

**REPUBLICA DE COLOMBIA
MINISTERIO DE MINAS Y ENERGIA
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN GEOCIENCIAS, MINERIA Y
QUIMICA
INGEOMINAS**

**GEOLOGIA, MINERALOGIA Y QUIMICA DEL
COMPLEJO ULTRAMAFICO ZONADO DEL ALTO
CONDOTO (CUZAC)**

Por:

ROSALBA SALINAS E., MICHAEL TISTL y KLAUS P. BURGATH

Febrero de 1994

CONTENIDO

	Página
INTRODUCCION.....	8
1. GEOLOGIA REGIONAL DE LA ZONA DEL RIO CONDOTO.....	8
2. COMPLEJOS ULTRAMAFICOS ZONADOS Y MINERALIZACIONES DE ELEMENTOS DEL GRUPO DEL PLATINO (PGE).....	12
3. EL COMPLEJO ULTRAMAFICO ZONADO DEL ALTO CONDOTO (CUZAC).....	14
3.1. DUNITA.....	17
3.1.1. DESCRIPCION GENERAL DE LAS DUNITAS DEL CUZAC.....	17
3.2. DUNITA CON CLINOPIROXENO Y WEHRLITA.....	20
3.2.1. DESCRIPCION GENERAL.....	22
3.3. CLINOPIROXENITA OLIVINICA.....	24
3.3.1. DESCRIPCION GENERAL.....	24
3.4. UNIDADES DE CARACTER IGNEO METAMORFICO RELACIONA- DAS AL PROCESO DE INTRUSION DEL CUZAC.....	25
3.4.1. CLINOPIROXENITA CON HORNBLENDA Y MAGNETITA.....	25
3.4.2. ROCAS DIORITICO - GABROÏCAS.....	26
4. METAMORFISMO DE CONTACTO EN ROCAS VOLCANO- SEDIMENTARIAS.....	28
4.1. CORNUBIANITAS DE HORNBLENDA.....	28
5. PETROQUIMICA.....	30
5.1. CALCULO MODIFICADO DE LA NORMA CIPW.....	40
5.2. METODOLOGIA PARA ESTIMAR EL PORCENTAJE DE FeO y Fe ₂ O ₃ DE LAS DUNITAS DEL CUZAC.....	40
5.3. RELACIONES ENTRE Pt Y Cr ₂ O ₃	42
5.4. PGE EN ROCAS NORMALIZADAS RESPECTO A LA CONDRITA.....	44
6. DISTRIBUCION DE LOS ELEMENTOS DE TIERRAS RARAS EN ROCAS DEL CUZAC Y DEL COMPLEJO DE VIRAVIRA.....	46
6.1. COMPORTAMIENTO DE ISOTOPOS DE NEODIMIO, SAMARIO Y ESTRONCIO.....	46
6.1.1. RESULTADOS.....	46
7. DATACIONES K-Ar.....	52
7.1. RESULTADOS DE LAS DATACIONES.....	52
8. BIBLIOGRAFIA.....	55

FIGURAS

1. Localización de área de trabajo.....	9
2. Geología regional de la zona.....	10
3. Basaltos del Complejo de Viravira en el Diagrama de Cationes de Jensen (1976).....	11
4. Ocurrencia de PGM aluvial y de intrusivos ultramáficos en el NW de Colom- bia.....	13
5. Localización del CUZAC. Cuencas de los ríos San Juan y Condoto con sus aluviones platiníferos (punteados); acceso terrestre más corto al Complejo Ultramáfico del Alto Condoto (CUZAC) por la trocha que sale de El Tabor.....	15

6. Mapa geológico esquematizado del Complejo Ultramáfico Zonado del Alto Condoto.....	16
7. Aglomeraciones de cristales anhedrales de cromita intersticial en olivino con serpentina en malla (RS 4304, Ancho de foto, ADF= 0,34 cm).	19
8. Dunita con intercrecimientos de magnetita y cromita anhedral (MT 200; ADF 0,32 cm).....	19
9. Distribución de los contenidos de MgO(%) en dunitas del CUZAC.	21
10. Flogopita (Fg) y cromita (Cr) en wehrlita (RS 4374; ADF 0,36 cm).....	23
11. Olivino (Ol) anhedral inestable entre cristales subhedrales de clinopiroxeno (Cpx) en clinopiroxenita olivínica (RS 4357; ADF 0,36 cm).	23
12. Cristales de olivino anhedral (inestable) con alteración en los bordes a goethita (Gh) en clinopiroxenita hornbléndica (RS 4340; ADF 0,36 cm).....	27
13. Inclusiones de espinela (Es) verde en magnetita (Mt), en clinopiroxenita con magnetita y hornblenda (MT 049; ADF 0,25 cm).....	27
14. Incipiente recristalización de mica (Mi) en un sedimento en cornubianita de hornblenda (Protolito sedimentario) (MT 032; ADF 0,48 cm).....	29
15. Formación de hornblenda(Hb) en piroxeno y mica (Mi) en cornubianita de hornblenda (RM 7660; ADF 0,36 cm).....	30
16. Composición de olivino, clinopiroxeno y hornblenda en el CUZAC (Tabla 3)	31
17. Correlación SiO ₂ versus MgO (a) y MgO versus Cr ₂ O ₃ (b) en peridotitas del CUZAC (Tabla 3).....	36
18. Correlación CaO versus Cr ₂ O ₃ (a) y TiO ₂ versus Cr ₂ O ₃ (b) en peridotitas del CUZAC (Tabla 3).....	36
19. Correlación Ni versus Cr (a) y Al ₂ O ₃ (versus Cr ₂ O ₃ ((b) en peridotitas del CUZAC (Tabla 3).....	37
20. Correlación Zn versus Cr en peridotitas del CUZAC (Tabla 3).....	38
21. Diagrama NiO versus Cr ₂ O ₃ en peridotitas del CUZAC (límites según Irvine y Findlay, 1972).....	39
22. Composición normativa de las dunitas del Complejo Ultramáfico Zonado.....	42
23. Diagrama de Pt versus Cr ₂ O ₃ de dunitas del centro del CUZAC.....	43

24. Patrones de PGE normalizados a la condrita en dunita (a) y clinopiroxenita (b) del CUZAC.....	44
25. Patrones de PGE típicos, normalizados respecto a la condrita para Complejos Ofiolíticos (a) y Complejos Zonados (b) (Barnes et al,1985).....	45
26. Patrones de distribución de elementos de las tierras raras (REE) normalizados respecto a la condrita en peridotitas (a) y en rocas diorítico-gabroicas (b) del CUZAC.....	48
27. Localización de muestras analizadas para isótopos de Sm-Nd y Rb-Sr.....	49
28. Relación de isótopos $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de rocas ultramáficas y máficas del CUZAC y del Complejo de Viravira.....	51
29. Diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de rocas ultramáficas y máficas del CUZAC y del Complejo de Viravira.....	51
30. Localización de muestras con dataciones K-Ar	53
31. Histograma de los resultados de las dataciones K/Ar.....	55

TABLA

1. Composición de una inclusión de clinocanfíbol en cromita; Valores en % por peso, análisis por microsonda.	18
2. Contenidos de MgO(%), Si ₂ O ₃ (%) y FeO(%) de olivino en dunita; análisis por microsonda EDAX, INGEOMINAS, (Figura 9)	22
3. Composición química de peridotitas del Complejo Ultramáfico Zonado del Alto Condoto; análisis por fluorescencia de rayos X, Lodziak, BGR.....	32
4. Variación de SiO ₂ , MgO y CaO en dunitas, wehrlitas y clinopiroxenitas olivínicas (en % por peso).....	38
5. Comparación de contenidos de FeO analizados y estimados.....	41
6. Contenidos de elementos del grupo del platino (en ppb) y Cr ₂ O ₃ (en % por peso) en rocas del Complejo Ultramáfico Zonado del Alto Condoto. Análisis por ensaye al fuego (NiS), X-RAL Laboratory, Canadá.....	43
7. Contenidos de elementos de tierras raras (REE) en rocas del Complejo Ultramáfico Zonado del Alto Condoto; análisis por ICPMS, U. Siewers, BGR.	47
8. Análisis de isótopos de Rb/Sr y Sm/Nd del Complejo Ultramáfico del Alto Condoto y de los Basaltos de Viravira.	50
9. Dataciones de K-Ar en rocas hornbléndicas del Complejo Ultramáfico Zonado del Alto Condoto; análisis: H. Kreuzer.....	54

INTRODUCCION

El platino, denominado inicialmente "platina", fue encontrado por primera vez en Colombia en la provincia del Chocó, pero la fecha exacta de su descubrimiento se desconoce a pesar de ser divulgada a partir de 1557 (FARABEE, 1921; ESPINOSA, 1980). La extracción minera de los placeres platiníferos del Chocó comenzó en 1778 y hasta 1823 fue la única fuente productora de minerales del grupo del platino (PGM) a nivel mundial, hasta que se descubrieron los aluviones platiníferos en la región de los Urales (RUSIA, 1819).

La cuenca del río Condoto situada en el Dpto del Chocó (Figura 1) ha sido productora de platino y oro aluvial por más de 200 años. Aún siendo una de las zonas más ricas en platino aluvial a nivel mundial, hasta el momento no se disponía de información geológica de esta área, ni se conocía el origen y naturaleza del ambiente primario del platino en esta zona de los ríos San Juan y Condoto.

Los primeros informes técnicos sobre la zona platinífera en la cuenca del río Condoto (Chocó) fueron elaborados por Castillo (1909), Kunz (1918), Duparc & Tikanowitch (1920), Ovalle (1920), Kellner (1925), Hubach (1930) quienes se dedicaron a estudiar los aluviones platiníferos. Duparc & Tikanowitch (1920) reconocieron por primera vez que las serpentinitas del tipo Viravira representaban la roca madre del platino en el río Condoto. Otros trabajos de investigación fueron elaborados por Singewald (1950), Restrepo (1954), Wokittel (1958), Mertie (1969) y Escorce (1971).

En varios de estos estudios se especuló sobre la posible fuente del platino, pero no encontraron "in situ" las rocas que forman el Complejo Ultramáfico Zonado en el Alto Condoto.

En 1987 INGEOMINAS y CODECHOCO realizaron investigaciones geológicas en el

área (SALINAS y ZAPATA, 1991) y en 1988, INGEOMINAS y la BGR iniciaron estudios para buscar la fuente del platino, su distribución y el ambiente geológico imperante. Los resultados de la primera fase de este proyecto se presentan en el informe técnico del INGEOMINAS - BGR (MUÑOZ *et al*, 1990).

1. GEOLOGIA REGIONAL DE LA ZONA DEL RIO CONDOTO

Las rocas más antiguas que afloran en esta parte de la Cordillera Occidental, corresponden a la unidad litológica denominada Complejo de El Paso, compuesta por basaltos y diabasas las cuales muestran afinidades geoquímicas con secuencias tipo MORB (Figura 2) (MUÑOZ *et al*, 1990). Estas rocas aparecen interestratificadas con secuencias sedimentarias (rocas pelíticas y a veces chert).

El Complejo de El Paso se considera que ha sido formado en un ambiente similar al de las rocas consideradas como el basamento de la parte Norte de la Cordillera Occidental y por lo tanto son correlacionables con el denominado Grupo Cañasgordas con una edad Cretáceo-Terciario inferior (DUQUE CARO, 1989).

En la zona intermedia del río Condoto y hacia sus cabeceras, se encuentra otra unidad denominada Complejo de Viravira la cual comprende:

- Basaltos autobrechados con afinidades Komatiíticas.
- Cuerpos de rocas ultramáficas serpentinizadas en contacto tectónico con las rocas volcánicas.
- Rocas sedimentarias de ambiente marino las cuales cubren toda la secuencia volcánica.

Las rocas basálticas se caracterizan por mostrar altos contenidos de MgO (9,02-17,63%), bajos contenidos de SiO₂ (46,00-48,84%), alta relación CaO/Al₂O₃ (0,9) y relativamente bajos contenidos de TiO₂

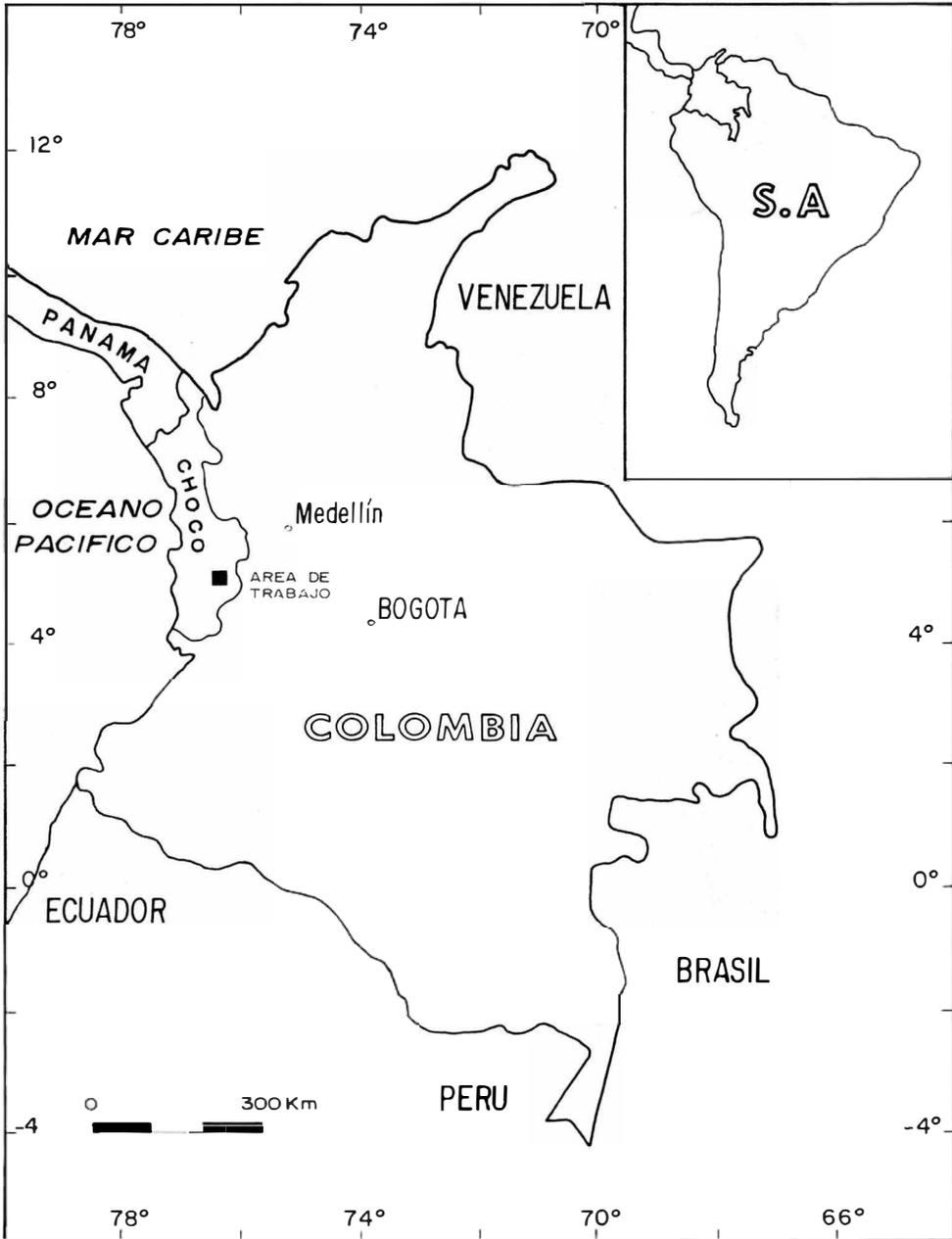


FIGURA 1: LOCALIZACIÓN DE AREA DE TRABAJO.

(0,55-0,91%) (Figura 3). Presentan fenocristales fracturados, frecuentemente euhedrales de los piroxenos augita y pigeonita y rara vez olivino. Fenocristales de Plagioclasa son raros siendo más comunes en la matriz como microlitos. Las rocas ultramáficas serpentinizadas se presentan fracturadas, con formas desde lenticulares a subredondeadas hasta de 500 m de diámetro, en contacto fallado con los basaltos. Aunque estas rocas están casi totalmente serpentinizadas, a veces se alcanzan a diferenciar composiciones primarias del tipo harzburgitas y lherzolitas.

Las rocas sedimentarias corresponden a capas delgadas, con espesores menores de un metro, de areniscas de grano fino, con abundantes fragmentos de cristales de piroxeno y de chert.

Además, se encuentran lodolitas negras, chert calcáreos y rara vez calizas. Fósiles

observados en estas rocas permitieron asignarles una edad comprendida entre el Eoceno superior - Mioceno inferior. (MUÑOZ *et al*, 1990).

Hacia la zona de la desembocadura del río Condoto en el río San Juan, aparece una gruesa secuencia de rocas sedimentarias cuyas edades varían entre el Terciario inferior y el Cuaternario. Hacia la parte superior, esta secuencia adquiere características clásticas, siendo los sedimentos más jóvenes, los portadores del platino que se explota en la zona.

Hacia el Norte del río Condoto y cubierto por rocas sedimentarias aparece el Batolito de Mandé. Hacia las cabeceras del río Condoto aflora el Complejo Ultramáfico Zonado del Alto Condoto, el cual se encuentra en contacto fallado con el Batolito de Mandé al N y, con las rocas del basamento de la Cordillera Occidental al W.

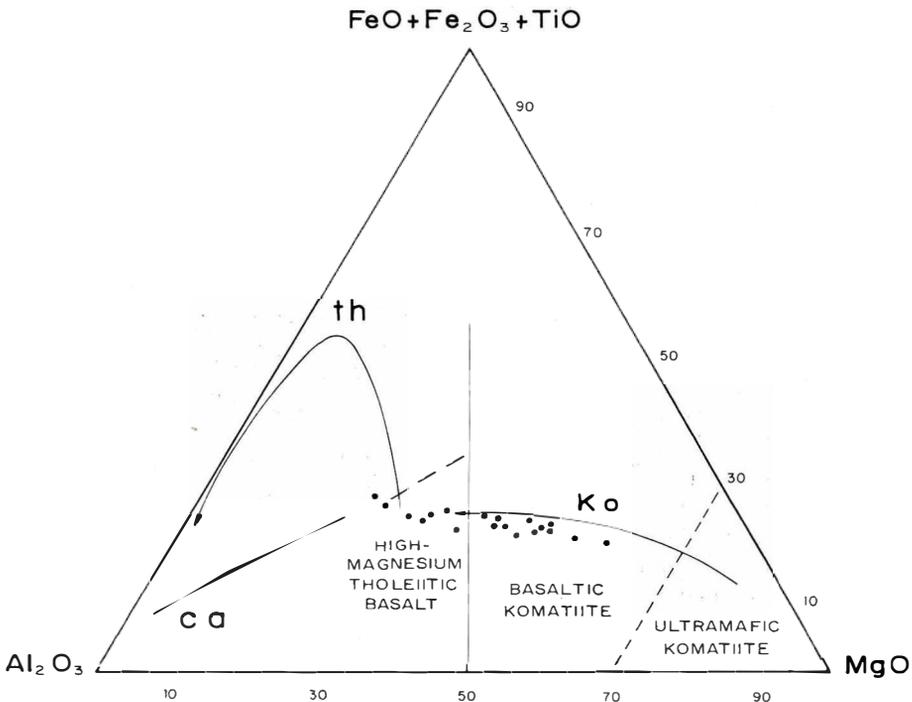


FIGURA 3: BASALTOS DEL COMPLEJO DE VIRAVIRA EN EL DIAGRAMA DE CATIONES DE JENSEN (1976).

