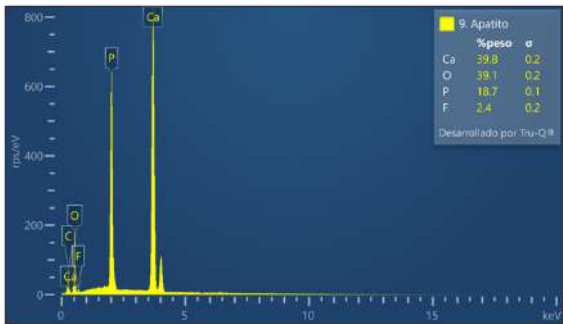


Espectro 8

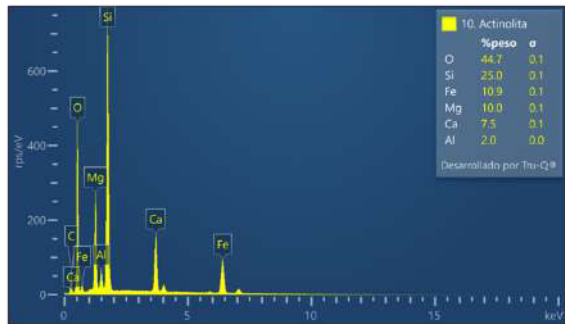
Muestra R1617: Imagen SEM-EDS 3



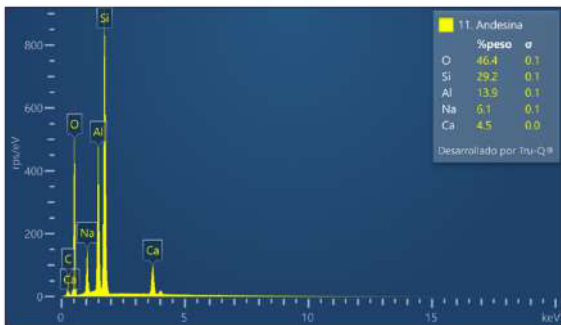
Espectros del 9 al 11. Andesina asociado a actinolita y apatito.



Espectro 9

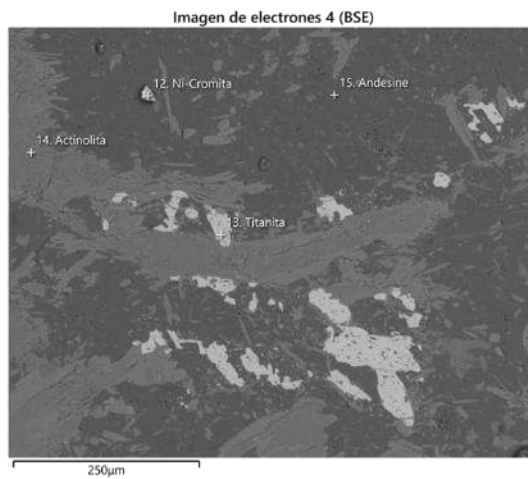


Espectro 10

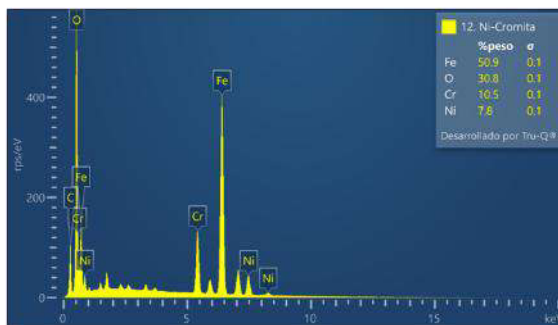


Espectro 11

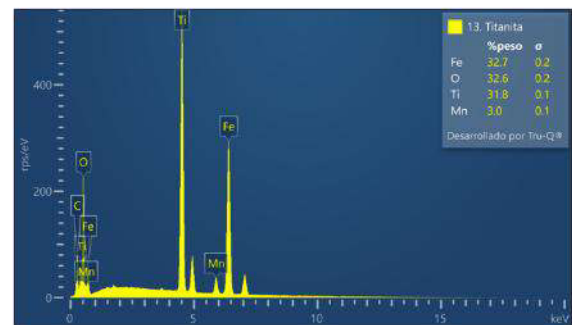
Muestra R1617: Imagen SEM-EDS 4



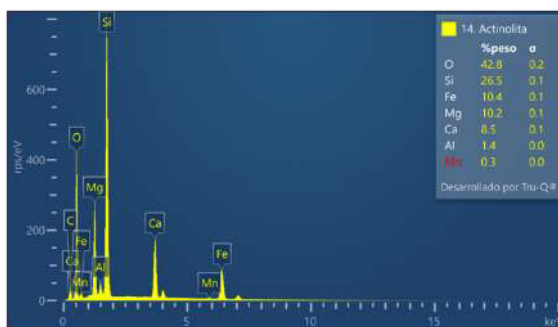
Espectros del 12 al 15. Andesina con intersticios de actinolita y titanita.



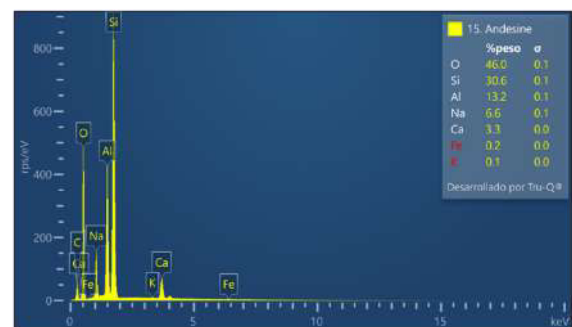
Espectro 12



Espectro 13

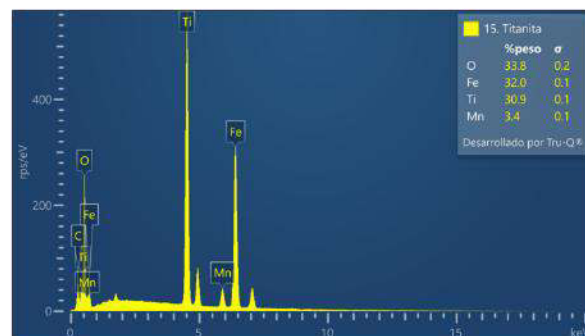
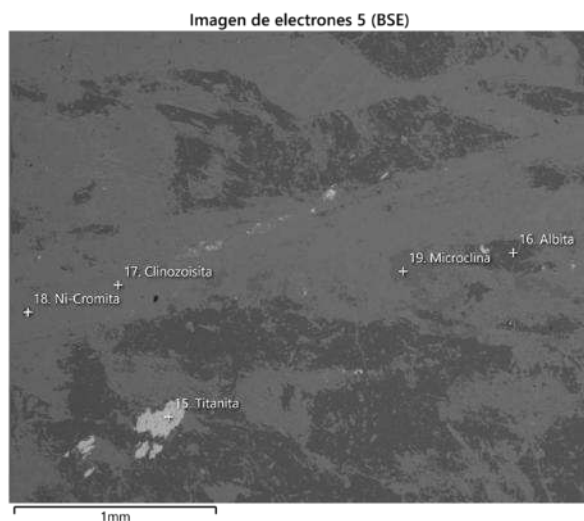