2. COMPLEJOS ULTRAMÁFICOS ZONADOS Y MINERALIZACIONES DE ELEMENTOS DEL GRUPO DEL PLATINO (PGE)

Concentraciones anómalas de elementos del grupo del platino (PGE), están por lo general, asociadas a rocas básicas y ultrabásicas, es decir, a rocas derivadas del manto terrestre. Muy rara vez aparecen enriquecimientos de elementos del grupo del platino (PGE) en un ambiente hidrotermal.

Por lo tanto, complejos estratificados, complejos zonados, intrusiones máficas a ultramáficas aisladas y ofiolitas, constituyen unidades portadoras de PGE. Sin embargo, las diferentes fuentes difieren en su concentración de PGE. Investigando los productos de erosión de algunas de estas unidades se ha comprobado que la relación entre los diferentes PGE sirve para distinguir áreas fuente. Cabri & Harris (1975) introdujeron el concepto de índices de placeres aluviales (placer index) definido como $(Pt/Pt+Ir+Os) \times 100$. Se comprobó que los placeres derivados de complejos ofiolíticos se caracterizan por un predominio de Ir y Os (índices de 20 a 80) mientras complejos estratificados y complejos zonados se caracterizan por poseer índices altos, entre 85 y 95. De la producción de platino aluvial en el área de Andagoya-Istmina Condoto se conocía que esta zona, como todo el Chocó, tiene un predominio del elemento Pt dentro de su composición (SINGEWALD, 1950).

Considerando estos datos y la posición geotectónica general del Chocó, Cabri & Harris (1975) predijeron que la roca madre del platino chocoano debería estar relacionada a complejos ultramáficos zonados, ya que complejos estratificados, los cuales son los productores más importantes de platino, no son típicos para bordes activos de continentes (Figura 4).

Las características de los complejos ultramáficos zonados se pueden resumir así:

Son rocas ultramáficas intrusivas.

Tienen formas concéntricas, con núcleo de dunita con gradación hacia la parte externa a wehrlita y clinopiroxena.

Carecen de ortopiroxeno y plagioclasa.

Poseen olivino alto en magnesio (F₀₇₆-F₀₉₃)

- Poseen clinopiroxeno rico en calcio (diósido).

La cromita aparece asociada a dunita pero cromititas masivas no existen o presentan pequeñas dimensiones.

Poseen enriquecimiento de magnetita en las zonas de clinopiroxena.

Diques de roca diorítico-gabroica son frecuentes en los bordes de los complejos y son muy llamativos por sus texturas pegmatíticas y en peine.

Muchos complejos tienen contactos mostrando efectos de metamorfismo de alta temperatura.

Los PGM relacionados con varios complejos son casi exclusivamente aleaciones de platino y hierro (ferroplatino).

Los complejos zonados clásicos ocurren en el SE de Alaska (Alaskan type intrusions) donde tienen una edad Cretácea inferior (TAYLOR, 1967; TAYLOR & NOBLE, 1969; FINDLAY, 1969; IRVINE, 1974) y en British Columbia, i.e. Tulameen (RAICEVIC & CABRI, 1976; NIXON & RUBLEE, 1987; NIXON *et al*, 1989). Otros complejos ocurren en los Urales donde tienen una edad Devónica-Jurásica (DUPARC & TIKANOWITCH, 1920; RAZIN, 1971) y en Australia (Silúrico-Devónico; SLANSKY *et al*, 1991). También se han reportado algunos complejos en el NW de Suramérica como en N de Venezuela (MURRAY, 1972) y en el Ecuador. En Colombia se conoce un complejo ultramáfico cerca de Bolívar (Valle) de edad Cretácea que también ha sido interpretado como tipo Alaska (BARRERO, 1979).

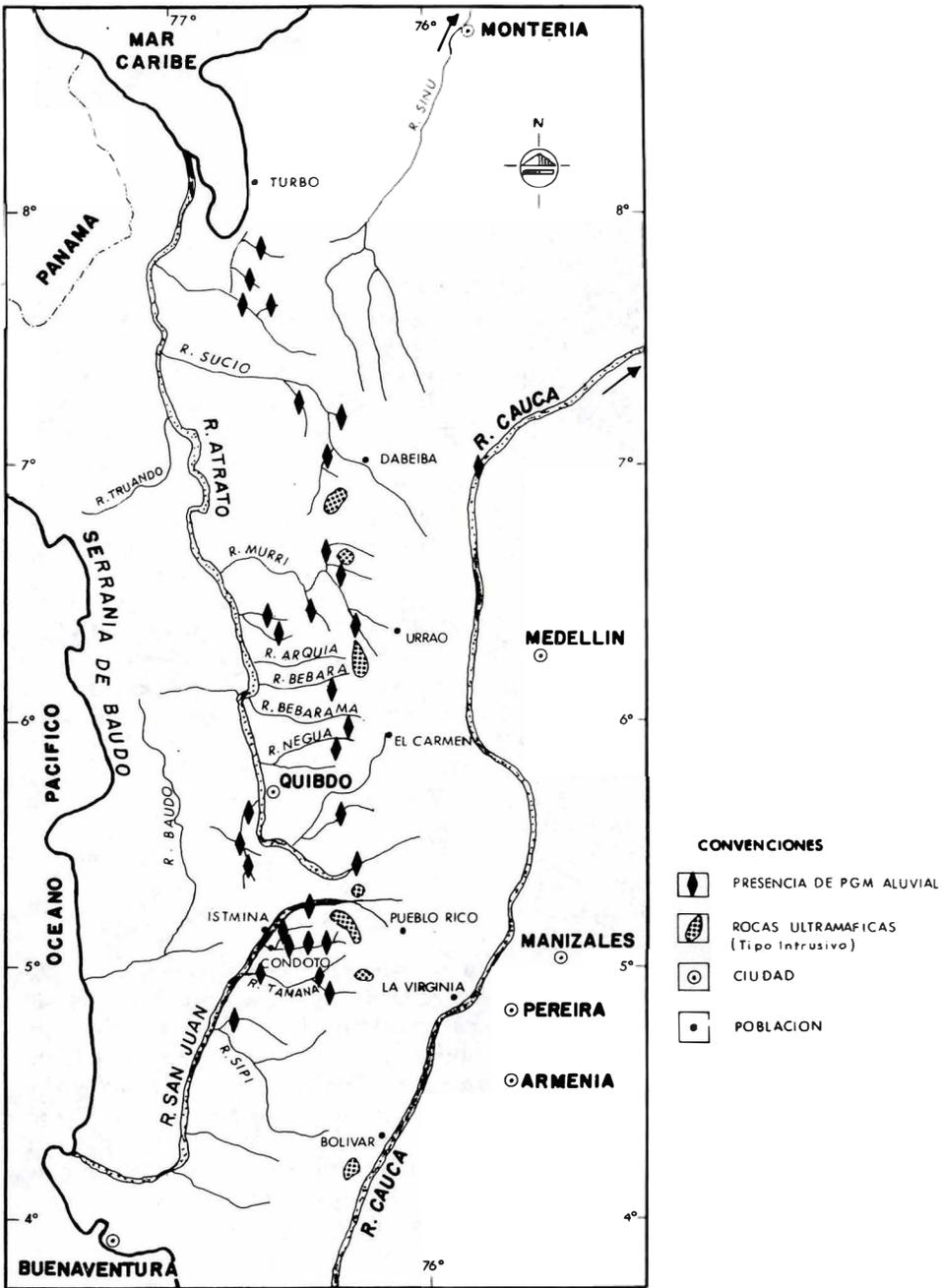


FIGURA 4: OCURRENCIA DE PGM ALUVIAL Y DE INTRUSIVOS ULTRAMAFICOS EN EL NW DE COLOMBIA.

El Complejo Ultramáfico zonado del Alto Condoto, con base en dataciones K-Ar (MUÑOZ *et al*, 1990; TISTIL *et al*, 1992), se considera con una edad cercana a 20 m.a. indicando que en Condoto se encuentra el complejo zonado más joven reportado. Eso significa que en la parte NW de Colombia ocurrió durante el Terciario un régimen geotectónico particular el cual permitió la generación y el ascenso de magma ultramáfico, evento que estuvo asociado además a la formación de basaltos komatiíticos (SALINAS & TISTIL, 1991).

Los complejos ultramáficos zonados han sido interpretados como productos de magmas emplazados a través de "feeder pipes" de volcanes (MURRAY, 1972; SLANSKY *et al*, 1991). Considerando su distribución regional en las diferentes áreas, se observa sin embargo que la presencia de estos complejos está relacionada a cierta posición geotectónica dentro de un ambiente de subducción.

Su frecuente relación con rocas volcánicas ultramáficas indica que la generación de estos magmas requiere unas condiciones de subducción, con fusión parcial del manto y ascenso del magma. Por eso la génesis de complejos zonados parece estar más bien relacionada a condiciones de régimen tectónico particular que a simplemente "feeder pipes" de volcanes como lo interpretaron Murray, 1972 y Slansky *et al*, 1991.

3. EL COMPLEJO ULTRAMAFICO ZONADO DEL ALTO CONDOTO (CUZAC)

Esta unidad se localiza en la línea divisoria de aguas que separa las cuencas hidrográficas de los ríos Condoto, San Juan y Tarena.

El área presenta una topografía abrupta conformada por una serie de picos altos (hasta 1800 m s.n.m.), lechos profundos y

laderas muy escarpadas (Figura 5). En tramos menores de 2 km las corrientes presentan caídas de agua sucesivas y tramos rectos llegando rápido los ríos principales, con desniveles de 800 a 1000 m. El poder de arrastre de material es alto, especialmente luego de aguaceros frecuentes en la zona. La vegetación es primaria con un ambiente de selva tropical densa.

Se ha dado el nombre de Complejo Ultramáfico Zonado del Alto Condoto a una asociación de rocas ultramáficas a máficas las cuales afloran en las cabeceras de los Ríos Condoto y Tarena, Mpio. de Tadó (Dpto. del Chocó, Figura 6). Según sus características geológico-mineralógicas esta asociación de rocas se constituye en un ejemplo típico de un complejo zonado. Su extensión es de 50 km aproximadamente, con longitud máxima de 9 km y una amplitud máxima de 6 km. Siguiendo la clasificación de Streckeisen (1976) y con las observaciones establecidas en paréntesis para las rocas ultramáficas, se han discriminado las siguientes unidades litodémicas en el CUZAC:

- Dunitas (con trazas de clinopiroxeno hasta 1%).
- Dunitas con clinopiroxeno (1 a 10 % clinopiroxeno) y wehrlitas.
- Clinopiroxenita Olivínica.

La distribución areal de estas litologías corresponde a un patrón zonado, de contactos transicionales, con un núcleo de dunita rodeado sucesivamente por las unidades dunita con clinopiroxeno y wehrlita y clinopiroxenita olivínica (Figura 6). Es característico de este complejo el presentar variaciones en el tamaño de grano, siendo comunes las texturas pegmatíticas especialmente en las clinopiroxenitas.

Las rocas ultramáficas intruyeron un basamento de corteza oceánica y/o arco inmaduro representado por las unidades Complejo de El Paso y Complejo de Viravira (MUÑOZ *et al*, 1990).

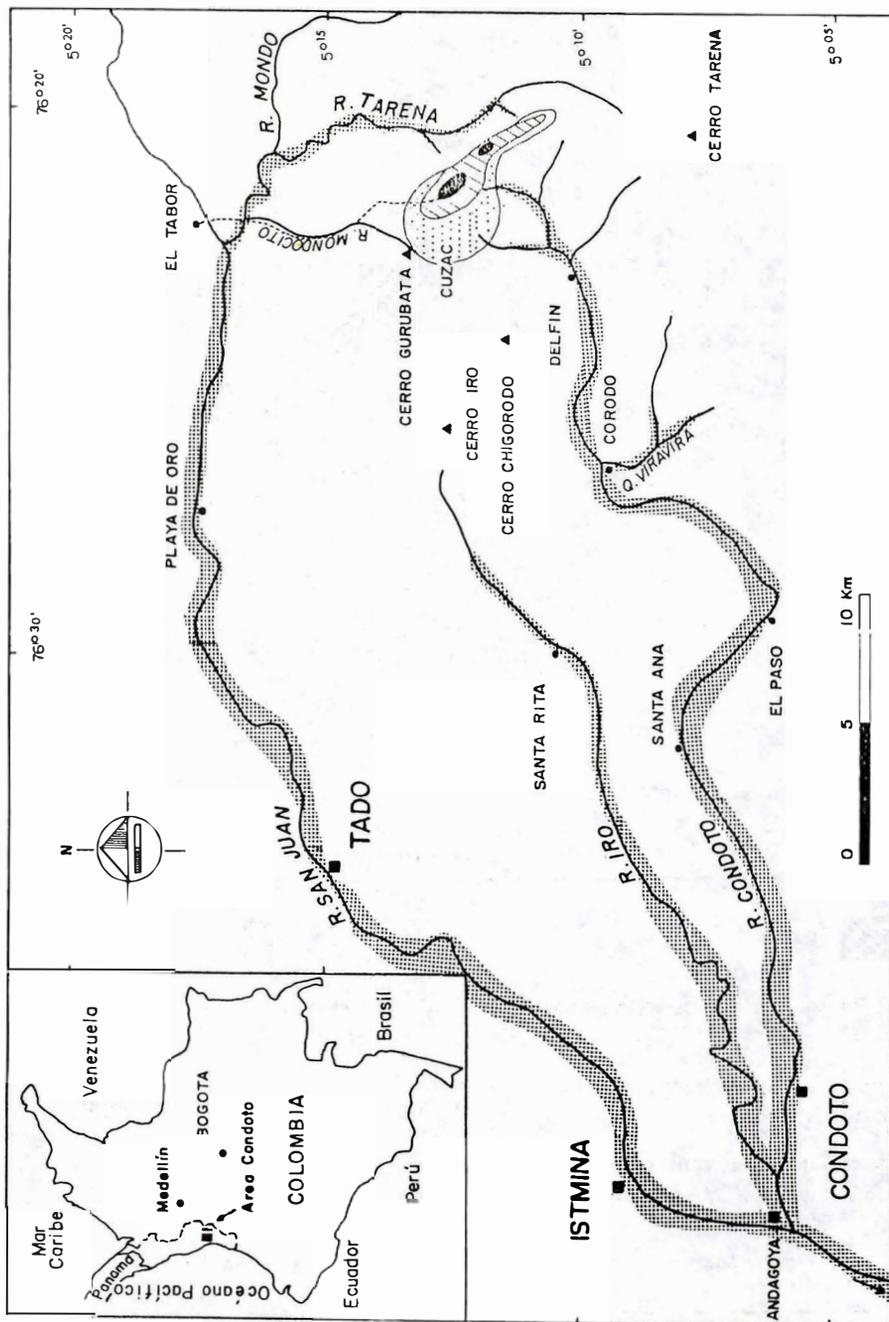


Figura 5 : Localización del CUZAC. Cuencas de los ríos San Juan y Condoto con sus aluviones platiníferos (punteados) ; acceso terrestre más corto al Complejo Ultramáfico del Alto Condoto (CUZAC) por la trocha que sale de El Tabor.

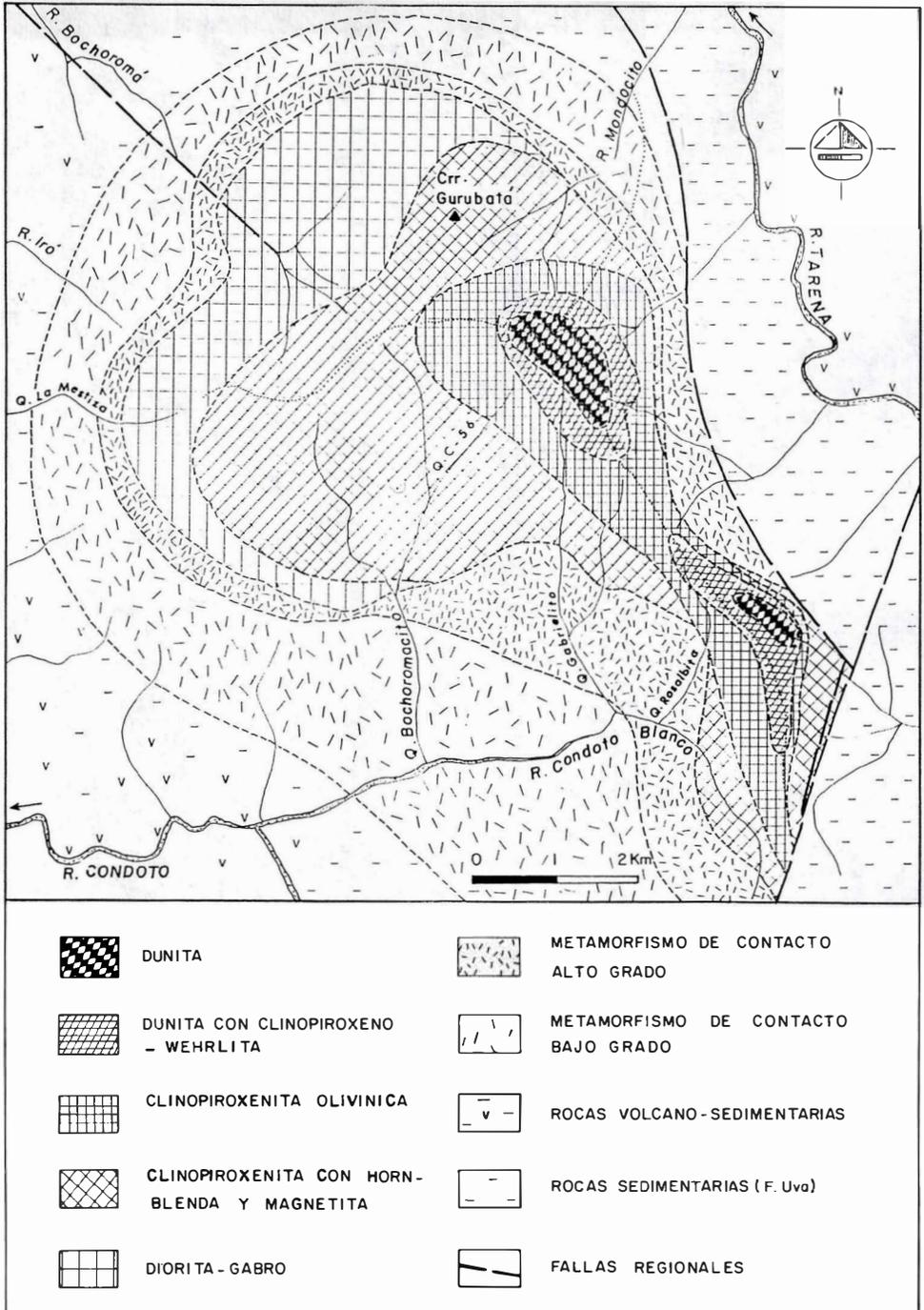


FIGURA 6: MAPA GEOLOGICO ESQUEMATIZADO DEL COMPLEJO ULTRAMAFICO ZONADO DEL ALTO CONDOTO.