Espectro 14



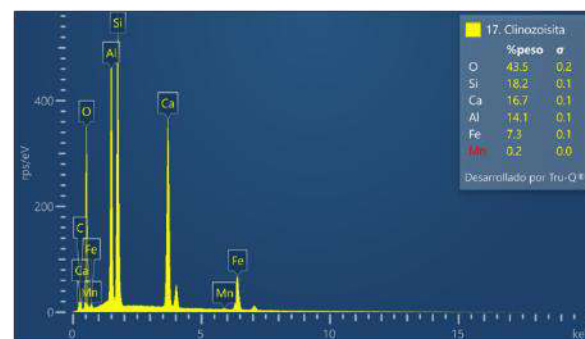
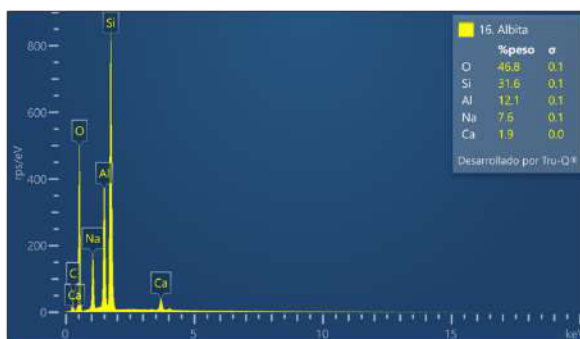
Espectro 15

Muestra R1617: Imagen SEM-EDS 5



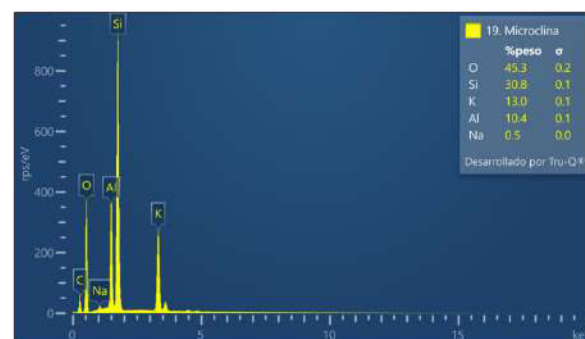
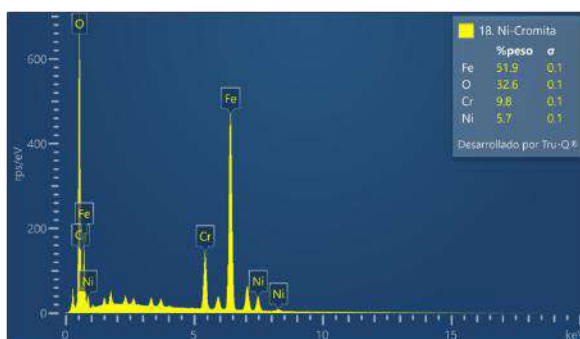
Espectros del 15 al 19. Albita alterada por clinozoisita y titanita.

Espectro 15



Espectro 16

Espectro 17

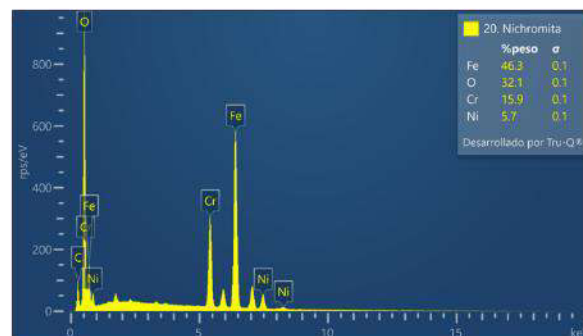
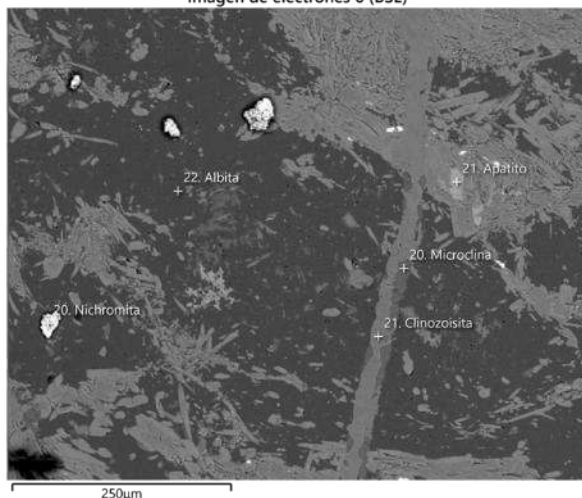


Espectro 18

Espectro 19

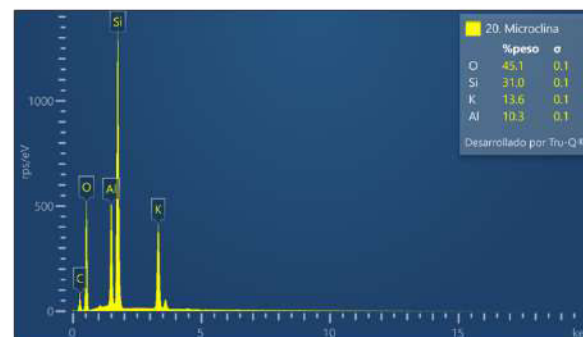
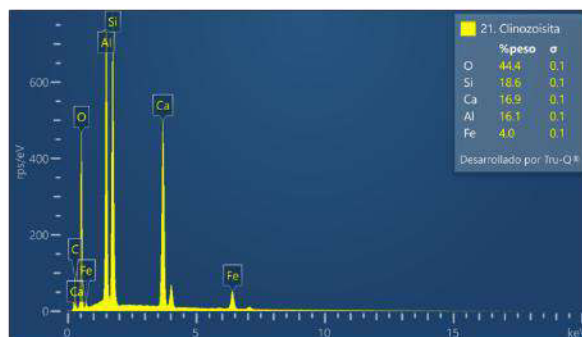
Muestra R1617: Imagen SEM-EDS 6

Imagen de electrones 6 (BSE)



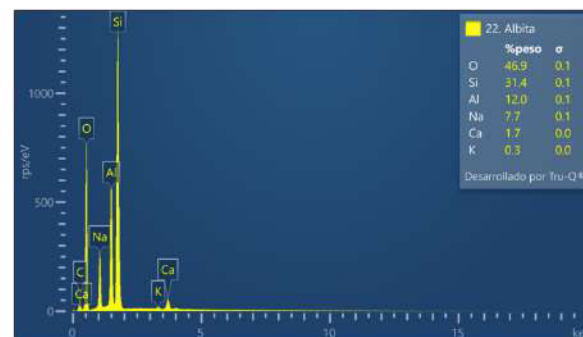
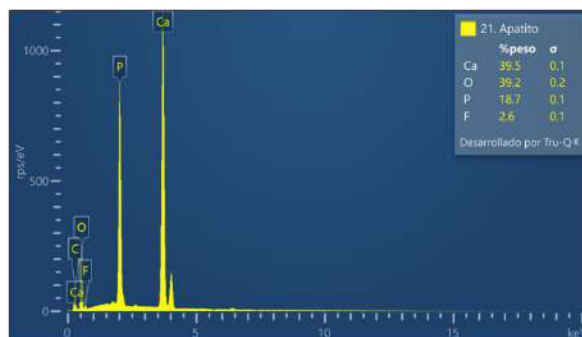
Espectros del 20 al 24. Albita con venilla de feldespatos potásicos y clinozoisita, e inclusiones de nichcromita.

Espectro 20



Espectro 21

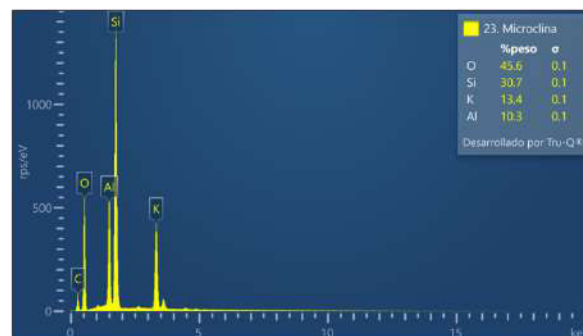
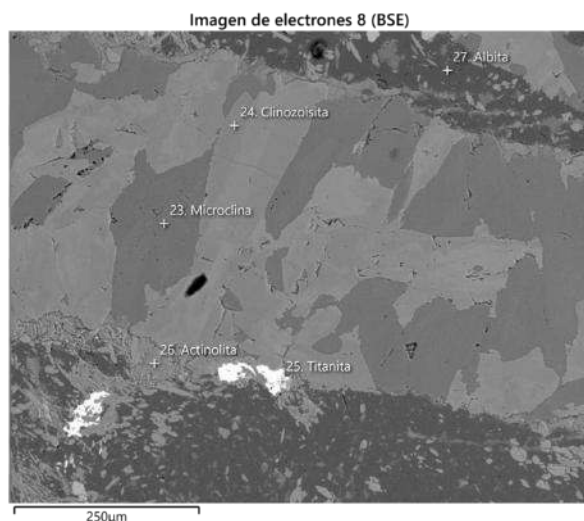
Espectro 22



Espectro 23

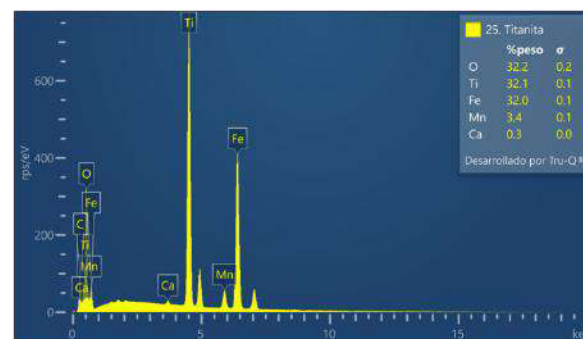
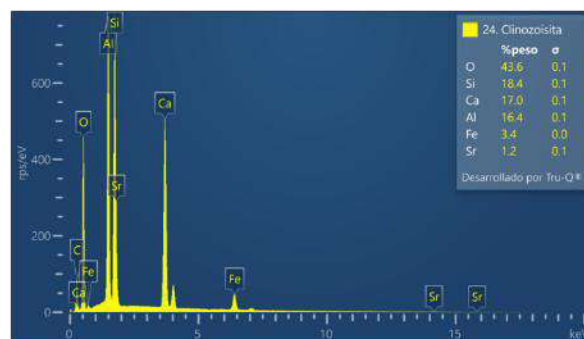
Espectro 24

Muestra R1617: Imagen SEM-EDS 8



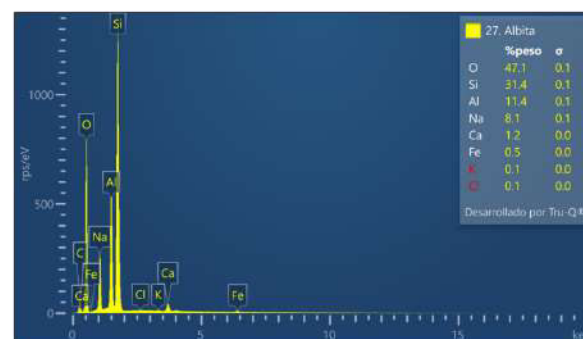
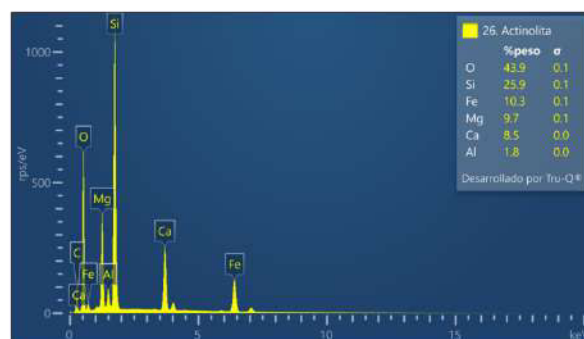
Espectros del 23 al 27. Venilla de feldespatos potásicos, actinolita y clinzoisita.

Espectro 23



Espectro 24

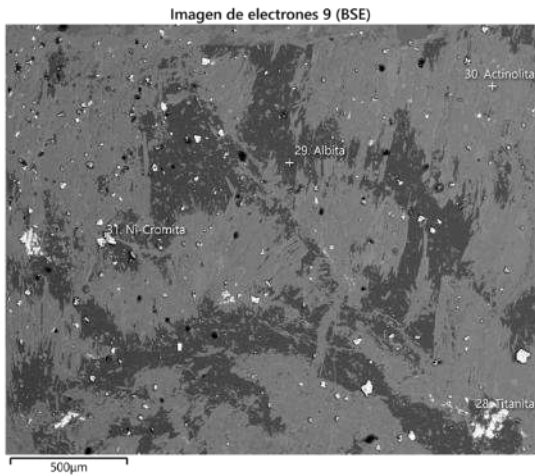
Espectro 25



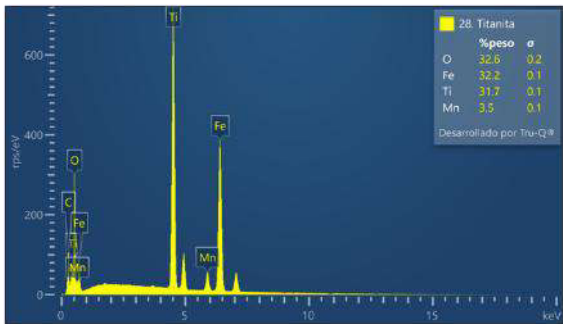
Espectro 26

Espectro 27

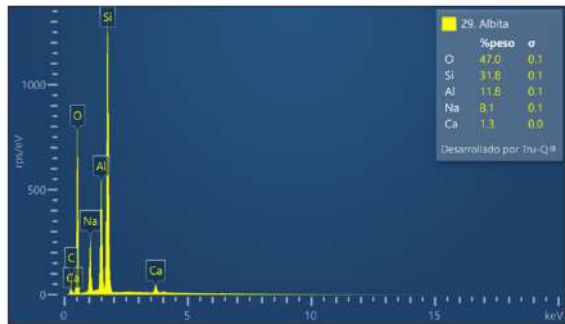
Muestra R1617: Imagen SEM-EDS 9



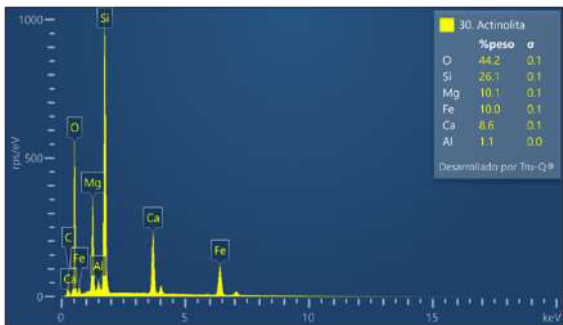
Espectros del 28 al 31. Albite intercrecida con actinolita.