Durante el proceso intrusivo las rocas encajantes fueron sometidas a temperaturas cercanas a los 1000°C o superiores, causando metamorfismo de contacto en las facies cornubiana de piroxeno y cornubiana de hornblenda, anatexis parcial con formación de líquidos dioríticos y asimilación de roca. Cada uno de estos procesos es localmente distinguible pero regionalmente se traslapan y su diferenciación es difícil.

En las zonas exteriores del complejo se han separado cartográficamente las siguientes unidades, que representan los resultados del proceso intrusivo hacia los bordes e incluyen rocas ígneas y/o metamórficas tales como:

Clinopiroxenitas con hornblenda y magnetita. Esta unidad representa la zona de más alta temperatura donde han ocurrido los procesos de asimilación, anatexis parcial y probablemente la facies de metamorfismo de más alta temperatura denominada cornubiana de piroxeno la cual no es cartográficamente diferenciable.

Rocas diorítico-gabroicas, presentes como diques dentro del complejo y como diques o cuerpos con formas y tamaños irregulares en la unidad clinopiroxenitas con hornblenda y magnetita y también en forma aislada en los bordes de la mencionada unidad donde, a veces, son cartografiables, consideradas como producto de anatexis parcial.

Cornubianitas de hornblenda, unidad que representa la facies de más baja temperatura en el metamorfismo de contacto, implica la ocurrencia de una aureola térmica hasta de 3 km de distancia desde el intrusivo. Esta aureola afectó las rocas volcánicas y sedimentarias del Complejo de Viravira.

Fallas transformantes o de rumbo controlan la intrusión hacia el lado E, poniendo

en contacto las rocas ultramáficas con rocas sedimentarias del Terciario inferior.

3.1. DUNITA (SENSU STRICTO)

Dos cuerpos de dunita afloran en la parte más alta de la divisoria de aguas para los ríos Condoto y Tarena (Figura 6).

La dunita más extensa muestra la tendencia general del complejo, es decir, NW. Aflora en un área de 1.4 x 0.6 km. Aparece drenada por afluentes de los ríos Condoto y Tarena. La dunita representa morfológicamente una de las partes más altas de la zona (1780 m s.n.m.), y su parte central es relativamente plana.

Hacia el SE, aflora un cuerpo de dunita más pequeño, el cual comprende un área de 1,0 x 0,3 km. Este se encuentra menos estudiado debido a la escasez de afloramientos y a la pendiente muy abrupta hacia el río Tarena (inclinación de aprox. 45°). En todos los afluentes del Tarena se observa la presencia de cantos rodados de dunita proveniente de sus cabeceras. La dunita aparece en una zona con relieve escarpado con pendientes fuertes inclinadas hacia el río Tarena.

3.1.1. DESCRIPCIÓN GENERAL DE LAS DUNITAS DEL CUZAC.

Las dunitas son rocas de color verde oscuro a negro, masivas y generalmente aparecen frescas. En afloramientos y en cantos rodados se observa cubierta por una costra amarilla de minerales de arcilla, probablemente montmorillonita, y óxidos de hierro (goethita) originada por la meteorización del olivino, hecho que las hace fácilmente reconocibles. La ocurrencia de cantos rodados de esta roca solo se limita a distancias menores de 10 km, debido a que las condiciones de meteorización son extremas en la zona y la roca se desintegra rápidamente.

Ocasionalmente aparecen diques de clinopiroxenita de grano fino dentro de la dunita (espesores centimétricos). Estos

afloran hasta en la parte central de la unidad y presentan a veces texturas pegmatíticas.

En el cuerpo de dunita más extenso se ven lentecillos en formas irregulares como acumulaciones y nidos de cromita. Sus dimensiones son de orden milimétrico y rara vez centimétrico. Su carácter es local pero frecuente y son especialmente observables en las cabeceras de los ríos Tarena y Bochoromacito. En las quebradas que drenan la dunita, cantos rodados de cromita son escasos y rara vez tienen más de un cm de diámetro.

Las dunitas en sección delgada muestran localmente texturas equigranulares en mosaico. Algunos sectores muestran texturas cúmulos (olivino hipidiomorfo con acúmulo de olivino). En su mayoría los granos de olivino son xenomorfos e íntimamente intercrecidos. En muchos casos existen dos generaciones de olivino: granos más grandes (hasta 10 mm) con "kink bands" y 'extinción ondulada y granos de olivino más pequeños sin deformación, los cuales ocurren como "cemento" a lo largo de los bordes de los granos más grandes. Esta observación muestra claramente que las dunitas sufrieron una etapa de deformación de alta temperatura ($T > 1000^{\circ}\text{C}$), que borró parcialmente la textura de mosaico original.

Clinopiroxeno, cromita, clinocanfíbol y flogopita son minerales accesorios en la dunita. El clinopiroxeno es escaso, pero siempre está presente como accesorio en forma de cristales aislados. Estos granos también están deformados. Otro accesorio típico es la cromita la cual varía en forma desde anhedral a euhedral y aparece en las dunitas a manera de inclusiones en olivino o en forma intersticial. Su diámetro es menor de 0,6 mm. La cromita intersticial aparece aislada o en aglomeraciones de

cristales donde incluye olivino subhedral a anhedral. A veces aparece claramente anhedral rellenando espacios entre los cristales de olivino (Figuras 7 y 8).

Estas cromitas muestran también deformación, evidenciada por la formación de apéndices en formas puntiagudas. Estos granos son típicos en dunitas ricas en cromita las cuales han sufrido deformación de alta temperatura más fuerte. Esto se reconoce por la existencia de una segunda generación olivino no deformado a largo de los bordes de granos deformados. Se supone que esta deformación ocurrió durante la intrusión del magma dunítico en estado semiplástico.

Componente accesorio muy raro es el clinocanfíbol que aparece aislado o en asociación con flogopita, en los bordes de granos de olivino. Estos 2 minerales y asociaciones de PGM también aparecen a manera de inclusiones dentro de cromita y olivino (por ejemplo: clinocanfíbol, aleación de Pt-Fe y sulfuro de Ir-Rh-Cu en la muestra RS-4403/3). Por lo anterior se considera el clinocanfíbol y la flogopita como accesorios primarios de las dunitas.

El clinopiroxeno aparece también en forma de "capas" delgadas alrededor de la cromita que ocurre en los bordes de los granos de olivino. Estos contactos entre clinopiroxeno y cromita son parcialmente tajantes y a veces con texturas de intercrecimiento íntimo. Lo anterior indica que la asociación clinopiroxeno-cromita es primaria y que ésta no es un producto de la deformación de alta temperatura. De una inclusión de clinocanfíbol en la muestra RS-4403/3 se obtuvo el resultado que se presenta en la Tabla 1.

Tratándose de una inclusión de solamente 3 micrones de diámetro es posible que el análisis tenga influencias de Cr de la cro-

TABLA 1: COMPOSICION DE UNA INCLUSION DE CLINOANFIBOL EN CROMITA; VALORES EN % POR PESO, ANALISIS POR MICROSONDA.

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	NaO	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	TOTAL
38,10	0,37	11,00	5,20	18,00	12,40	0,03	3,30	0,04	3,00	91,44

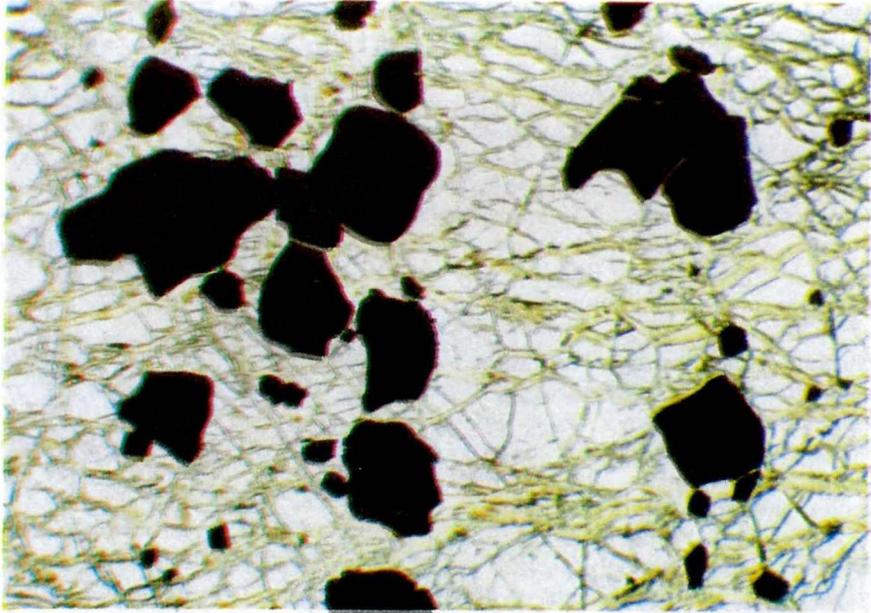


FIGURA 7: AGLOMERACIONES DE CRISTALES ANHEDRALES DE CROMITA INTERSTICIAL EN OLIVINO CON SERPENTINA EN MALLA (RS 4304, ANCHO DE FOTO, ADF= 0,34 CM).

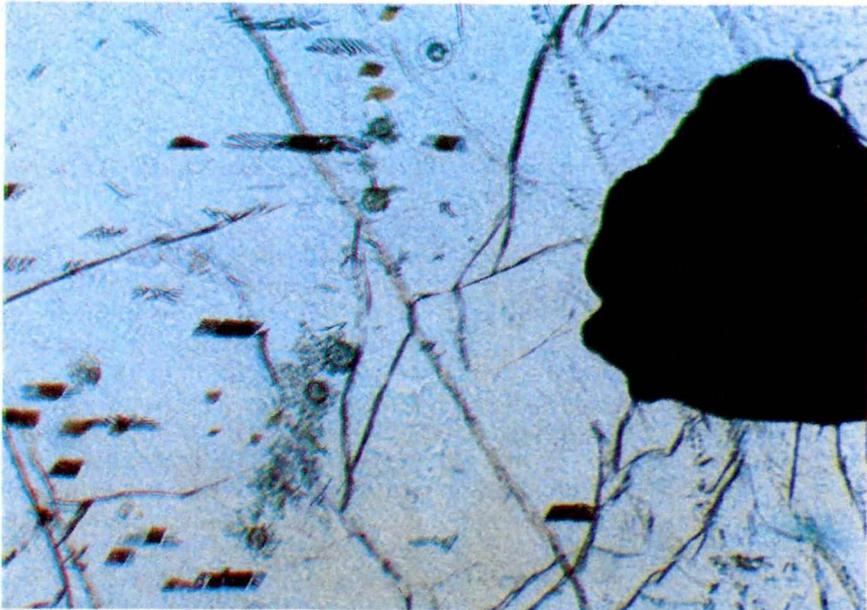


FIGURA 8: DUNITA CON INTERCRECIMIENTOS DE MAGNETITA Y CROMITA ANHEDRAL (MT 200; ADF 0,32 CM).

mita que está alrededor. Debido al porcentaje tan bajo de óxidos, no se calculó la fórmula del anfíbol. Sin embargo, esa composición proyectada al triángulo Ca-Mg-(Fe+Mg) (Muñoz *et al*, 1990, Figura 31) debido a los contenidos de Fe bajos, la ubica cerca al vértice Ca-Mg, comparado con hornblendas de clinopiroxenas olivínicas. También este anfíbol tiene contenidos de Na significativamente más altos. Se supone que se trata de un clinofanfíbol de composición pargasítica.

Las inclusiones primarias de hidrosilicatos (flogopita, clinofanfíbol) que se encuentran dentro de cromita y olivino, las cuales están consideradas como fases primarias "hidratadas", representan obviamente relictos del magma original incluido durante la cristalización. Por lo tanto este magma debe haber poseído elevados porcentajes de elementos alcalinos y de fluidos. Es bueno enfatizar que estas inclusiones se asemejan mucho a inclusiones de pargasita y flogopita en dunitas y cromititas de ofiolitas.

En las secciones delgadas se observa que la dunita ha sufrido un proceso de alteración con la disminución de la temperatura. Esto se evidencia por :

1. Remplazamiento del olivino y del clinopiroxeno por clinofanfíbol verde (local).
2. Formación local de serpentina en malla, formación de magnetita, alteración de los bordes de la cromita hacia ferrocromita.

Además se presenta desmezcla de magnetita en forma de laminillas orientadas de color café con formas esqueléticas, que ocurren en el centro de granos de olivino, también en dunita aparentemente muy fresca. En este caso el proceso corresponde más a oscilación de la temperatura durante la cristalización del olivino (Figura 8).

Cuando la dunita es sometida al proceso de meteorización, ocurren cambios del

color original hacia tonos café oscuros y rojizos, debidos al remplazamiento total o parcial del olivino por una mezcla principalmente de montmorillonita y goethita. En este proceso se sustituyen primero las islas remanentes de olivino entre las mallas de la serpentina y después se reemplaza también la serpentina. En muchos casos la montmorillonita está disuelta de tal manera que queda una estructura de malla porosa de goethita y restos de montmorillonita en la cual se puede reconocer a veces la estructura primaria de la dunita.

Debido a que el CUZAC es un complejo zonado, se trató de demostrar que existe también en el interior del cuerpo de dunita zonación química. Se realizaron 31 análisis por microsonda (INGEOMINAS - Bogotá) en cristales de olivino (Figura 9, Tabla 2). Los datos muestran una tendencia general en la distribución del contenido de MgO en olivino observándose hacia el centro de la masa de dunita los contenidos más altos de MgO y hacia los bordes los contenidos más bajos. Sin embargo, no se trata de una distribución homogénea y por lo tanto la conclusión no es definitiva.

3.2. DUNITA CON CLINOPIROXENO Y WEHLITA

Esta unidad rodea los cuerpos de dunita aflorando en un área de aproximadamente 2.2 km² (Figura 6). Se definen como dunitas con clinopiroxeno a rocas con porcentajes menores del 10% de clinopiroxeno y wehrlitas a rocas con porcentajes variando entre 10 y 60% de clinopiroxeno (STRECKEISEN, 1976). La diferenciación entre dunita (con trazas de clinopiroxeno) y dunita con clinopiroxeno se hizo por la relación estrecha que existe entre dunita y PGM y para poder definir el núcleo del CUZAC con más precisión. Los contactos, especialmente la delimitación hacia el lado de la dunita (sensu estricto) fue petrográfica y química (contenido de dióxido normativo).

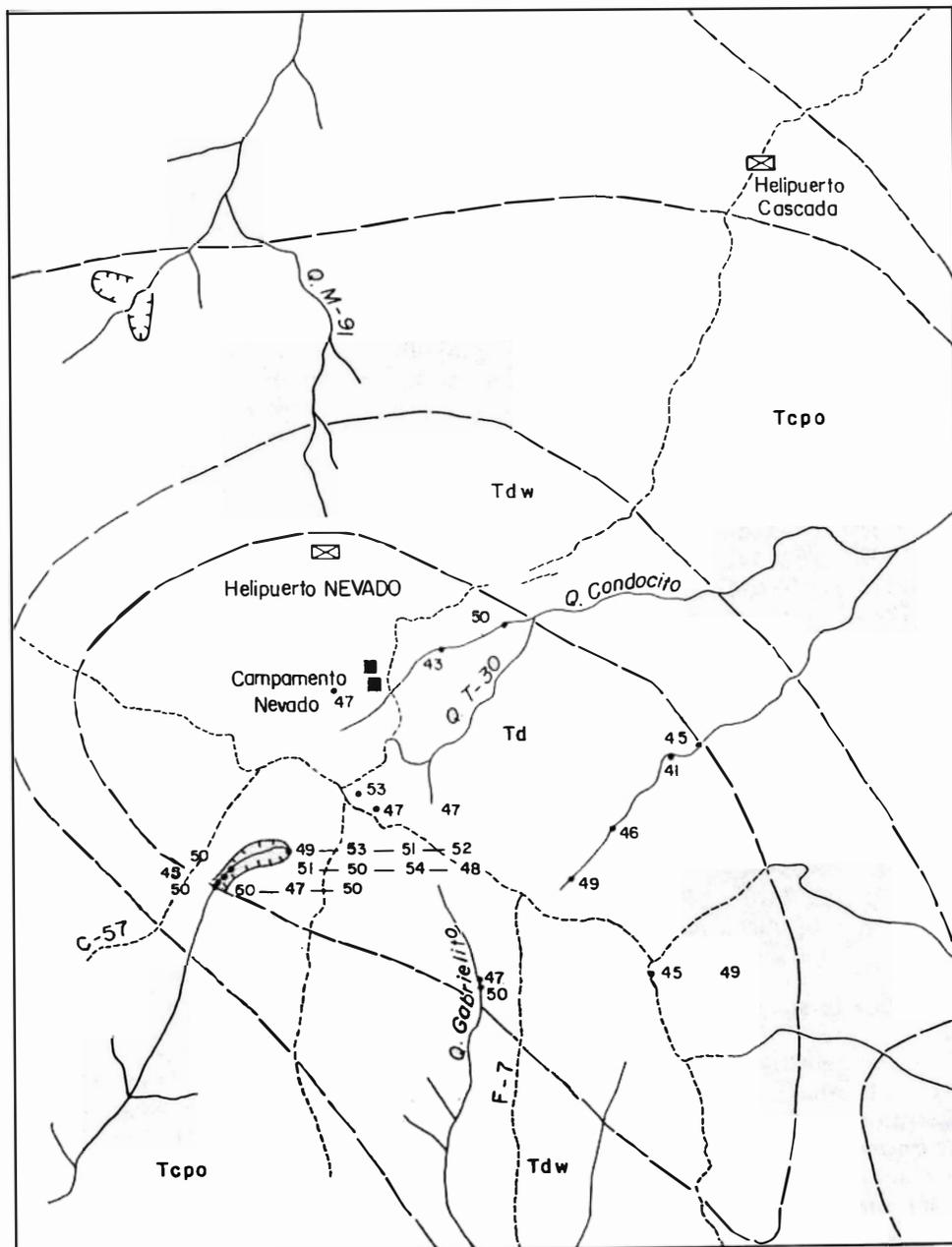


FIGURA 9: DISTRIBUCION DE LOS CONTENIDOS DE MgO(%) EN DUNITAS DEL CUZAC.

TABLA 2.: CONTENIDOS DE MgO(%), SiO₃(%) Y FeO (%) DE OLIVINO EN DUNITA; ANALISIS POR MICROSONDA EDAX, INGEOMINAS (FIGURA 9)

MUESTRA	MgO %	SiO ₂ %	FeO %
MT 064	49.87	44.58	5.54
MT 065	49.70	44.17	6.13
MT 066	47.32	44.17	8.51
MT 067A	49.38	44.50	6.11
MT 067B	49.38	44.50	6.11
MT 068	52.54	45.04	2.43
MT 069	51.06	44.41	4.53
MT 069A	54.30	45.35	0.35
MT 070	51.07	44.58	4.35
MT 070A	48.44	46.38	5.18
MT 071	51.60	45.95	2.37
MT 200A	51.65	44.99	3.36
MT 202	44.82	43.47	11.71
MT 202A	49.39	45.78	4.83
RM 7608	44.88	43.86	11.34
RM 7609	49.92	44.61	5.48
RS 4284	47.32	43.98	8.70
RS 4285	50.56	45.37	4.07
RS 4303	50.60	46.99	2.42
RS 4304	43.81	44.20	11.93
RS 4306	49.30	47.62	3.08
RS 4308C	41.47	43.03	15.50
RS 4311A	45.45	48.69	5.86
RS 4394	49.97	44.61	5.43
RS 4447	47.43	43.65	8.95
RS 4452	49.37	44.56	2.07
RS 4461	53.44	45.28	1.28
RS 4469	46.67	44.85	8.48
RS 4470	47.08	43.75	9.17

3.2.1. DESCRIPCION GENERAL

Las rocas del CUZAC se observan frescas. Excepcionalmente en el área de El Derrumbe, las rocas de esta unidad aparecen parcialmente serpentinizadas. Son rocas masivas de grano grueso, de color negro a gris verdoso, con presencia esporádica de venillas de espesores milimétricos, rellenas con minerales del grupo de la serpentina. De acuerdo al muestreo realizado, se observó que las rocas con la composición de dunita con clinopiroxeno se localizan más hacia los

contactos con la dunita y las rocas con la composición de wehrlita se localizan hacia los contactos con la clinopiroxenita olivínica, mostrando un patrón de distribución del olivino desde el centro del CUZAC hacia los extremos. Es decir que existe una transición secuencial de dunita hacia dunita con clinopiroxeno y hacia wehrlita.

Además de los minerales predominantes aparecen en concentraciones trazas de cromita, anfíbol, flogopita y magnetita (Figura 10).

El olivino aparece con diámetro menor de 1 cm, casi siempre anhedral y mostrando la presencia frecuente de "kink bands", indicando deformación. Incluye cristales aislados de cromita euhedral a anhedral y algunas veces, cromita rodeada o en contacto con clinopiroxeno o anfíbol. Pocas veces la cromita está asociada con los dos silicatos mencionados. También rara vez aparecen inclusiones de magnetita negra esquelética o café en laminillas las cuales siguen direcciones cristalográficas.

El clinopiroxeno es incoloro a ligeramente verdoso (Figura 11). Aparece limpio, como rellenando intersticios (fase intercúmulo) en formas totalmente irregulares localizadas entre cristales de olivino o incluyendo totalmente cristales subhedrales de olivino y a veces cromita.

También aparece clinopiroxeno con inclusiones de cristales anhedrales de anfíbol verde a verde amarillento distribuidos irregularmente por todo el cristal presentando extinción simultánea, es decir, igual orientación cristalográfica. Este reemplazamiento es constante en todas las rocas que contienen clinopiroxeno, siendo más común hacia los bordes del complejo.

Trazas de Cromita aparecen incluidas en olivino o intersticiales, con formas desde euhedrales a anhedrales. Su diámetro es menor de 0,6 mm, comúnmente menor de 0,2 mm.

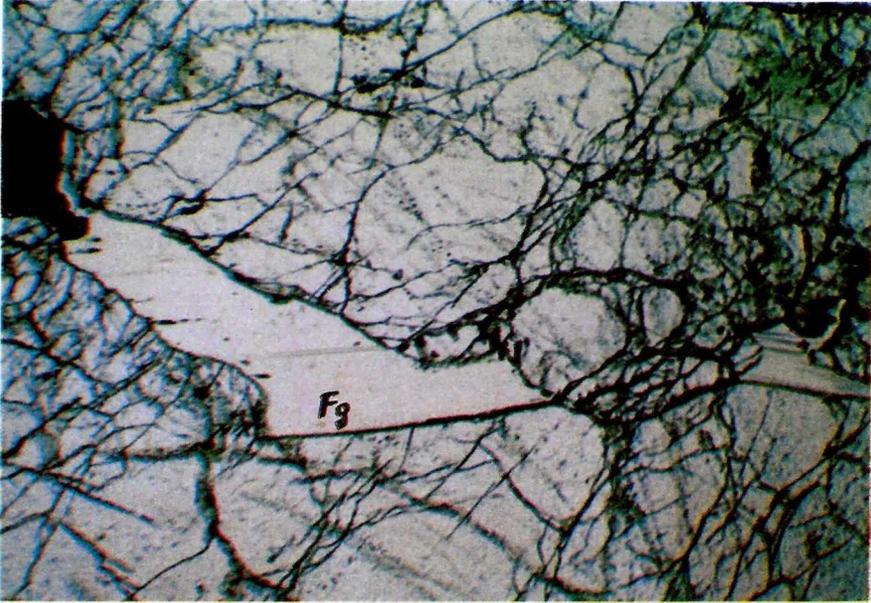


FIGURA 10: FLOGOPITA (Fg) Y CROMITA (Cr) EN WEHLITA (RS 4374; ADF 0,36 CM).

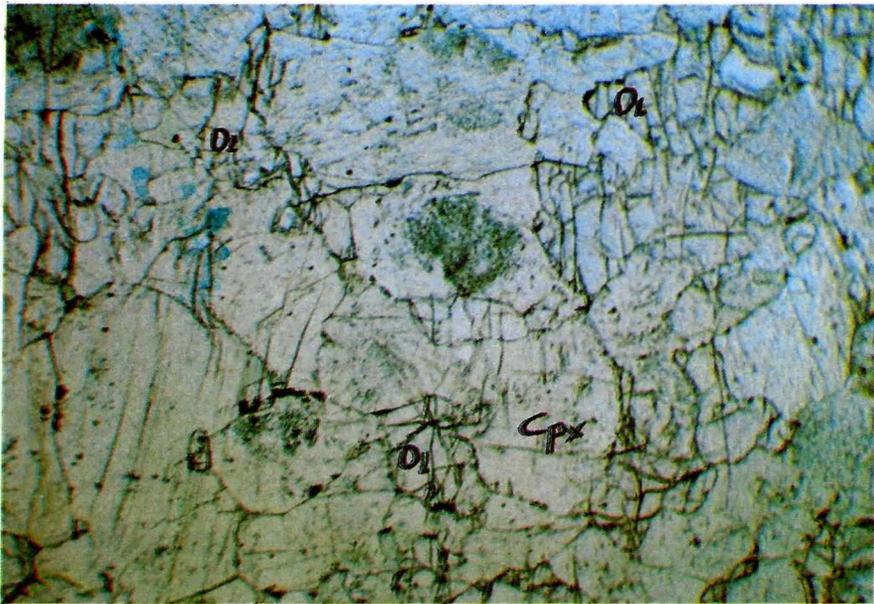


FIGURA 11: OLIVINO (Ol) ANHEDRAL INESTABLE ENTRE CRISTALES SUBHEDRALES DE CLINOPIROXENO (Cpx) EN CLINOPIROXENITA OLIVINICA (RS 4357; ADF 0,36 CM).

3.3. CLINOPIROXENITA OLIVINICA

Alrededor de la unidad de dunita con clinopiroxeno y wehrlita aflora la unidad clinopiroxenita olivínica en un área de aproximadamente 6 km². Sigue la tendencia general del CUZAC, es decir NW, sin embargo, en la parte sur cambia hacia el NE. Frecuentemente aparece afectada por diques y venillas de rocas diorítico-gabroicas en diferentes proporciones. Aparece en contactos transicionales con las unidades circundantes (Figura 6)

3.3.1. DESCRIPCION GENERAL

Son rocas de grano grueso, a veces pegmatíticas. Su color es gris a negro, siendo su composición claramente diferenciable en muestra de mano debido al color oscuro del olivino y a su apariencia algo oxidada de los bordes del cristal. La distribución del olivino no es homogénea ya que a veces aparecen aglomeraciones de cristales de olivino en zonas con predominio de piroxeno y en otras aparece el olivino distribuido homogéneamente dentro de los cristales de clinopiroxeno.

Son rocas compuestas esencialmente de clinopiroxeno y olivino con porcentajes menores del 10% de anfíbol y trazas de minerales opacos y flogopita. Generalmente en esta unidad no se observan concentraciones de cromita (Figura 11).

El olivino aparece anhedral, con "kink bands", y muy frecuentemente alterándose parcialmente a óxidos de hierro (goethita) o arcillas del tipo montmorillonita. Se presenta distribuido en forma irregular, aislado o en aglomeraciones pero siempre rellenando espacios entre cristales de clinopiroxeno o concentrado en algunos sitios en forma de nidos. De esta manera, localmente (en dimensiones de muestras de mano) la roca varía entre clinopiroxenita olivínica y clinopiroxenita pura (de acuerdo con STRECKEISEN, 1976). La forma de distribución del olivino indica inestabilidad de éste, bajo condiciones de

T y P de formación de la clinopiroxenita olivínica. La alteración frecuente del mismo es una característica de las clinopiroxenitas olivínicas. Esta alteración no se ve en dunitas o wehrlitas. En la Tabla 3 se observa que el olivino de las clinopiroxenitas olivínicas es más rico en Fe que el olivino de dunitas y wehrlitas. Lo anterior explica la mayor tendencia a la oxidación del olivino de las clinopiroxenitas olivínicas en comparación con el olivino de las dunitas y wehrlitas, a las mismas condiciones de temperatura y presión en la superficie.

Aunque el olivino se encuentra distribuido en toda la unidad, los mayores contenidos (40%) aparecen hacia el contacto con la dunita con clinopiroxeno-wehrlita. Asociaciones de anfíbol con cromita y piroxeno con cromita aparecen incluidas en olivino.

Los minerales opacos están constituidos por magnetita anhedral a euhedral, ilmenita y otros opacos no identificados. Estos últimos aparecen siempre asociados al olivino en venillas o bordeando el cristal como producto de alteración.

El piroxeno aparece como la fase cúmulo; se observa anhedral con bordes irregulares, algo ondulados, mostrando un buen empaquetamiento de los cristales con olivino como material intersticial. Existe piroxeno libre de inclusiones y también, más frecuentemente, piroxeno con inclusiones de cristales de anfíbol distribuidos irregularmente pero mostrando extinción simultánea, lo cual indica continuidad cristalográfica. Este anfíbol parece ser un producto de alteración metasomática del clinopiroxeno. En diferentes secciones aparecen claramente las diversas fases de este reemplazamiento.

A veces se presenta flogopita incluida en piroxeno o en intersticios. Muy frecuentemente los piroxenos están maclados.

El anfíbol en estas rocas es anhedral, pleocroico de color verde claro a verde amarillento y aparece incluido en

clinopiroxeno o rellenando espacios entre los piroxenos de tal forma que llega a envolver totalmente cristales de olivino o piroxeno. La presencia del anfibol intersticial es más abundante hacia los bordes de la unidad.

Hacia el borde NE, en la Q. Condocito se observó la presencia abundante de opacos intersticiales asociados con olivino.

3.4. UNIDADES DE CARACTER IGNEO METAMORFICO RELACIONADAS AL PROCESO DE INTRUSION DEL CUZAC

Estas unidades están relacionadas al proceso intrusivo del CUZAC, ya sea porque fueron originadas por el mismo proceso magmático o porque su protolito fue afectado por las altas temperaturas transformando las rocas por recristalización total o parcial de sus componentes minerales. Por esto las unidades comprenden tanto rocas magmáticas como rocas metamórficas y mezclas entre las dos. Como unidades litológicas se diferenciaron: clinopiroxenita con hornblenda y magnetita, rocas diorítico-gabroicas, hornblenditas y cornubianitas de hornblenda (Figura 6).

La clinopiroxenita con hornblenda y magnetita es la unidad más interna, es decir, la que se encuentra en contacto con las rocas claramente ígneas. Se supone que esta unidad es principalmente una roca magmática pero se nota una fuerte influencia de un proceso metasomático (reemplazamiento de piroxenos por hornblenda). Además, esta roca ocupa en el proceso de la intrusión la posición que correspondería al rango de temperatura de la facies de cornubiana de piroxeno pero siempre están asociados hornblenda y piroxeno.

Las unidades más externas son rocas predominantemente metamórficas en la facies de cornubiana de hornblenda. En el campo se observan claramente regiones

en las cuales han ocurrido procesos de fusión parcial. Como productos de metamorfismo y anatexis parcial se consideran, por ejemplo, las hornblenditas que son rocas de grano grueso, a veces con restos de plagioclasa intersticial. En sección delgada se pueden observar todas las transiciones, desde cornubianitas de hornblenda hasta hornblenditas, a través del aumento del tamaño de los blastos de hornblenda, los cuales llegan finalmente a constituir toda la roca.

Toda esta zona está cortada por diques e intrusivos de formas lenticulares de una roca diorítico-gabroica. Son diques con estructura en forma de peine, con intercrecimientos entre hornblenda y plagioclasa (totalmente alterada), con espesores de orden centimétrico a métrico.

Esta roca se distingue muy bien en cantos rodados en los ríos que drenan el complejo, aparece muy frecuentemente en el río Condoto, y por lo tanto, puede ser una guía para la búsqueda de otros complejos zonados.

3.4.1. CLINOPIROXENITA CON HORNBLENDA Y MAGNETITA

Esta roca abarca un área de 14 km², rodeando casi totalmente la unidad clinopiroxenita olivínica; aflora en forma más extensa hacia el SW (Figura 6).

El área ocupada por esta unidad corresponde a la zona de interacción entre el magma ultramáfico y las rocas volcano sedimentarias del Complejo de Viravira. En esta unidad se observan rocas de grano grueso, con características claramente de origen ígneo, pero también existen cornubianitas, a manera de núcleos, dentro de las rocas anteriores, distribuidos en forma irregular y esporádica. Además, son comunes rocas como hornblenditas sin orientación o con una clara foliación. Todo lo anterior indica que en esta zona existió contacto directo entre el magma y la roca encajante, ocurriendo procesos tales como asimilación de roca encajante y por lo

tanto anatexis parcial; por esta razón se observan rocas con características ígneas y metamórficas pero predominando el aspecto ígneo. Son frecuentes los diques con hornblenda y plagioclasa, los cuales son considerados como la fase móvil del proceso de fusión parcial. Esta fase se observa asociada a las cornubianitas y es diferenciable claramente en forma masiva o en diques relleno de fracturas.

3.4.1.1. Descripción general.- Comprende rocas tales como clinopiroxenitas, clinopiroxenitas magnéticas (rocas con porcentaje de magnetita mayor de 10%), clinopiroxenitas hornbléndicas y clinopiroxenitas olivino-hornbléndicas, hornbléndicas (según STRECKEISEN, 1976, Figura 12) y rocas diorítico-gabroicas. La presencia de cornubianitas se interpreta como intercalaciones o bloques de roca encajante en el magma. La magnetita aparece distribuida en lentecillos o diseminada siempre en porcentajes menores del 25% de la composición de la roca. En los rodados se alcanzaron a observar cristales subhedrales de magnetita hasta de 15 cm de diámetro.

Las rocas de esta unidad comprenden, como mineral principal, clinopiroxeno y en diversas proporciones olivino, hornblenda y magnetita. También apatito y flogopita como minerales accesorios o trazas.

Generalmente las clinopiroxenitas se localizan hacia los contactos con clinopiroxenita olivínica y las clinopiroxenitas magnéticas tienen tendencia a presentarse hacia las zonas de contacto con las rocas dioríticas aunque su distribución está en toda la zona.

En las clinopiroxenitas magnéticas generalmente no hay olivino y cuando se observa aparece en porcentajes muy bajos, siempre anhedral con diámetro menor de 1 cm. Muestra frecuentemente "kink bands" y generalmente está asociado a minerales opacos y casi siempre alterándose a óxidos. Aparece distribuido en forma de aglomeraciones o diseminado.

El clinopiroxeno varía desde subhedral a anhedral y su contenido en estas rocas alcanza hasta el 60%. Existe piroxeno limpio y también piroxeno con inclusiones de anfíbol en variadas proporciones. Estas inclusiones extinguen simultáneamente mostrando pertenecer a un solo cristal que ha crecido internamente en el piroxeno (reemplazamiento).

El anfíbol, además de aparecer incluido en piroxeno, se encuentra intersticial, a veces con formas subhedrales a anhedrales. El pleocroísmo varía de verde a verde ligeramente amarillento, a diferencia de las unidades anteriores, donde los anfíboles son totalmente anhedrales y con un pleocroísmo verde a verde amarillento. El anfíbol intersticial rodea cristales de olivino y piroxeno.

Los minerales opacos están constituidos predominantemente por magnetita, aparecen en porcentajes variables, hasta alcanzar un 25% de la roca. Asociado con magnetita está siempre espinela verde, rara vez café (Figura 13). Los opacos son generalmente anhedrales, aparecen incluidos en olivino en trazas o generalmente intersticiales a diseminados o lenticulares.