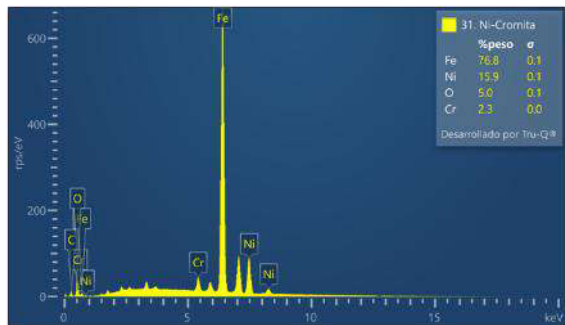
Espectro 28



Espectro 29

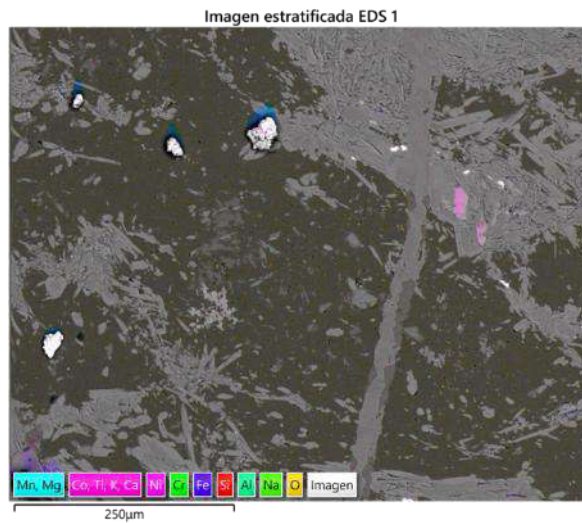


Espectro 30

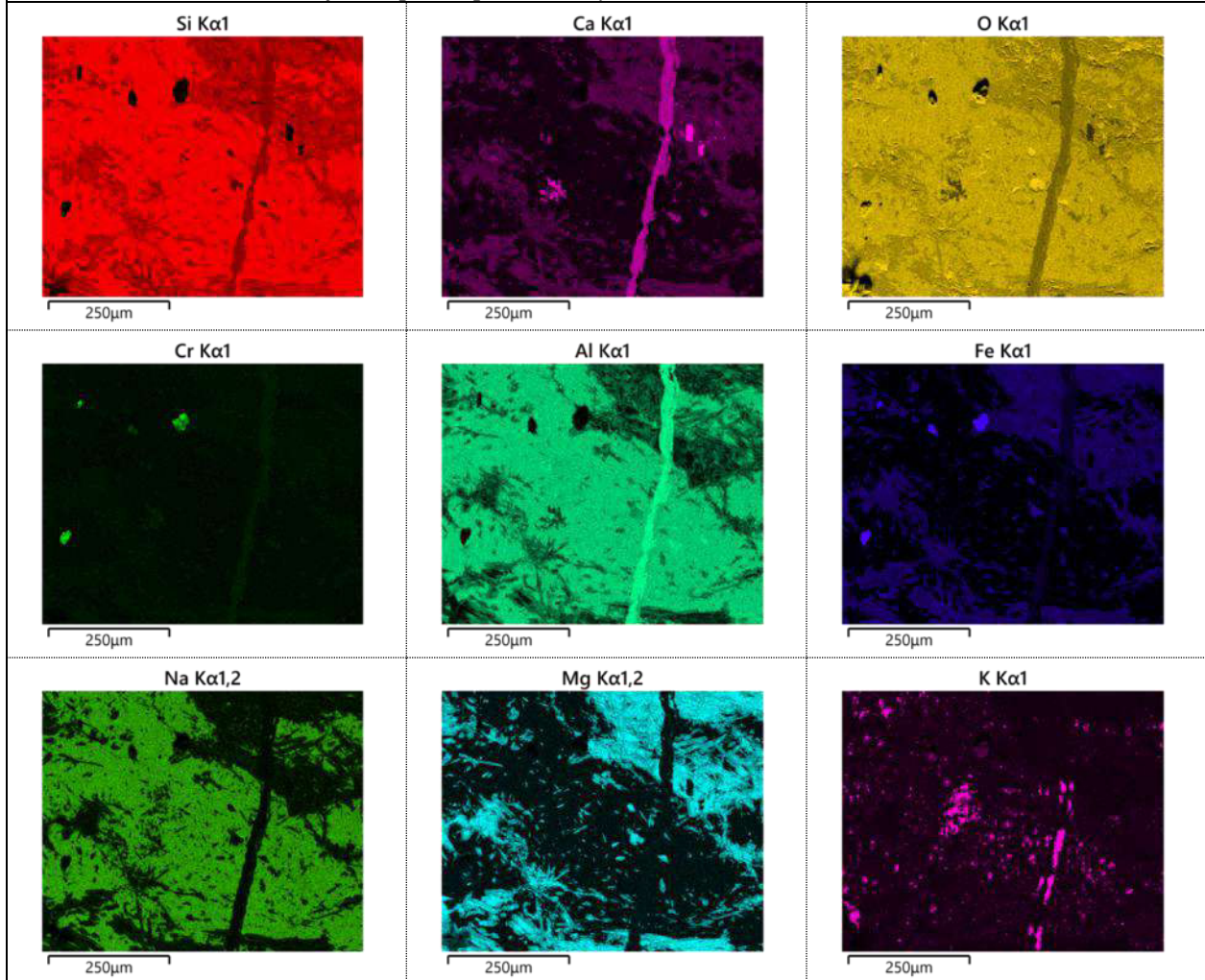


Espectro 31

Muestra R1617: Mapa mineral SEM-EDS 1

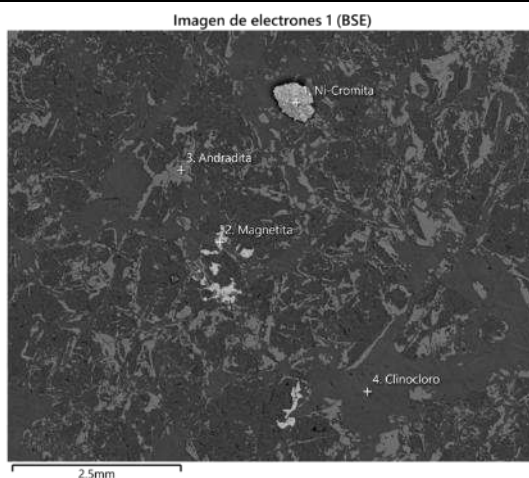


Albita con venilla de feldespatos potásicos y clinozoisita, e inclusiones de nichcromita.

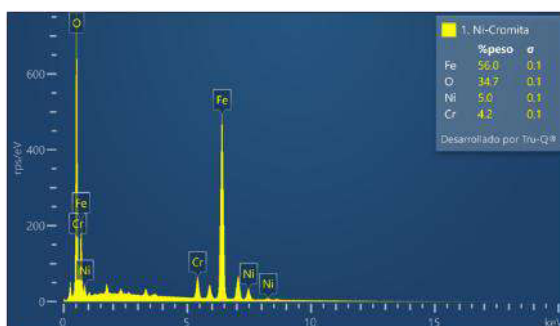


Muestra R2000

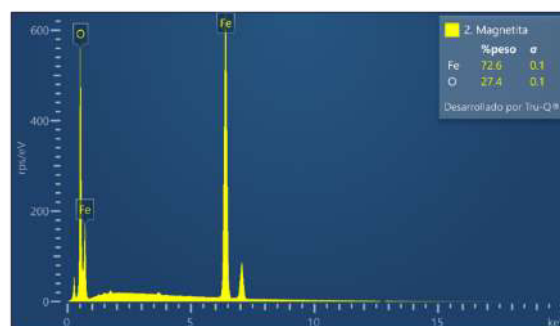
Muestra R2000: *Imagen SEM-EDS 1*



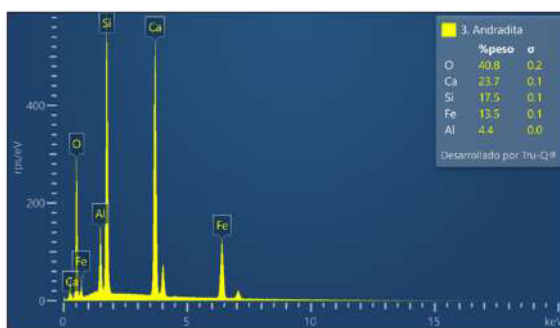
Espectros del 1 al 4. *Intercrecimiento de andradita, magnetita y clinocloro.*



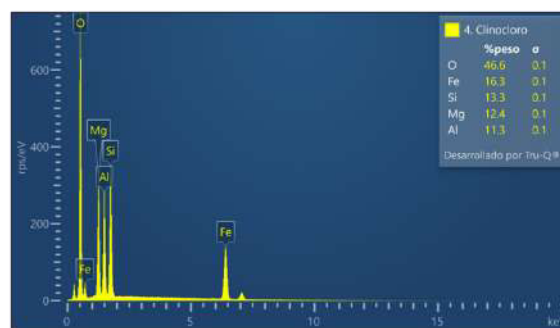
Espectro 1



Espectro 2

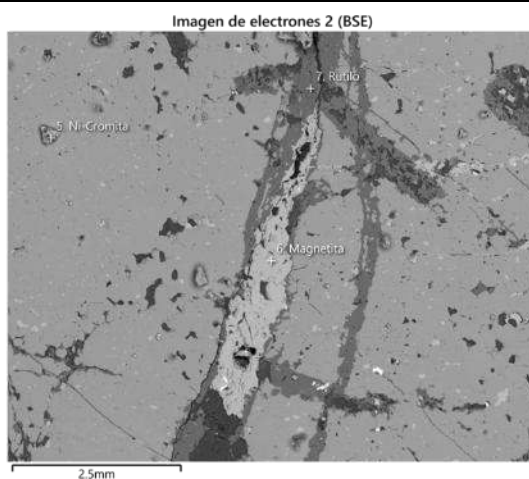


Espectro 3

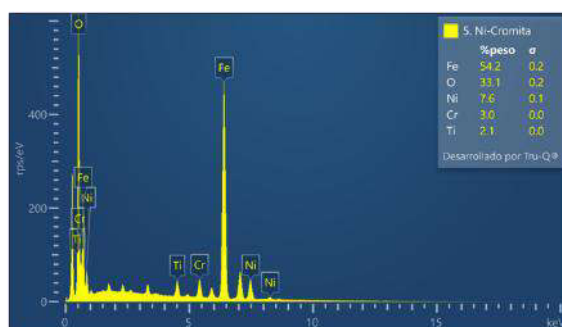


Espectro 4

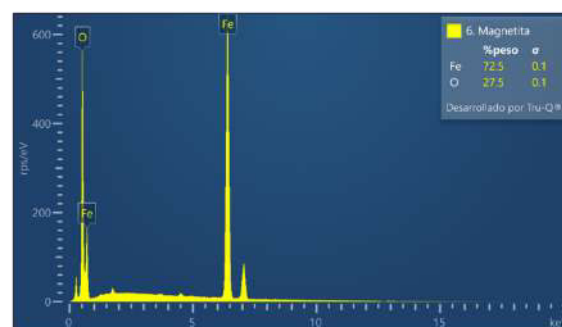
Muestra R2000: Imagen SEM-EDS 2



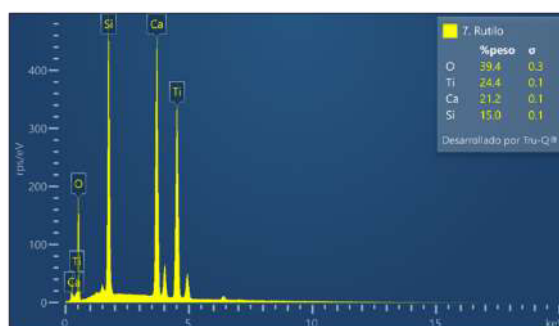
Espectros del 5 al 7. Venilla de magnetita y rutilo.



Espectro 5

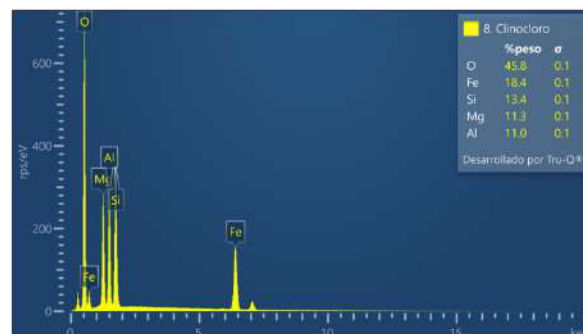
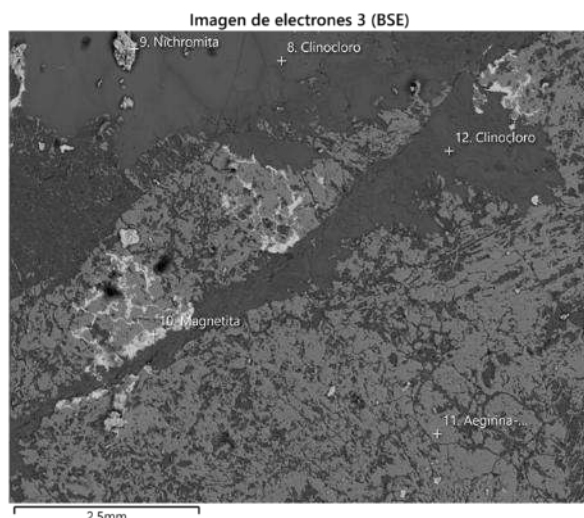


Espectro 6



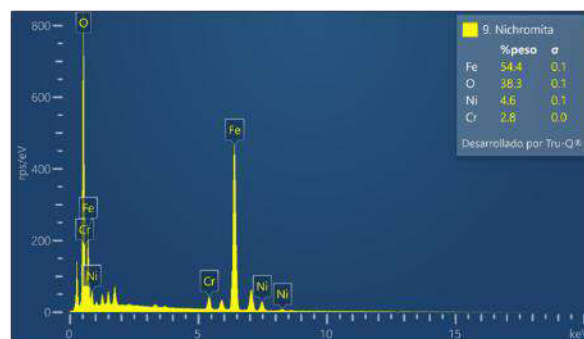
Espectro 7

Muestra R2000: Imagen SEM-EDS 3

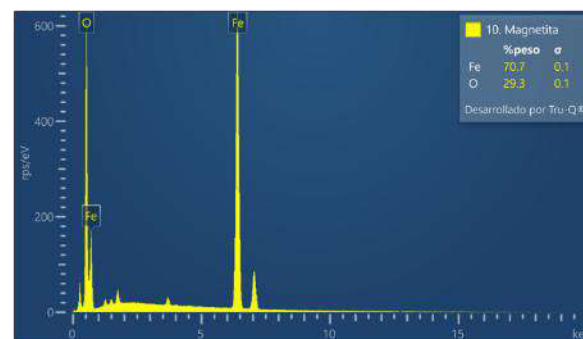


Espectros del 8 al 12. Piroxeno alterado por clinocloro.