3.4.2. ROCAS DIORITICO-GABROICAS

Se han agrupado así las rocas que presentan, en muestra de mano, la apariencia de rocas graníticas y en las cuales se observa la presencia de anfíbol y plagioclasa como minerales predominantes. Afloran en un área aproximada de 9 km² (Figura 6).

3.4.2.1. Descripción general.- Aparece como cuerpo continuo alrededor del complejo en la zona W, bordeando la clinopiroxenita con hornblenda y magnetita; sin embargo, es común encontrar diques de estas rocas en todas las unidades del CUZAC, aún en dunita, aunque escasos y de espesores de orden milimétrico.

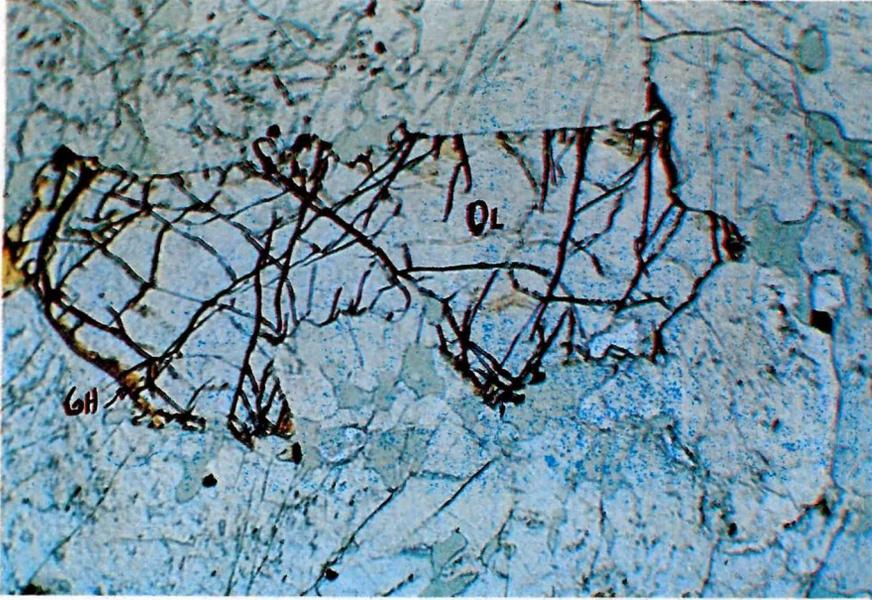


FIGURA 12: CRISTALES DE OLIVINO ANHEDRAL (INESTABLE) CON ALTERACION EN LOS BORDES A GOETHITA (Gh) EN CLINOPIROXENITA HORNBLÉNDICA (RS 4340; ADF 0,36 CM).

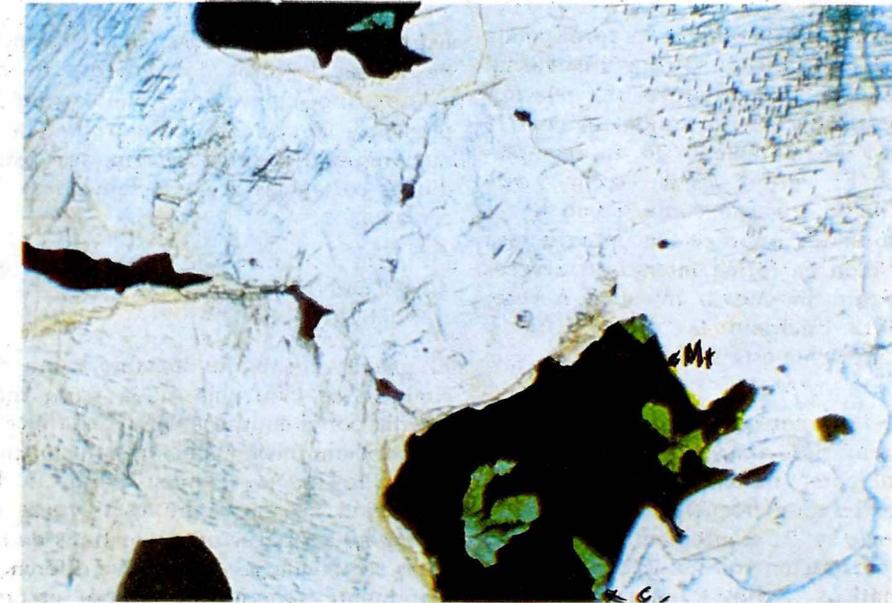


FIGURA 13: INCLUSIONES DE ESPINELA (Es) VERDE EN MAGNETITA (Mt), EN CLINOPIROXENITA CON MAGNETITA Y HORNBLENDA (MT 049; ADF 0,25 CM).

Es característica de estas rocas el presentar cristales euhedrales de carácter a veces pegmatítico. También es común encontrar típicas texturas en peine que varían en tamaño hasta adquirir apariencia pegmatítica. Aunque en general estas rocas podrían asimilarse a dioritas por su apariencia macroscópica, presentan grandes variaciones en las proporciones de hornblenda y plagioclasa y de escaso piroxeno, es decir, algunas veces predomina la plagioclasa sobre la hornblenda, pero en general predomina la hornblenda sobre la plagioclasa. Estas variaciones son transicionales o tajantes y dan lugar a clasificaciones de campo tales como hornblenditas, dioritas hornbléndicas, gabros, dioritas gabraicas y aún plagioclasitas.

En los afloramientos se observa que los contactos con las rocas sedimentarias afectadas por el proceso térmico son transicionales. El contacto con la unidad clinopiroxenitas con olivino y magnetita también es transicional.

La mineralogía de estas rocas corresponde a anfíbol, plagioclasa y clinopiroxeno. El piroxeno (5-30%), muestra una relación muy estrecha con el anfíbol el cual lo rodea y aparentemente lo va reemplazando. El anfíbol es de color verde amarillento a verde claro. Como tercer componente aparece la plagioclasa distribuida en forma intersticial a veces con textura mosaico o anhedral. A veces presenta inclusiones de apatito y frecuentemente está saururizada.

Hacia el contacto con las rocas sedimentarias aparecen plagioclasa y anfíbol como minerales principales. El apatito es muy frecuente como mineral accesorio y aparentemente tiene una estrecha relación con hornblenda (fluidos magmáticos tardíos?). En las zonas de contacto con las rocas metamórficas se observan claramente los resultados de la fusión parcial del sedimento y la formación de la roca diorítico-gabraica.

4. METAMORFISMO DE CONTACTO EN ROCAS VOLCANO-SEDIMENTARIAS

La intrusión del CUZAC produjo una aureola térmica que se extiende hasta una distancia máxima de 3 km a lo largo del río Condoto, 1 km arriba del sitio Delfín (Figura 6, Tabla 3). En afloramientos a lo largo de este río se pueden observar los cambios que han sufrido las rocas sedimentarias del Complejo de Viravira. Estas rocas son principalmente productos de la erosión de los basaltos komatiíticos de Viravira y muestran los siguientes tipos de roca:

Grauwacas de grano fino con matriz calcárea o silícea.

Algunos estratos, de solamente varios metros de espesor, son de carácter pelítico como lodolitas y arcillolitas.

- También ocurren estratos delgados de calizas intercaladas con chert.

Esporádicamente se observa la presencia de diques de rocas de color oscuro, de grano fino, los cuales muestran la presencia abundante de hornblenda y menores cantidades de plagioclasa. Estos diques cortan las rocas metamórficas de contacto.

4.1. CORNUBIANITAS DE HORNBLENDA

El primer efecto del metamorfismo de contacto se evidencia en la parte más externa por el endurecimiento de la roca y la aparición, inicialmente, muy incipiente, de brillo en la misma, debido a la formación de micas. En estas rocas se preservan las estructuras y texturas de las rocas sedimentarias es decir, se diferencia claramente tamaño de grano, estratificación, laminación y presencia de lentes, etc. Minerales típicos del metamorfismo de bajo grado son cuarzo, calcita, biotita, epidota y tremolita (Figura 14).

tabla 3

TABLA 3. COMPOSICION QUIMICA Y NORMA CIPW DEL COMPLEJO ULTRAMAFICO ZONADO DEL ALTO CONDOTO

MUESTRA TIPO ROCA	RS 3731 5	RS 3777 5	RM 7066 5	RS 3892 5	RM 7081 5	RS 3900 5	RS 3748 5	RM 7428 5	RS3922 5	RS 3891 5	RS 3873 5	RS 3899 8	RS 3791 8
OXIDOS(%)													
SiO2	48.79	49.35	48.66	47.41	48.27	48.61	47.22	44.73	46.45	47.32	47.95	51.61	51.30
TiO2	0.22	0.15	0.12	0.26	0.15	0.18	0.32	0.20	0.39	0.28	0.25	0.13	0.14
Al2O3	2.30	1.42	1.33	3.19	1.74	1.75	3.24	2.07	3.43	3.76	2.48	1.48	1.19
FeO	2.22	2.99	2.71	2.43	1.64	4.96	2.79	3.00	4.85	2.45	5.01	0.48	1.04
Fe2O3	4.68	2.94	3.29	5.09	4.66	2.65	5.78	6.48	4.89	4.58	3.62	3.07	3.32
MnO	18.94	20.76	21.58	19.18	21.55	19.50	18.17	22.18	18.47	19.00	18.69	17.06	17.49
MgO	20.66	19.73	19.19	19.36	18.54	19.26	19.66	15.36	18.15	19.28	18.84	23.09	22.29
CaO	0.70	0.76	0.75	0.91	1.52	0.75	1.06	0.82	0.91	0.83	1.02	1.70	1.22
Na2O	0.02	0.03	0.03	0.04	0.09	0.02	0.06	0.02	0.11	0.07	0.09	0.06	0.02
K2O	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.08	0.04	0.04
P2O5	0.12	0.20	0.32	0.13	0.35	0.13	0.13	0.20	0.12	0.14	0.07	0.14	0.28
Cr2O3	0.48	0.66	0.95	0.91	0.74	1.15	0.69	4.06	0.89	0.96	0.86	0.58	0.85
LOI	99.31	99.17	99.31	99.10	99.43	99.17	99.31	99.35	98.88	98.85	99.13	99.54	99.30
TOTAL													
ELEMENTOS TRAZAS (ppm)													
Co	51	41	83	60	65	65	43	73	84	68	60	31	41
Cu	77	64	67	24	87	20	77	17	28	58	22	47	30
Ni	139	209	271	280	278	177	178	322	164	277	132	157	116
Sc	79	76	48	92	48	79	91	68	90	85	88	72	62
Sr	47	60	53	42	67	47	55	50	69	39	88	58	57
V	111	91	73	144	86	123	181	75	208	154	132	86	99
Zn	25	24	24	29	36	28	32	41	40	29	29	16	16
NORMA CIPW**													
Ap	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.10	0.07	0.07	0.13	0.07	0.07
Il	0.31	0.21	0.17	0.38	0.21	0.26	0.46	0.31	0.57	0.40	0.36	0.18	0.20
Ct	0.09	0.15	0.24	0.10	0.26	0.10	0.10	0.16	0.09	0.15	0.05	0.10	0.21
Qt													
Ab	3.73	1.11	3.26	1.71	4.15	5.26	1.58						
Ac													
Di	80.74	78.56	76.54	74.89	53.52	76.88	76.29	49.77	71.30	72.99	75.30	75.40	86.76
Ne	2.76	2.72	3.41	2.76	3.99	3.33	3.44	3.12	3.80	2.61			
Lc	0.07	0.22	0.80	0.41									
Fo	9.98	13.63	16.39	13.19	25.23	12.46	10.71	33.09	13.42	13.57	11.76	2.21	4.48
Fa													
Cs													
Per	3.35	2.07	2.31	3.69	2.34	1.89	4.21	5.09	3.58	3.63	2.61	0.63	1.43
Mt	101.10	100.00	99.98	100.00	99.98	100.25	100.01	100.71	99.99	99.98	99.98	100.08	99.97
TOTAL													

* Recalculado de la Norma CIP

** Norma CIPW modificada

2 = WEHLITA 3 = CLINOPIROXENITA OLIVINICA 8 = CLINOPIROXENITA

tabla 3

TABLA 3: COMPOSICION QUIMICA Y NORMA CIPW DEL COMPLEJO ULTRAMAFICO ZONADO DEL ALTO CONDOTO (Continuación)

MUESTRA TIPO ROCA	RM 7129	RS 3871	RS 3870	RS 3666	RS 3935	RM 7172	RM7092	RS 3930	RS 3975	RS 3967	RS 3936	RS 3929	RM 7180	RS 3856
OXIDO (%)	3	3	3	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
SiO ₂	3875	44.66	39.42	47.95	47.64	47.54	49.43	46.77	48.49	47.09	46.79	46.92	49.92	48.17
TiO ₂	0.05	0.09	0.06	0.23	0.22	0.19	0.09	0.34	0.23	0.23	0.17	0.17	0.14	0.09
Al ₂ O ₃	0.38	1.24	0.80	2.12	2.34	2.07	0.85	3.46	2.66	2.45	2.47	1.76	1.58	1.04
FeO	4.71	2.68	3.85	2.20	3.02	3.47	0.92	1.29	2.36	2.68	2.34	6.10	2.70	1.27
Fe ₂ O ₃	7.31	6.19	7.08	5.63	3.91	4.37	4.18	3.79	4.52	5.33	5.09	1.98	3.42	3.83
MnO	41.94	30.71	40.81	0.15	0.15	0.16	0.12	0.15	0.13	0.15	0.15	0.17	0.14	0.11
MgO	2.46	11.76	3.33	18.92	18.49	20.74	21.38	18.82	18.76	21.32	22.58	23.41	19.80	25.82
CaO	0.61	0.81	1.01	1.63	0.59	0.71	1.46	0.84	0.82	0.92	1.30	0.54	20.13	16.63
Na ₂ O	0.02	0.02	0.06	0.04	0.02	0.03	0.03	0.02	0.07	0.04	0.06	0.04	0.02	0.02
K ₂ O	0.04	0.04	0.09	0.05	0.04	0.04	0.04	0.03	0.06	0.04	0.08	0.04	0.04	0.05
P ₂ O ₅	0.47	0.16	0.31	0.12	0.18	0.23	0.42	0.42	0.20	0.23	0.09	0.07	0.20	0.20
Cr ₂ O ₃	1.91	0.66	1.88	0.84	1.09	1.13	0.81	0.76	0.69	0.70	0.89	1.41	1.09	1.28
LOI	98.85	99.16	98.91	99.35	99.08	99.27	99.58	96.30	99.17	99.25	99.42	98.78	99.31	99.57
TOTAL														
ELEMENTOS TRAZAS (ppm)														
Co	167	122	136	17	70	72	63	72	665	94	82	76	75	82
Ga	75	37	13	67	76	25	13	63	15	17	18	52	40	62
Ni	995	570	1313	204	313	194	244	203	224	275	328	249	178	410
Sc	14	46	15	83	59	63	50	109	78	76	80	66	72	46
Sr	8	16	31	43	40	51	46	40	68	41	40	43	58	32
V	35	52	40	146	145	104	60	180	132	127	116	115	80	57
Zn	68	41	63	28	36	27	20	30	27	32	27	38	28	23
NORMA CIPW**														
Al ^{IV}	0.07	0.07	0.15	0.09	0.07	0.07	0.07	0.05	0.10	0.07	0.14	0.07	0.07	0.08
IL	0.07	0.12	0.08	0.33	0.31	0.27	0.12	0.62	0.33	0.33	0.24	0.24	0.20	0.12
Gr	0.33	0.11	0.22	0.09	0.13	0.17	0.31	0.07	0.15	0.17	0.07	0.020	.15	0.14
Cr	0.09	0.09	0.27	0.19	0.14	0.23	0.10	0.09	0.34	0.44	0.29	0.09		
Ab	1.51	5.25			2.42	7.28	6.28							
An			3.00	1.94	4.60	2.78	1.99	0.58	1.82	1.81	2.52	0.29	0.13	
Ac	2.05	0.38	2.95	2.07	5.25	2.37	2.87	4.63	2.82					
Di	9.23	45.75	12.34	77.38	71.78	73.56	67.40	76.37	79.63	71.33	67.07	62.81	79.51	62.66
Ne			1.55	4.69	2.17	2.62	1.80	3.15	3.05	3.39	4.76	1.96	2.20	2.59
Lc				0.97	0.11	0.26	0.14	0.22	0.14	0.07	0.11	0.11	0.15	0.32
Ro	80.39	41.09	77.14	10.06	18.33	16.47	19.31	8.72	10.25	18.50	22.45	25.40	12.01	29.51
Fa	2.03		1.54	1.34	1.65	0.19	0.26	0.10	1.29	1.85	1.31	4.41	2.96	3.95
Gs			0.41	0.86	0.95	0.27	0.39	0.88	0.68	0.65	0.65			
Per		3.03		1.73	2.16	0.46	6.64	1.30						
Mt	4.23	4.13	3.79	3.37	2.79	3.13	1.19	4.01	3.25	3.81	3.61	1.39	2.43	
TOTAL	100.00	100.02	100.03	100.03	99.99	99.99	100.00	99.98	99.99	99.99	100.00	99.70	99.97	99.50

2 = DUNITA 3 = WEHLITA 5 = CLINOPIROXENITA OLIVINICA 8 = CLINOPIROXENITA * Recalculado de la Norma CIP ** Norma CIPW modificada

tabla 3

TABLA 3: COMPOSICION QUIMICA Y NORMA CIPW DEL COMPLEJO ULTRAMAFICO ZONADO DEL ALTO CONDOTO (Continuación)