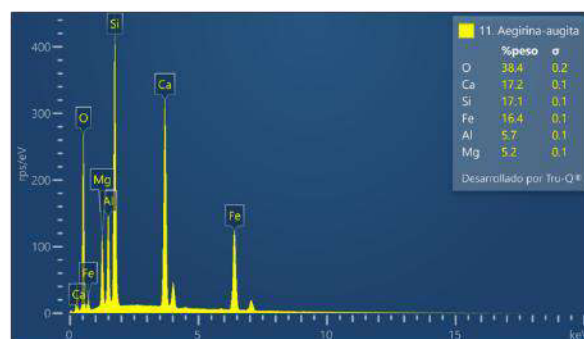
Espectro 8



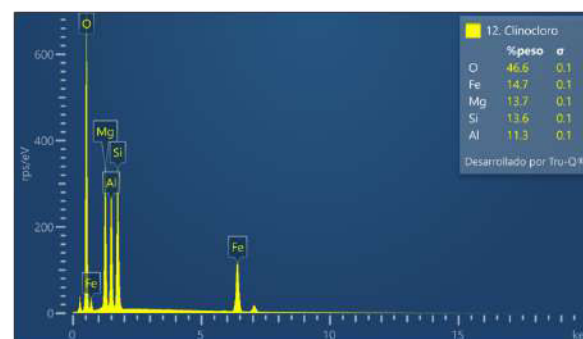
Espectro 9



Espectro 10

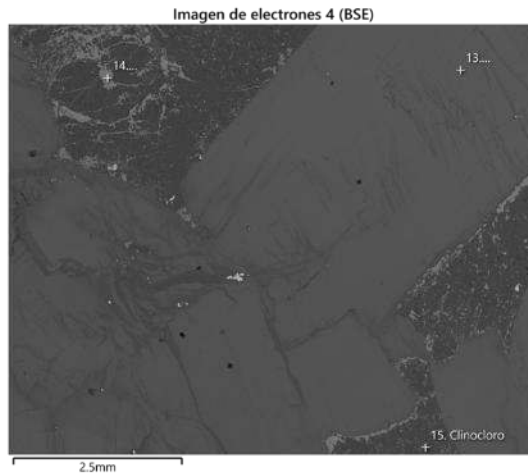


Espectro 11

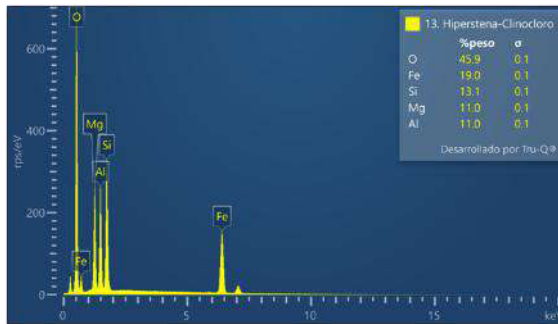


Espectro 12

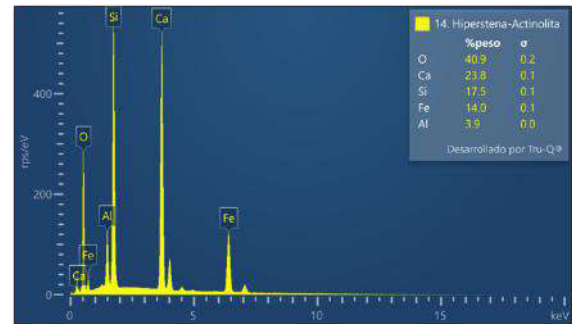
Muestra R2000: Imagen SEM-EDS 4



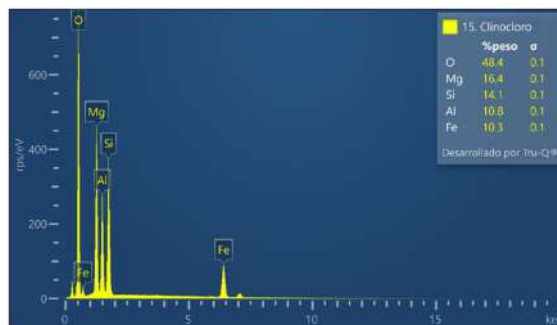
Espectros del 13 al 15. *Hiperstena* alterado por clinocloro y actinolita.



Espectro 13

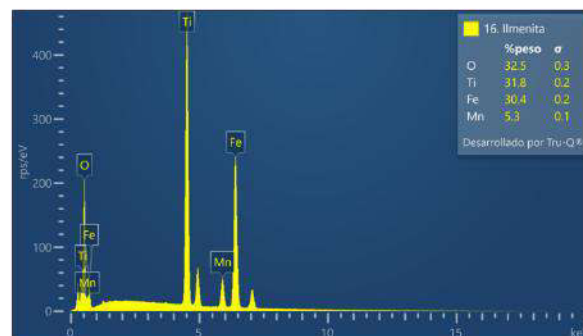
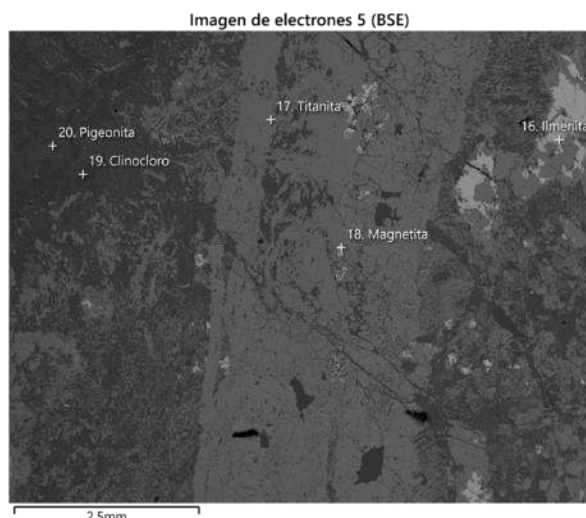


Espectro 14



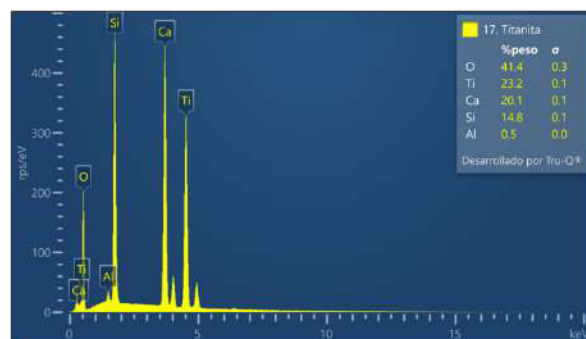
Espectro 15

Muestra R2000: Imagen SEM-EDS 5

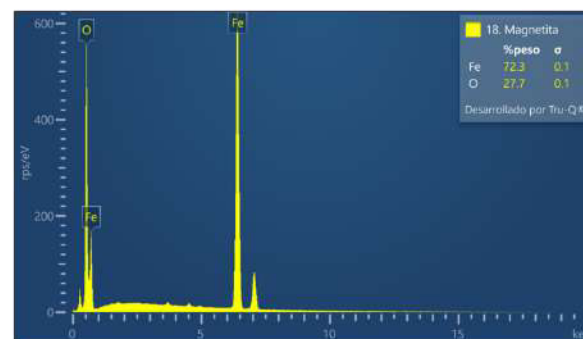


Espectros del 16 al 20. Venilla de magnetita y titanita.

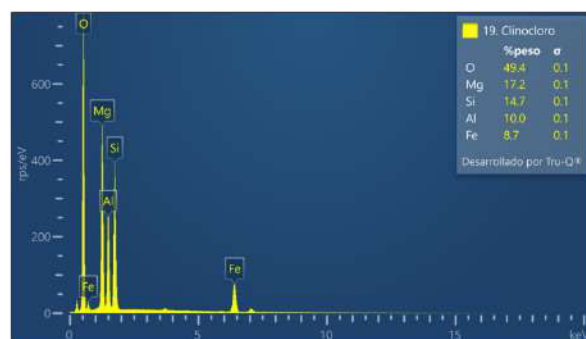
Espectro 16



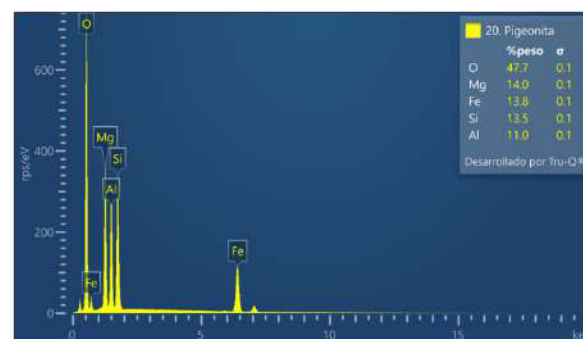
Espectro 17



Espectro 18

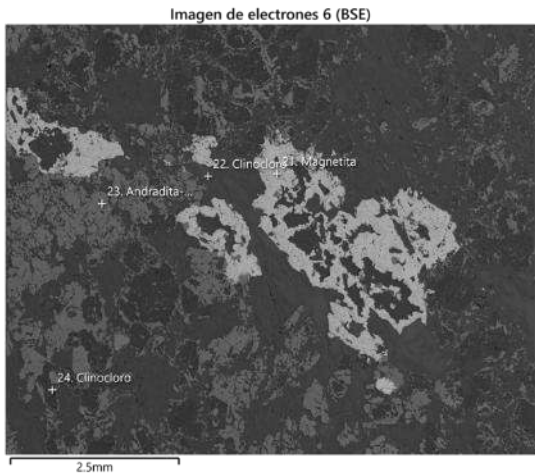


Espectro 19

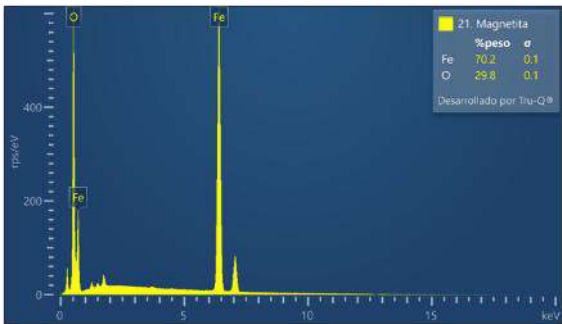


Espectro 20

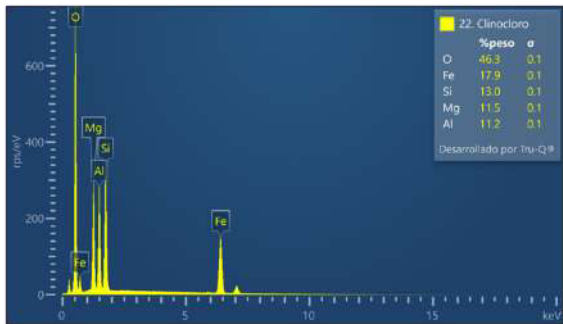
Muestra R2000: Imagen SEM-EDS 6



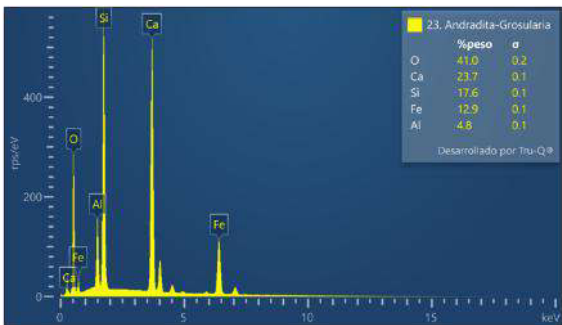
Espectros del 21 al 24. *Andradita alterada por clinocloro.*



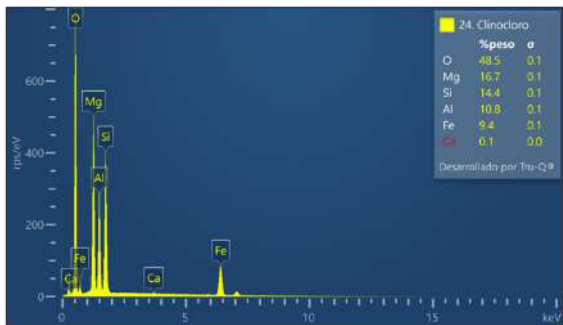
Espectro 21



Espectro 22

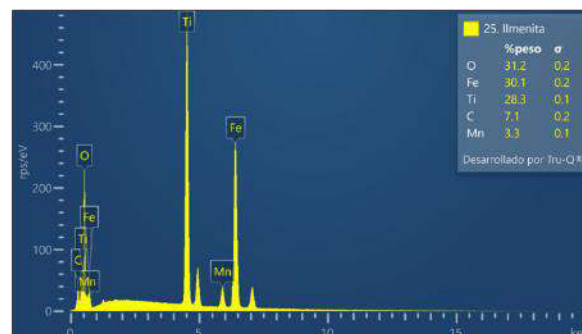
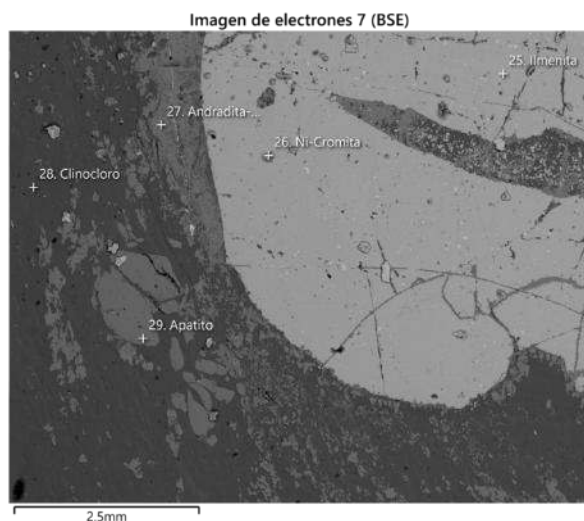


Espectro 23



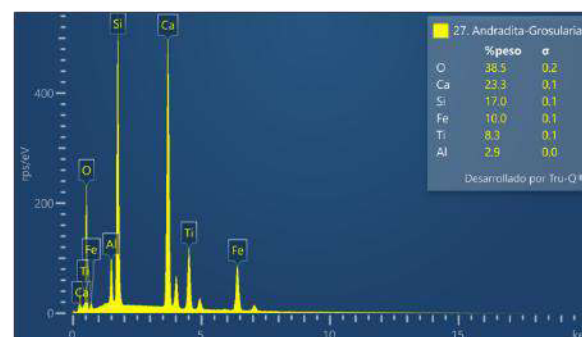
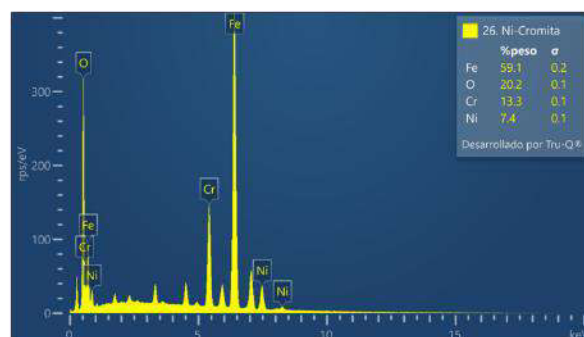
Espectro 24

Muestra R2000: Imagen SEM-EDS 7



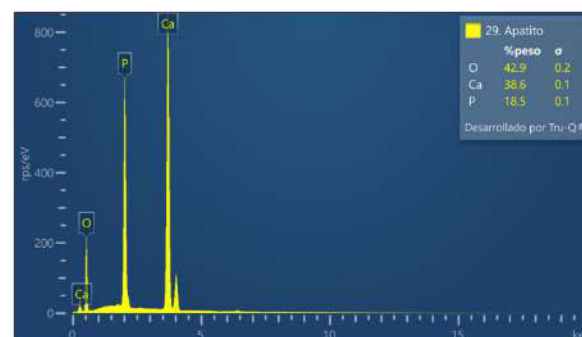
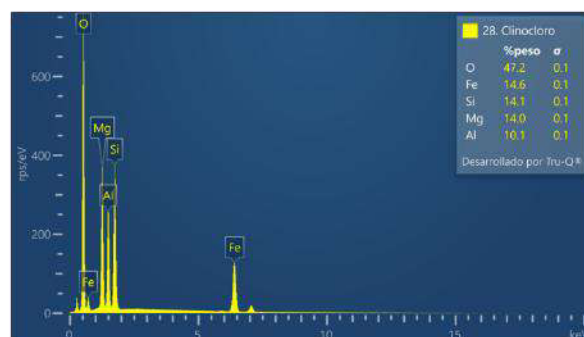
Espectros del 25 al 29. Intercrecimiento de andradita, clinocloro, apatito e ilmenita con diseminación de cromita rica en níquel.