MUESTRA	RM 7609	RM 7778	RM 7791	RM	7790	MT 62	MT 68	MT 76	MT 90	MT 94	MT 99	MT 100	RS 4283
TIPO ROCA	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
OXIDOS (%)													
SiO2	39.06	40.21	39.51	38.90	40.38	38.91	39.66	39.65	39.22	39.71	36.64	36.98	39.76
TiO2	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.05
Al2O3	0.17	0.26	0.06	0.11	0.22	0.13	0.14	0.39	0.23	0.61	0.31	0.63	0.14
FeO													
Fe2O3	14.66	11.99	14.52	16.57	12.59	14.96	12.64	14.37	14.34	14.23	10.70	12.30	11.06
MnO	0.23	0.23	0.23	0.23	0.21	0.22	0.21	0.23	0.22	0.20	0.17	0.18	0.18
MgO	43.46	44.68	44.36	40.44	45.32	43.62	45.08	42.45	42.49	43.70	40.06	39.34	46.27
CaO	0.50	0.76	0.32	0.71	0.61	0.40	0.34	1.23	1.07	0.59	0.65	0.57	1.46
Na2O	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.07	0.05	0.05	0.05
K2O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01
P2O5	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr2O3	0.38	0.41	0.17	0.26	0.17	0.28	0.44	0.42	0.27	0.27	0.01	0.01	0.01
LOI	1.08	0.29	0.76	2.51	0.37	1.37	1.29	1.03	1.87	0.32	10.85	8.74	1.80
TOTAL	99.86	99.90	100.02	99.83	99.97	99.99	99.89	99.88	99.81	99.78	99.77	99.55	99.80
ELEMENTOS TRAZAS (ppm)													
Co	164	160	164	299	159	170	166	168	158	158	134	139	156
Cu	29	10	63	10	10	42	60	10	10	10	74	12	10
Ni	1147	1171	993	1244	1020	969	905	895	974	1294	1373	1326	1562
Sc	8	8	6	9	6	7	5	10	9	6	7	9	8
Sr	5	9	5	7	16	5	5	17	7	25	8	8	11
V	10	19	10	10	10	10	10	15	15	16	11	31	10
Zn	66	62	67	113	50	70	57	67	66	66	56	68	53
MUESTRA	RS 4303	RS 4306	RS 4310	RS 4311	RS 4316	RS 4378	RS 4378	RS 4380	RS 4396	RS 4399	RS 4407	RS 4406	RS 4414
SiO2	39.67	39.20	38.90	38.99	38.36	39.11	39.30	38.76	39.42	39.41	39.32	40.11	39.37
TiO2	0.05	0.02	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.05	0.05	0.03	0.04	0.03	0.03
Al2O3	0.36	0.11	0.15	0.25	0.27	0.16	0.23	0.36	0.33	0.19	0.33	0.28	0.22
FeO													
Fe2O3	14.53	12.79	16.71	12.69	13.31	15.57	12.59	14.65	14.68	12.55	12.25	11.98	14.69
MnO	0.22	0.20	0.25	0.21	0.21	0.24	0.20	0.22	0.22	0.21	0.21	0.20	0.23
MgO	42.30	44.37	41.52	44.86	43.47	43.64	44.26	42.97	42.01	44.97	43.84	43.81	43.26
CaO	1.48	0.34	0.08	0.30	0.48	0.47	0.34	0.60	1.50	0.54	0.96	1.37	0.69
Na2O	0.16	0.07	0.05	0.05	0.06	0.05	0.21	0.05	0.05	0.16	0.09	0.13	0.05
K2O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01
P2O5	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr2O3	0.59	0.23	0.24	0.80	0.45	0.35	0.43	0.76	0.26	0.28	0.25	0.26	0.36
LOI	0.48	2.41	0.96	1.66	3.07	2.28	2.28	1.30	1.33	1.35	2.55	1.68	1.04
TOTAL	99.86	99.76	99.74	99.87	99.73	99.89	99.74	99.87	99.71	99.91	99.81	99.88	99.85
ELEMENTOS TRAZAS (ppm)													
Co	147	149	174	158	167	171	166	165	155	165	155	145	147
Cu	52	10	12	10	30	10	10	24	41	50	10	10	10
Ni	873	1130	894	1058	942	952	799	1008	1032	946	920	852	966
Sc	11	5	5	5	6	6	5	8	12	7	8	9	8
Sr	5	5	5	5	5	14	13	9	9	8	16	13	7
V	32	10	23	20	19	17	13	36	25	10	23	10	19
Zn	74	58	80	64	62	72	63	76	60	58	51	58	66

** Norma CIPW modificada

* Recalculado de la Norma CIP

8 = CLINOFROXENITA
 5 = WEHRLITA
 3 = DUNITA

tabla 3

TABLA 3: COMPOSICION QUIMICA Y NORMA CIPW DEL COMPLEJO ULTRAMAFICO ZONADO DEL ALTO CONDOTO (Continuación)

MUESTRA TIPOROCA	RM 7137	RM 7142	RM 7143	RM 7196	CS 3132RM	7146	RM 7130	RM 7144	RM 7128	RM 7127	CZ 2842	GZ 2857	RM 7119	RM 7118	MT 1644
OXIDOS (%)	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
SiO2	38.36	37.72	37.50	39.17	37.85	38.32	38.35	37.36	38.35	36.70	38.40	38.26	38.27	38.15	38.77
TiO2	0.05	0.02	0.04	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.06	0.05	0.02	0.02	0.02	0.06	0.05
Al2O3	0.38	0.18	0.44	0.24	0.37	0.63	0.44	0.13	0.41	0.64	0.40	0.13	0.29	0.61	0.54
FeO	6.80	7.36	4.12	6.34	4.24	4.65	8.01	5.22	10.91	4.24	4.09	8.44	6.66	9.19	3.96
Fe2O3	5.33	5.27	8.35	5.80	7.99	4.71	4.57	7.52	2.78	7.36	7.13	4.42	5.23	6.09	7.87
MnO	0.22	0.23	0.22	0.23	0.24	0.18	0.25	0.22	0.24	0.20	0.19	0.22	0.22	0.25	0.20
MgO	43.72	46.18	45.48	44.08	43.80	45.68	43.40	45.20	42.00	45.65	46.31	44.67	45.83	41.27	42.82
CaO	2.00	0.31	0.36	1.55	1.39	0.50	1.44	0.27	1.86	0.43	0.40	0.37	0.59	1.60	2.36
Na2O	0.12	0.14	0.63	0.48	0.56	0.45	0.20	0.54	0.00	0.77	0.59	0.36	0.27	0.36	0.56
K2O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02
P2O5	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04
Cr2O3	0.28	0.49	1.05	0.49	0.68	0.73	0.18	0.29	0.64	2.35	0.19	0.19	0.60	0.37	0.38
LOI	1.55	0.80	0.56	0.39	1.95	2.96	1.55	2.11	0.84	0.46	0.91	1.33	0.86	0.28	1.15
TOTAL	98.86	98.74	98.79	98.83	98.74	98.90	98.47	98.94	98.14	98.91	98.69	98.46	98.88	98.30	98.72
ELEMENTOS															
TRAZAS (ppm)															
Ce	151	201	167	156	138	140	160	166	177	176	135	164	174	170	141
Ga	19	22	13	70	17	81	43	81	99	113	57	57	63	63	65
Ni	1088	970	1298	1082	927	1974	956	1094	873	1396	1953	984	937	1357	1465
Sc	16	5	6	7	10	6	10	5	14	5	5	5	3	12	17
Sr	7	5	6	8	10	5	14	5	6	5	5	5	5	10	7
V	43	28	32	24	41	41	32	19	47	48	31	26	22	38	34
Zn	65	62	72	63	76	73	66	65	72	76	56	67	71	74	68
NORMA CIPW**															
AP	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	0.06	0.05	0.06	0.06
IL	0.07	0.03	0.05	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.08	0.06	0.26	0.03	0.03	0.08	0.07
Gr	0.19	0.33	0.73	0.34	0.48	0.51	0.12	0.21	0.44	1.60	0.35	0.13	0.41	0.26	0.27
Or	0.05	0.04	0.05	0.04	0.09	0.09	0.05	0.09	0.05	0.09	0.09	0.04	0.04	0.13	0.90
Ab	0.82	0.69	1.78	0.94	1.46	2.52	1.26	1.26	0.45	2.56	1.55	0.49	1.14	2.42	2.17
An	0.40	0.09	1.89	1.73	1.80	0.20	0.83	0.20	0.83	1.99	1.83	1.46	0.51	0.05	1.27
Ac	6.97	1.00	1.21	5.63	5.10	1.68	5.02	0.82	5.98	1.42	1.29	1.19	2.04	5.89	8.78
Ne									1.29						
Lc									0.06						
Fo	83.08	88.87	88.82	83.55	85.16	89.02	83.19	88.99	80.21	87.36	89.41	86.63	87.84	79.80	81.69
Fa	4.89	5.43	0.53	4.49	1.05	2.68	7.14	2.72	10.51	0.46	1.30	7.55	4.71	7.23	0.77
Gs															
Per															
Mt	3.52	3.37	4.89	3.22	4.74	2.97	3.02	4.18	1.84	4.10	4.05	2.41	3.23	4.06	4.83
TOTAL	100.05	99.91	100.00	100.02	99.98	99.99	100.10	99.99	100.00	100.97	100.19	99.99	100.00	99.98	100.00

2 = DUNITA 3 = WEHLITA 5 = CLINOPROXENTA OLIVINICA 8 = CLINOPROXENTA * Recalculado de la Norma CIP ** Norma CIPW modificada



FIGURA 14: INCIPIENTE RECRISTALIZACION DE MICA (Mi) EN UN SEDIMENTO EN CORNUBIANITA DE HORNBLENDA (PROTOLITO SEDIMENTARIO) (MT 032; ADF 0,48 CM).

Con el aumento del grado de metamorfismo las rocas pierden paulatinamente sus características sedimentarias, y van adquiriendo las de rocas masivas, típicas para cornubianitas (facies de más alto grado). Los minerales en esta fase del metamorfismo corresponden a hornblenda (Figura 15), biotita (a veces en reacción con hornblenda), calcita, epidota, y plagioclasa. Rara vez, andalucita, escapolita, diópsido y granate. Estos dos últimos minerales ocurren en la zona directa de contacto. En esta zona, debido a la presencia de asociaciones como calcita, diópsido y granate, podría pensarse que empieza la aparición de la facies cornubiana de piroxeno; sin embargo, siempre está presente la asociación piroxeno-hornblenda en casi todas las muestras. Un estudio detallado del metamorfismo de

contacto causado por la intrusión del CUZAC, definirá si posterior a este evento ocurrió un proceso metasomático, el cual borró las características típicas de la facies cornubiana de piroxeno.

En la zona inmediata de contacto aparece también, frecuentemente, la roca diorítico-gabroica asociada a la parte de más alto grado. Las estructuras sedimentarias ya no son tan claras, pues aparece una foliación irregular, recta o con replegamientos, definida por la orientación de la hornblenda. En la facies de cornubiana de más alto grado se diferencia la estratificación (S_0) de una foliación (S_1) casi coincidente con (S_0). En la zona más cercana al contacto no es posible establecer esta diferenciación, observándose foliación pero con direcciones irregulares.

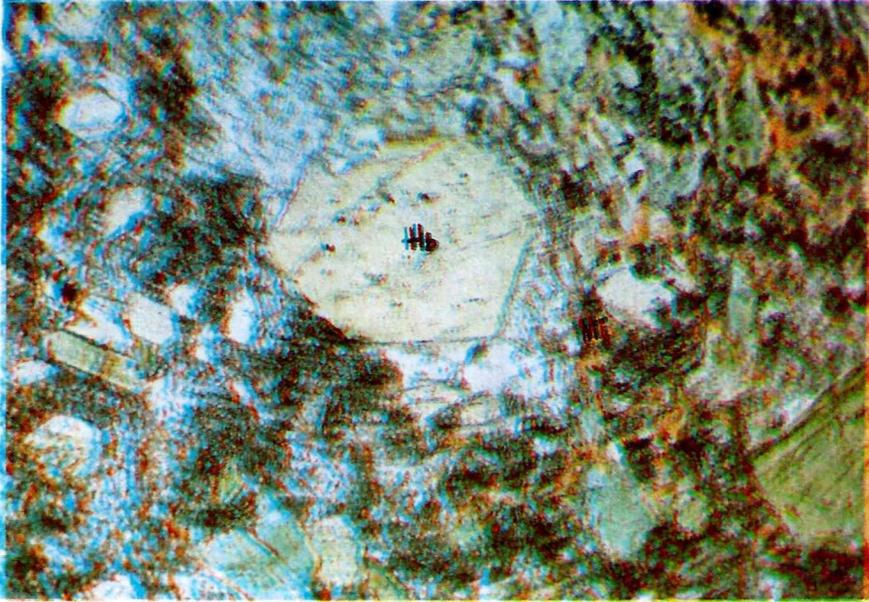


FIGURA 15: FORMACION DE HORNBLENDA (Hb) EN PIROXENO Y MICA (Mi) EN CORNUBIANITA DE HORNBLENDA (RM 7660; ADF 0,36 CM).

5. PETROQUIMICA

El CUZAC presenta una composición predominante de dos minerales principales: olivino del tipo forsterita y piroxeno del tipo diópsido (Figura 16). El contenido de forsterita (Fo) decrece de 89% en wehrlitas hasta 77% en clinopiroxenitas olivínicas.

La hornblenda, mineral subordinado en el CUZAC, también fue analizada. Su composición es edenítica en clinopiroxeno y pargasítica en hornblenditas. De los demás minerales accesorios el más importante desde el punto de vista económico es el platino (aleación de platino y hierro) el cual muestra una composición predominante de isoferroplatino.

Con base en el contenido de los minerales principales se han separado los litódemas

dunita, dunita con clinopiroxeno - wehrlita y clinopiroxeno olivínica como las unidades claramente de origen ígneo. La composición química de éstas se muestra en la Tabla 3.

Estableciendo relaciones entre los diferentes componentes de estas rocas se deduce que existe una cierta homogeneidad en la composición química de las unidades de tal forma que se pueden asociar en dos grupos: dunita y dunita con clinopiroxeno/wehrlita como un grupo y por otra parte clinopiroxeno olivínica.

Así por ejemplo, la relación SiO_2 versus MgO (Figura 17a) muestra claramente la separación entre dos grupos, no existiendo una tendencia de diferenciación entre ellos. El vacío existente entre estos grupos no es explicable por carencia de muestreo, debido a que existen muestras RS 3870

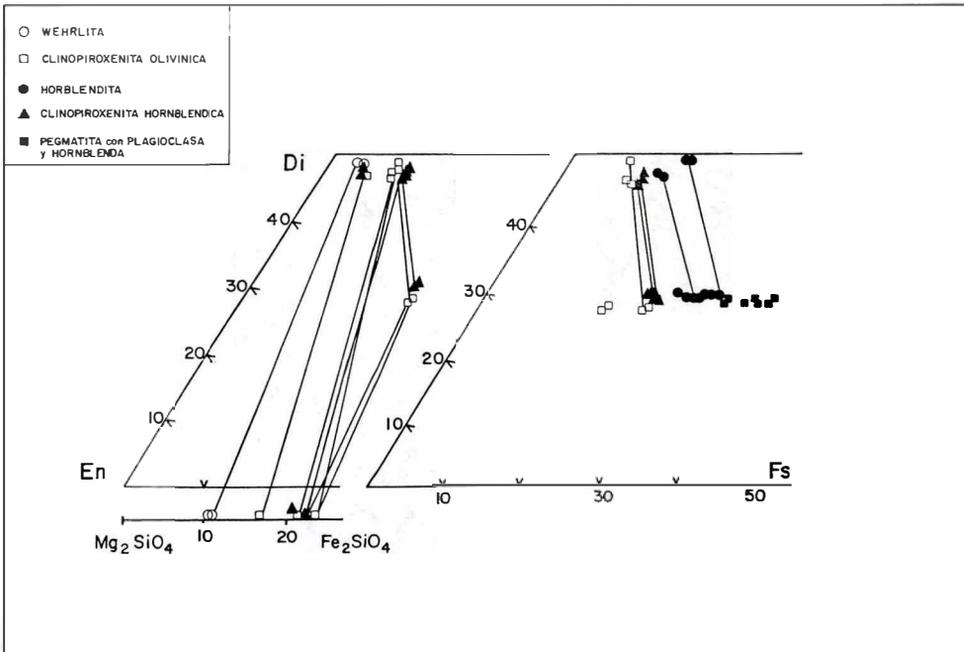


FIGURA 16: COMPOSICION DE OLIVINO, CLINOPIROXENO Y HORNBLENDA EN EL CUZAC.

(wehrlita) y RS 3873 (clinopiroxena olivínica) que se localizan en los bordes de las respectivas unidades y no muestran transición; igual ocurre con las muestras RS 4299 (clinopiroxena olivínica) y RS 4311 (dunita).

En el diagrama TiO_2 versus Cr_2O_3 (Figura 18b) se observa un comportamiento casi constante de la concentración del TiO_2 respecto a Cr_2O_3 en dunitas-wehrlitas y al contrario, en las clinopiroxenas olivínicas es casi constante la concentración del Cr_2O_3 respecto al TiO_2 , es decir que la relación de comportamiento de estos dos óxidos es totalmente independiente en los dos grupos. En la relación Ni versus Cr (Figura 19a), la distribución de la concentración en los dos grupos es errática en el interior de cada uno.

El diagrama que muestra la relación de Al_2O_3 y Cr_2O_3 (Figura 19b), indica que el Al_2O_3 se comporta totalmente independiente en los dos grupos. En la dunita-wehrlita aparece con valores muy bajos y se nota una ligera correlación entre Al_2O_3 respecto al Cr_2O_3 .

En las clinopiroxenas olivínicas aumenta su valor independiente de la concentración de Cr_2O_3 . El Zn y Cr tienen en la dunita-wehrlita cierta correlación, tal vez indicando un reemplazamiento de Mg por Zn en el olivino (Figura 20). En la clinopiroxena-wehrlita esta tendencia desaparece y es reemplazada por un comportamiento errático.

El diagrama que se presenta en la Figura 21, fue elaborado para diferenciar peridotitas cúmulo de tectonitas en rocas ofiolíticas del Canadá (IRVINE y FINDLAY, 1972).

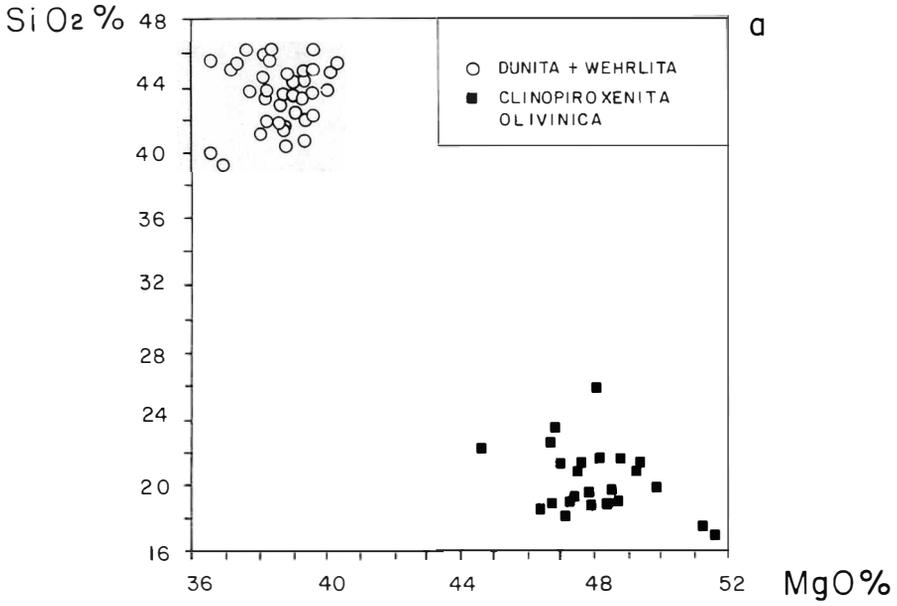


FIGURA 17: CORRELACION SiO₂ VERSUS MgO (a) y MgO VERSUS Cr₂O₃ (b) EN PERIDOTTAS DEL CUZAC.

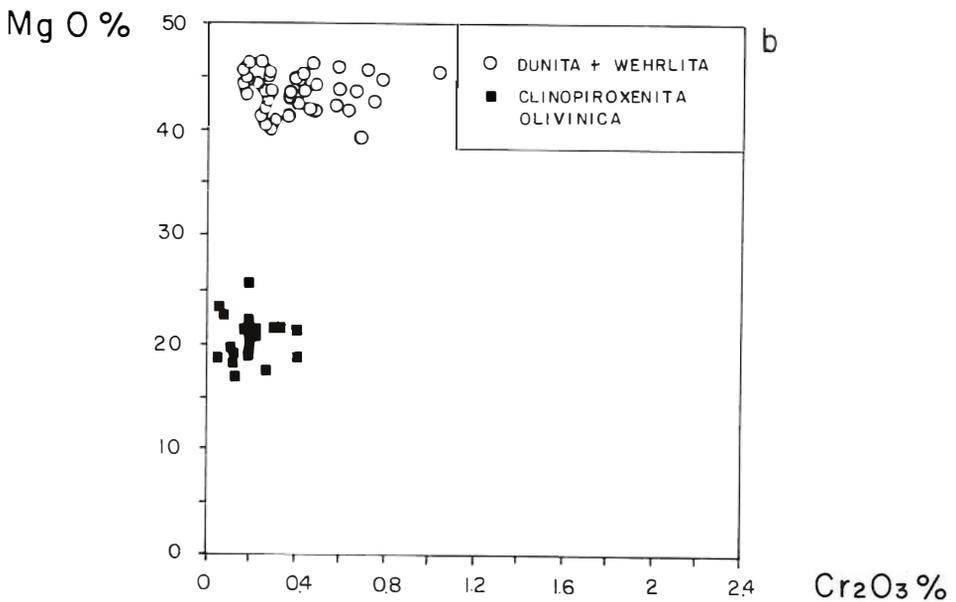


FIGURA 18.: CORRELACION CaO VERSUS Cr₂O₃ (a) Y TiO₂ VERSUS Cr₂O₃ (b) EN PERIDOTTAS DEL CUZAC.

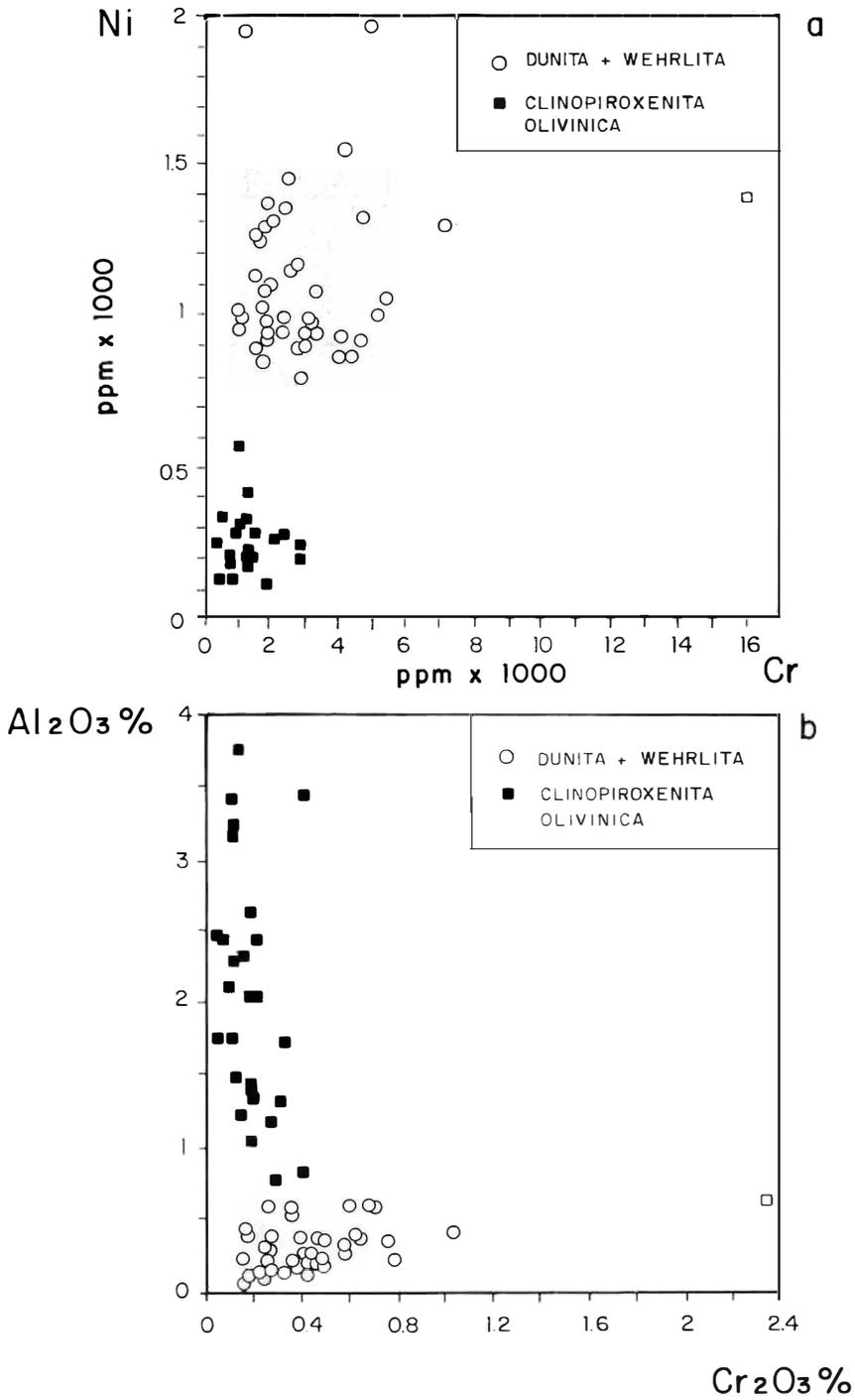


FIGURA 19: CORRELACION Ni VERSUS Cr (a) Y AL₂O₃ VERSUS Cr₂O₃ (b) EN PERIDOTTAS DEL CUZAC (TABLA 3).

TABLA 4: VARIACION DE SiO_2 , MgO Y CaO EN DUNITAS, WEHLITAS Y CLINOPIROXENITAS OLIVINICAS (EN % POR PESO)

Oxido	Dunitas		Wehrlitas		Clinopiroxenitas olivínicas	
	Desde	Hasta	Desde	Hasta	Desde	Hasta
SiO_2	36,64	40,11	38,75	44,66	46,77	49,92
MgO	39,4	46,93	40,00	43,78	18,17	23,41
CaO	0,26	2,36	2,83	4,14	15,36	20,66

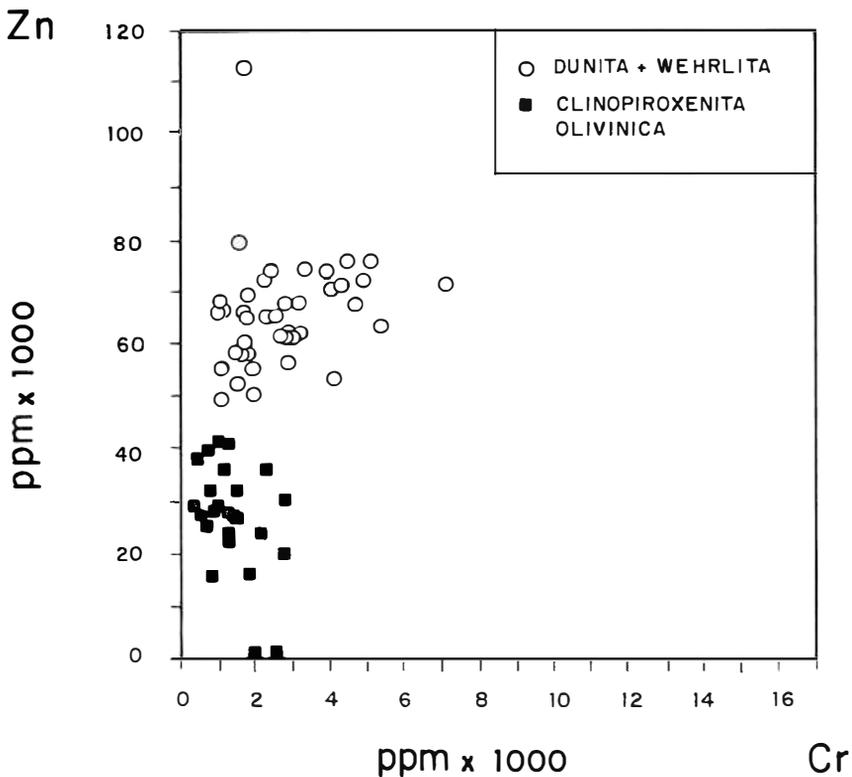


FIGURA 20: CORRELACION Zn VERSUS Cr EN PERIDOTITAS DEL CUZAC (TABLA 3).

La peridotita tectónica se ubica en un campo muy estrecho definido por $\text{Cr}_2\text{O}_3 < 0,5\%$ por peso, considerando sólo rocas con cromita accesoria y $\text{NiO} > 0,2\%$ por peso. Este diagrama ha sido utilizado para ubicar peridotitas tectónicas, incluyendo dunitas, en ofiolitas de otros continentes.

La zona crítica representa el límite entre las peridotitas tectónicas y las peridotitas tipo cúmulo que es la zona de transición en la región del Moho. Las peridotitas tipo cúmulo son rocas con contenidos bajos de Cr_2O_3 pero claramente con contenidos más bajos de Ni que las ofiolitas.

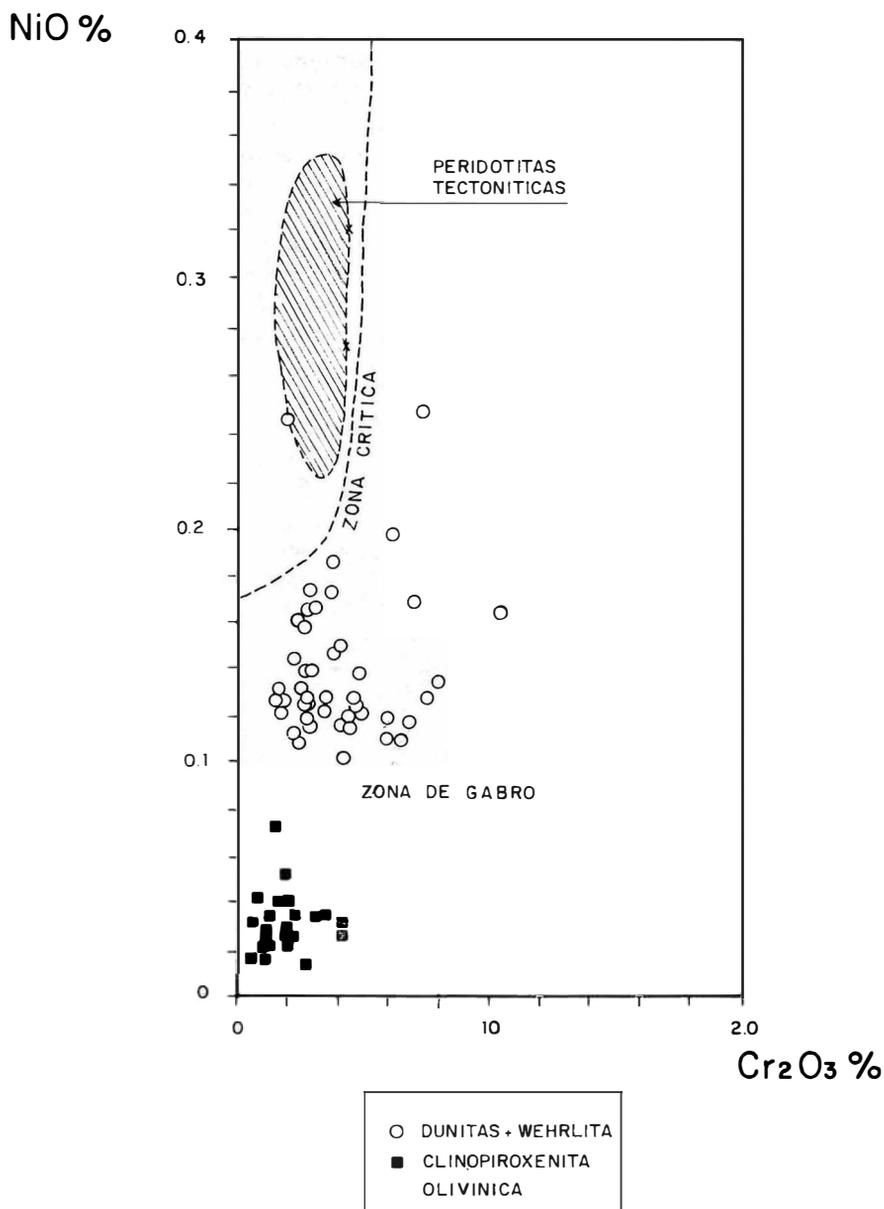


FIGURA 21: DIAGRAMA NIO VERSUS Cr₂O₃ EN PERIDOTITAS DEL CUZAC (LÍMITES SEGUN IRVINE Y FINDLAY, 1972).

Las dunitas, wehrlitas y clinopiroxenas olivínicas del CUZAC se ubican por fuera del campo definido para las peridotitas tectónicas con porcentajes muy bajos de NiO (<0.2%). Esto comprueba la clara diferencia que existe entre las rocas del CUZAC y las ofiolitas, es decir, que el CUZAC no es una ofiolita. Además, las rocas del CUZAC son más comparables con las series litológicas de carácter cíclico compuesta de rocas con olivino (sin ortopiroxeno) y contenidos variables de clinopiroxeno es decir, una secuencia como dunita (con o sin clinopiroxeno), clinopiroxenita, dunita (con o sin clinopiroxeno) y clinopiroxenita.

5.1. CALCULO MODIFICADO DE LA NORMA CIPW

Utilizando los datos de la Tabla 3 se calculó la norma CIPW construyendo los minerales en el orden: Ap, Il, Cr, Or, Ab, Ac, An, Di, Fo, Fa y Mt. Con este método estandar las "dunitas" del Alto Condoto mostraron contenidos bajos de fayalita y muy altos de magnetita con relaciones de Fe_2O_3/FeO muy altas. Además resultaron contenidos de clinopiroxeno y en algunos casos también contenidos significativos de hiperstena (Hy) y hematita (Hem) normativos. Al dibujar estos datos en el diagrama de Streckeisen (1976), gran parte de las rocas se ubicaron fuera del campo de dunitas, es decir en el campo de harzburgita y lherzolita (Figura 22a). Dichas rocas son típicas para asociaciones del tipo alpino, con dunita-lherzolita/harzburgita, incluyendo ofiolitas, las cuales están caracterizadas por la ocurrencia de ortopiroxeno. En cambio, el ortopiroxeno es un mineral muy raro o ausente en intrusiones del tipo Alaska, donde las rocas ultramáficas típicas son dunitas con variables contenidos de clinopiroxeno. La composición modal en estas dunitas se presenta característicamente por la asociación olivino + clinopiroxeno + cromita/magnetita y además por la ausencia de ortopiroxeno y hematita. Esta composición es también típica para el CUZAC.

Para tratar de establecer una concordancia entre los resultados normativos y la petrografía se realizó nuevamente el cálculo de la norma CIPW. En lugar de Ab y Ac se hizo el cálculo con otros minerales de Na. De esta forma se disminuye el contenido de Mt y se aumenta el de Fa, es decir, sube el % de FeO respecto a Fe_2O_3 . Este aumento se logra con el siguiente orden de cálculo: $Ab + Ac \rightarrow Jd + Ac \rightarrow Ne + Ac \rightarrow MgCr_2O_4 + Ne + Ac$. Estas variaciones deducidas de la norma coinciden mejor con la composición modal de las dunitas, las cuales no contienen feldespatos, pero poseen acmita y jadeíta, como componentes del clinopiroxeno y escasa nefelina (Figura 22b).

5.2. METODOLOGIA PARA ESTIMAR EL PORCENTAJE DE FeO y Fe_2O_3 DE LAS DUNITAS DEL CUZAC

Por lo general, los análisis de Fluorescencia de Rayos X (RFA) indican el contenido de Fe en forma de Fe_2O_3 (como hierro total). Con estos datos se calcula la norma CIPW. A través de los minerales ferríferos normativos se pueden estimar las proporciones de FeO y Fe_2O_3 , las cuales son un índice de la presión parcial del oxígeno en el momento de la formación de las dunitas. La metodología para realizar este cálculo es la siguiente:

1. Cálculo de la norma CIPW como se describió.
2. Cálculo del porcentaje por peso de la cantidad de FeO usado para la construcción de minerales normativos que contienen Fe^{+2} Como ilmenita (Il), cromita (Cr) y fayalita (Fa):

$$\% FeO = (\text{suma de } Fe^{+2} \text{ usado en } Il+Cr+Fa)/104 \times \text{peso molecular de FeO}$$
3. Cálculo del porcentaje por peso de Fe_2O_3 , usado para la construcción de minerales normativos que contienen Fe^{+3} como acmita (Ac):

% Fe_2O_3 , = (suma de Fe^{+3} usado en Ac)/104 x peso mol. de Fe_2O_3 ,

4. Utilizando los numerales 2 y 3 se calcula el Fe (como Fe_2O_3) disponible para calcular magnetita (Mt) normativa:

$A = Fe$ (como Fe_2O_3) = Fe (como Fe_2O_3 , tomado del análisis) - 1,11x (% de FeO)- % de Fe_2O_3

5. Fe (calculado como Fe_2O_3) = A = Mt, se conoce a partir de la composición de la magnetita (Mt):

$A = Fe_3O_4 = Mt = 1 Fe_2O_3 + 1 FeO$, es decir,
 $A = Mt = 1 Fe_2O_3 + 1,11 FeO$

6. Por otra parte se conoce la siguiente relación :

$Fe_2O_3/159,69 = FeO/71,85$ es decir $FeO = 0,4499 Fe_2O_3$

7. Reemplazando (6) en (5), se tiene:

$A = 1 Fe_2O_3 + 1,11 \times 0,4499 Fe_2O_3 = 1 Fe_2O_3 + 0,4994 Fe_2O_3$
 $A = 1,4994 Fe_2O_3$

% Fe_2O_3 , = $A/1,4994 = 0,6669 A$ y % FeO = $0,3000 A$

Para el control se debe cumplir que :

$$0,6669 A + 1,11 \times 0,3000 A = A$$

Con los datos obtenidos se va a la Tabla 3 y se agrega la magnetita = $1 Fe_2O_3 + 1 FeO$

En la columna de los datos de óxidos mayores donde aparece el contenido de Fe como Fe_2O_3 , se pueden reemplazar los valores de % de FeO y el % de Fe_2O_3 y se compara con el valor de Fe total (dado como Fe_2O_3) = % Fe_2O_3 + 1,11 % FeO.