Espectro 25



Espectro 26

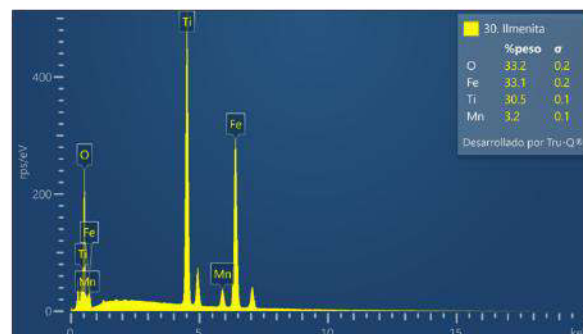
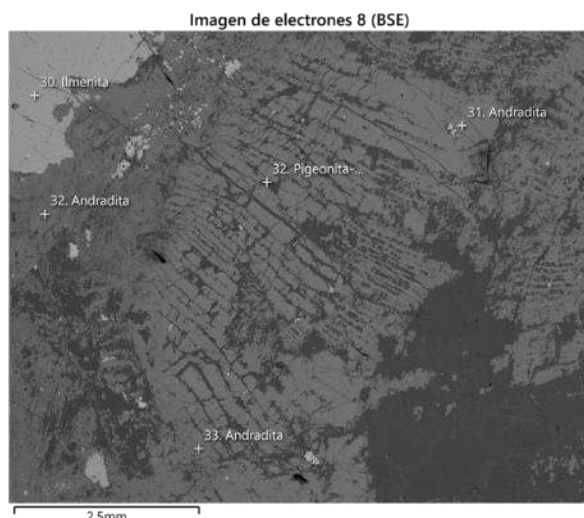
Espectro 27



Espectro 28

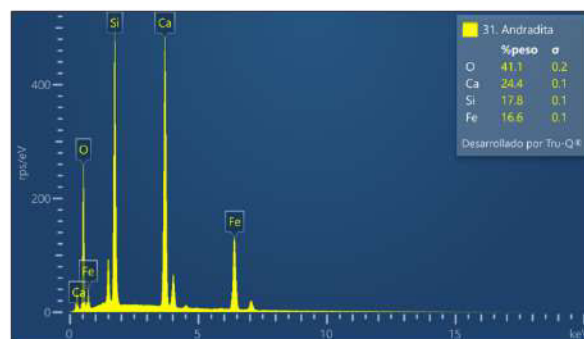
Espectro 29

Muestra R2000: Imagen SEM-EDS 8

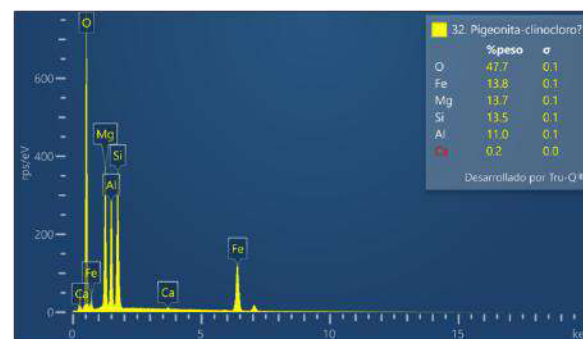


Espectros del 30 al 33. Andradita alterada por clinocloro y asociada a ilmenita.

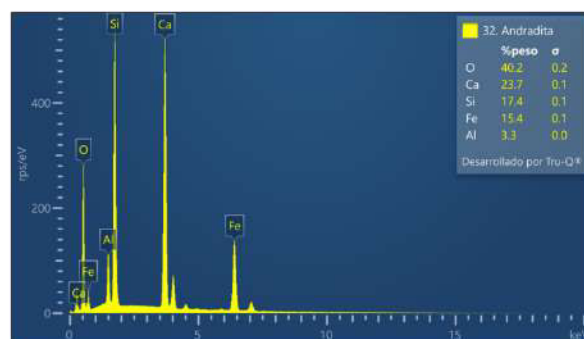
Espectro 30



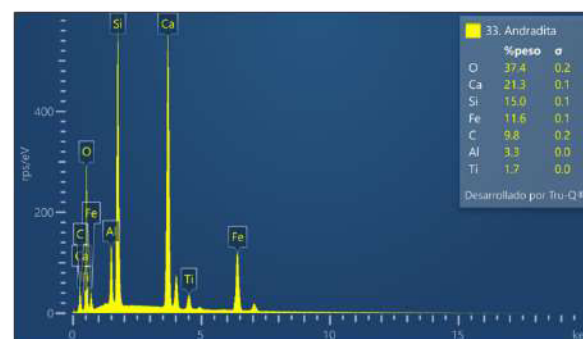
Espectro 31



Espectro 32



Espectro 33



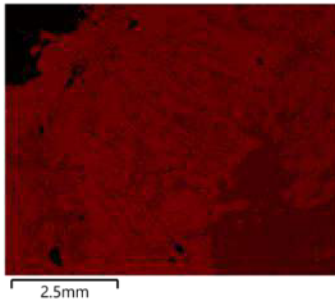
Espectro 34

Muestra R2000: Mapa mineral SEM-EDS 1

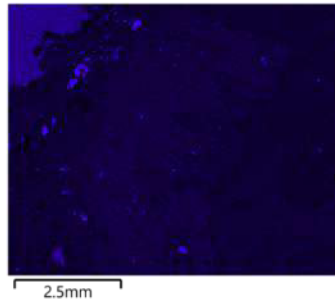


Andradita alterada por clinocloro y asociada a ilmenita.

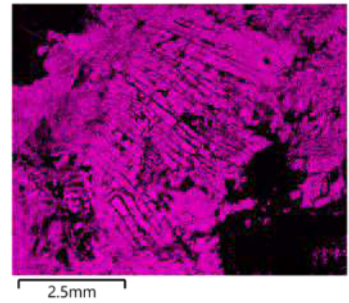
Si K α 1



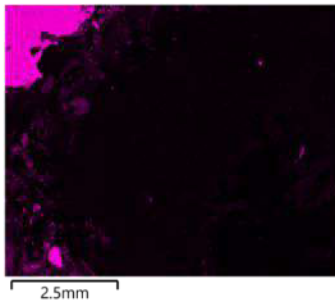
Fe K α 1



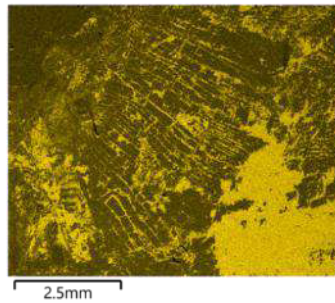
Ca K α 1



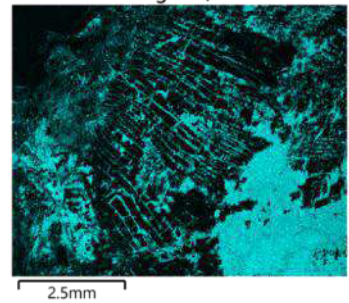
Ti K α 1



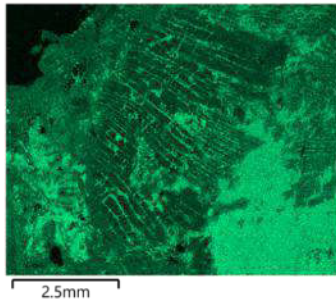
O K α 1



Mg K α 1,2



Al K α 1



Mn K α 1