La comparación de datos de FeO, analíticamente determinado con los valores estimados (datos de BURGATH y MUSSALLAM, comunicación escrita, 1989) se muestra en la Tabla 5. La comparación de los óxidos de Fe calculados de esta forma, con el hierro obtenido por métodos analíticos indica que el método ofrece

resultados confiables al menos en roca con contenidos bajos de Na_2O .

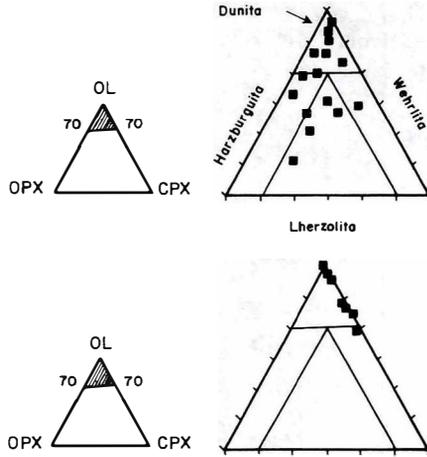
TABLA 5: COMPARACION DE CONTENIDOS DE FeO ANALIZADOS Y ESTIMADOS.

	(MU 47 Dunita) % por peso de FeO	(MU 54 Dunita) % por peso de FeO
Datos analíticos	6,54	7,17
Datos calculados	6,46	7,68
% por peso de Fe_2O_3		
Datos analíticos	0,81	1,06
Datos calculados	0,89	0,50
Magnetita normativa (%)	0,40	0,00

Los contenidos de Fa normativa y de FeO de las dunitas muestran una correlación positiva excelente. La línea de regresión es $y = 0,7x + 3,41$ (Figura 22c). Utilizando este diagrama, después del cálculo de Fa normativa, se puede estimar el contenido de FeO (mínimo) a partir de un contenido de fayalita normativa conocido y así disminuir los pasos del cálculo.

El porcentaje calculado de Fa normativa y los contenidos de FeO de las diferentes posibilidades del cálculo (Ab+Ac; Jd+Ac; Ne+Ac; $MgCr_2O_4$ +Ne+Ac) en muestras individuales y en la suma total de muestras están correlacionando también, aún con una línea de regresión con menor pendiente ($y = 0,46x + 4,29$). Esta línea puede ser utilizada en el caso de contenidos altos de Na_2O .

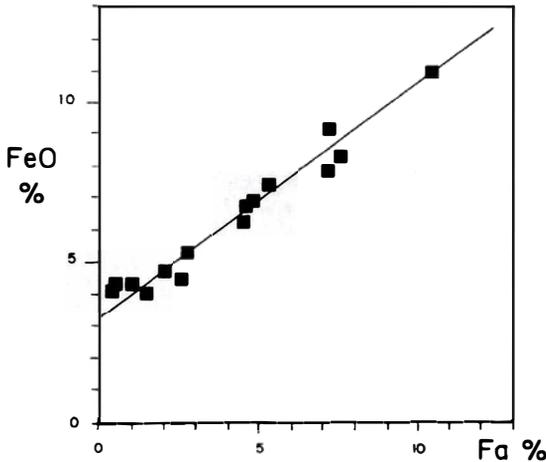
A través del valor de Fa (calculado con el método $MgCr_2O_4 + Ne+Ac$) y la línea de regresión se puede estimar aproximadamente el valor de FeO y con éste el grado de oxidación (fugacidad de oxígeno). En las dunitas del Condoto, se debe formar Ac y Mt (mínimo 1.8 % normativos) en todas las muestras, también en las que tienen bajos contenidos de Na_2O . Esto significa que durante la formación de las dunitas, la relación de Fe_2O_3/FeO y por lo tanto la fugacidad del oxígeno, fue relativamente alta.



A. Cálculo estandar de la norma. CIPW.

B. Cálculo modificado

13x14



C. Cálculo de FeO a partir del contenido normativo de fayalita.

FIGURA 22. COMPOSICION NORMATIVA DE LAS DUNITAS DEL COMPLEJO ULTRAMAFICO ZONADO.

5.3. RELACIONES ENTRE Pt Y Cr₂O₃ EN DUNITA

La relación genética que puede existir entre Pt y cromita ha sido una sospecha muy común en la literatura sobre PGM. Tanto los resultados obtenidos al estudiar secciones pulidas de cromititas del Alto Condoto como la observación detallada de la concentración selectiva (in situ) de cromititas en los afloramientos, los datos

de la Tabla 6 y la correlación Pt versus Cr₂O₃ (Figura 23), demuestran que no existe ninguna relación sistemática entre la ocurrencia de Pt-Fe y cromita, fuera de la ocurrencia de los dos minerales como accesorios en la misma roca. Muestras con concentraciones altas de cromita tienen valores de Pt muy bajos (10 ppb) y viceversa, muestras con valores altos en Pt tienen contenidos de Cr₂O₃ muy bajos (0,4 %, lo que es normal para la dunita, Tabla 3).

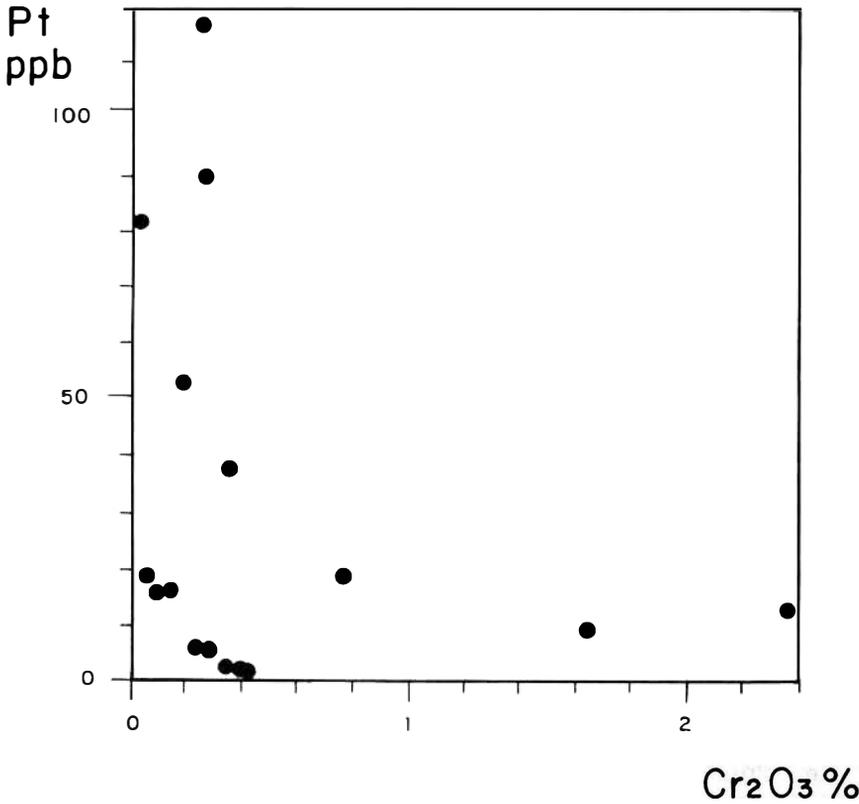


FIGURA 23. DIAGRAMA DE Pt VERSUS Cr₂O₃ DE DUNITAS DEL CENTRO DEL CUZAC.

TABLA 6: CONTENIDOS DE ELEMENTOS DEL GRUPO DEL PLATINO (EN PPB) Y CR₂O₃ (EN % POR PESO) EN ROCAS DEL COMPLEJO ULTRAMAFICO ZONADO DEL ALTO CONDOTO. ANALISIS POR ENSAYE AL FUEGO (NIS), X-RAL LABORATORY, CANADA.

MUESTRA	TIPO	Au	Ru	Rh	Pd	Re	Os	Ir	Pt	Cr ₂ O ₃
RM 7778	2	< 1	< 1	1	1	< 1	< 3	1.1	2	0.41
RM 7790A	2	< 1	< 1	3	2	< 1	< 3	4.3	117	0.26
RS 4380	2	< 1	2	2	1	< 1	< 3	2.9	19	0.76
RS 4450	2	1	1	< 1	1	< 1	< 3	2.2	2	0.39
RS 4375	2	1	3	2	2	< 1	< 3	2.9	38	0.35
RS 4322	2	< 1	4	< 1	84	< 1	< 3	0.3	82	0.01
RS 4379	2	< 1	4	2	1	< 1	< 3	2.6	6	0.28
RM 7127	2	4	11	6	5	< 1	< 3	3.4	12	2.36
RM 7137	2	7	8	2	2	< 1	< 3	2.2	90	0.27
GZ 2857	2	1	9	2	1	< 1	< 3	2.7	53	0.19
MT 1649	3	< 1	10	4	7	< 1	< 3	2.1	9	1.64
RM 7081	5	3	9	< 1	4	< 1	< 3	0.2	3	0.35
RM 7177	5	2	8	< 1	7	< 1	< 3	0.2	6	0.24
RS 3748	5	2	8	< 1	19	< 1	< 3	0.2	16	0.13
GZ 2848	5	1	7	< 1	22	< 1	< 3	0.2	16	0.09
RS 3774	5	2	8	2	54	< 1	< 3	0.2	19	0.06
KOL-90/5	12	1	1	< 1	3	1	< 3	< .1	2	n.d.

2 = DUNITA 3 = WEHLITA 5 = CLINOPIROXENITA OLIVINICA 12 = PEGMATITA HORNBLENDO-PLAGIOCLASICA

5.4. PGE EN ROCAS NORMALIZADOS RESPECTO A LA CONDRITA

Los PGE son elementos siderófilos. Si estos elementos se normalizan respecto a la condrita y se dibujan en orden descendente de su punto de fusión (Osmio, Os; Iridio, Ir; Rutenio, Ru; Rodio, Rh; Platino, Pt y Paladio, Pd) se puede desarrollar una metodología de análisis similar a la utilizada con los elementos de las tierras raras (REE) pero a diferencia de ellas, el orden de fraccionamiento no es controlado por su posición en la tabla periódica como en los REE (NALDRETT *et al*, 1979). Se diferencian dos grupos de acuerdo a su comportamiento (BARNES *et al*, 1985): el grupo del Ir (Os, Ir y Ru) y el grupo del Pd (Rh, Pt y Pd).

Al normalizar los contenidos de PGE del CUZAC se observa que los patrones para las dunitas cubren rangos entre 0,001 y 0,1 veces la condrita (Figura 24a). Como constante se observa la tendencia al enriquecimiento relativo en Ir, Rh y Pt y al empobrecimiento en Os y Pd. El Ru no muestra un comportamiento definido. La presencia o ausencia de Ru (con osmio ?) en las dunitas se puede deber a su cristalización simultánea con la cromita debido a que según Barnes (1985), la cromita crece sobre las aleaciones de Os-Ir-Ru, separándolas del fundido y empobreciéndolo por lo tanto, en estos elementos. No obstante una relación directa entre los contenidos de cromita y de Ru(Os-Ir) aparentemente no existe, con excepción de la muestra RM-7127. En cambio, la aleación de Pt-Fe parece funcionar como recolector de diferentes aleaciones de Os-Ir (Ru), las cuales habrían cristalizado más temprano, probablemente a temperaturas más altas para aparecer después como inclusiones dentro del Pt-Fe. Otra interpretación es que en la aleación del Pt-Fe se disuelve, bajo temperaturas altas, más osmio e iridio, el cual se desmezcla a temperaturas más bajas, como en el caso de Viravira.

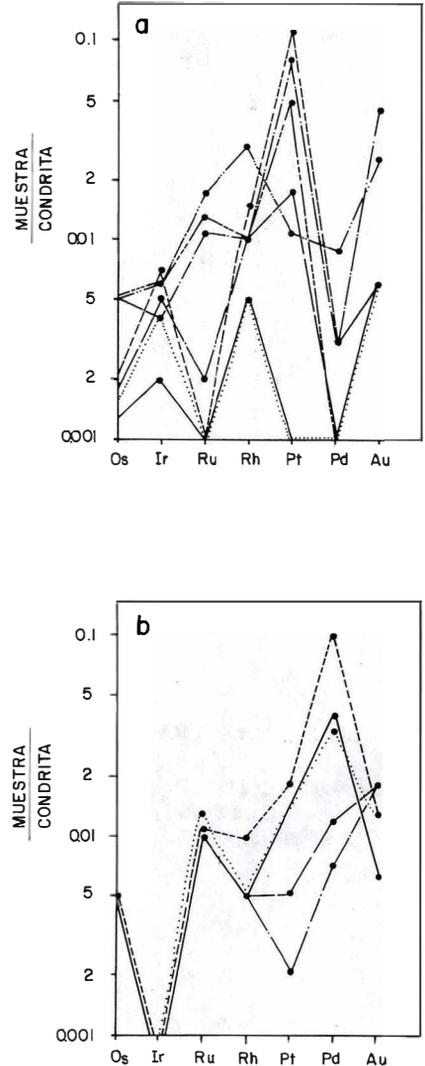


FIGURA 24: PATRONES DE PGE NORMALIZADOS A LA CONDRITA EN DUNITA (a) Y CLINOPIROXENITA (b) DEL CUZAC.

Una característica de la dunita es la ausencia de Pd que puede deberse a que desde el comienzo el magma estaba empobrecido en paladio o que éste fue fraccionado en la fase de sulfuros. Al normalizar las clinopiroxenitas olivínicas del CUZAC respecto a la condrita se muestra que aquellas poseen valores de PGE entre 0,001 y 0,1 veces la condrita. En la Figura 24b se observa que el relativo empobrecimiento en Ir, Rh y Pt y enriquecimiento en Ru y Pd está indicando que estos elementos minerales se movilizaron en el magma probablemente en fase de sulfuros y se precipitaron en esta fase.

Al comparar los patrones de las dunitas del CUZAC con peridotitas de los complejos alpinos de tectonitas y ofiolitas (Iherzolitas; harzburguitas y dunitas (Figura 25 a) se observa que:

1. La curva de las peridotitas en las ofiolitas es muy plana.

2. La curva de las peridotitas en ofiolitas comienza con valores superiores de Os.
3. La curva de las peridotitas en ofiolitas tiene una tendencia al enriquecimiento de Pd.
4. La curva de las dunitas en el CUZAC muestra una disminución en la concentración relativa que es más fuerte que la de las peridotitas en ofiolitas.

El comportamiento de una muestra de los complejos tipo Alaska se presenta en la Figura 25b, donde se observa gran similitud con el comportamiento de las clinopiroxenitas olivínicas del CUZAC.

Una conclusión que resulta de esta comparación con la condrita es que el magma de la fase dunítica fue enriquecido en Pt y empobrecido en Pd y que el comportamiento de los PGE en el CUZAC, comparado con el de las ofiolitas, es muy diferente.

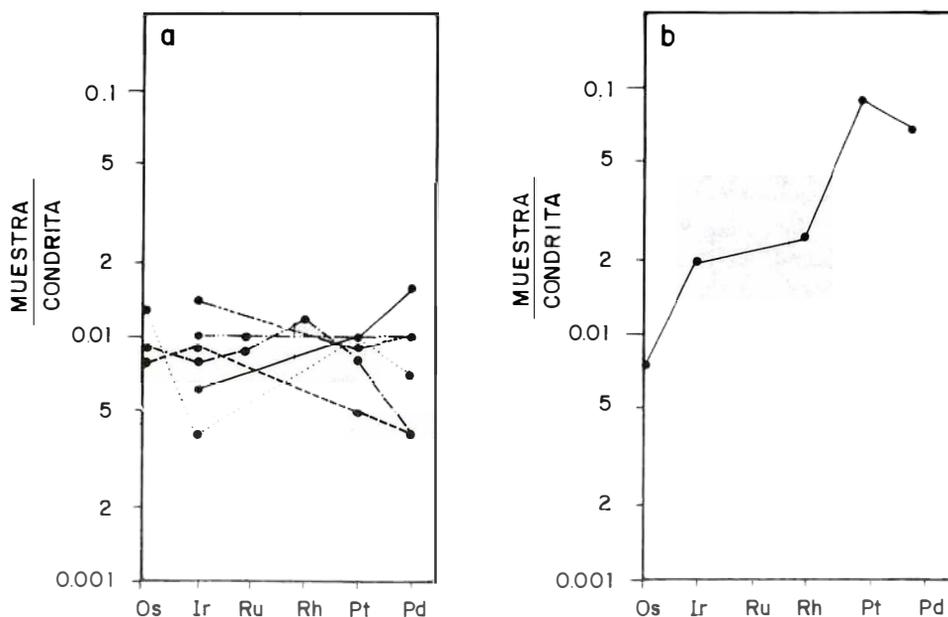


FIGURA 25.: PATRONES DE PGE TÍPICOS, NORMALIZADOS RESPECTO A LA CONDrita PARA COMPLEJOS OFIOLÍTICOS (a) Y COMPLEJOS ZONADOS (b) (BARNES *et al.*, 1985).

6. DISTRIBUCION DE LOS ELEMENTOS DE TIERRAS RARAS EN ROCAS DEL CUZAC Y DEL COMPLEJO DE VIRAVIRA

Se analizaron 20 muestras para conocer el contenido de elementos de tierras raras (Rare Earth Elements, REE). Once muestras pertenecen al CUZAC y 9 son basaltos y peridotitas serpentinizadas del Complejo de Viravira. Los resultados analíticos y las relaciones $\text{La}_{cn}/\text{Y}_{cn}$ y $\text{La}_{cn}/\text{Ce}_{cn}$ (cn =normalizado a la condrita) están resumidos en Tabla 7.

La suma de los contenidos de REE es muy baja en dunitas (0,5 ppm) y varios elementos están cerca o por debajo del límite de detección. Las clinopiroxenitas tienen sumas entre 2,7 y 7,4 ppm, las hornblenditas 22,4 y 49,4 y las pegmatitas diorítico-gabroicas tienen sumas de 33 y 52 ppm.

Los patrones de los valores normalizados a la condrita (Figura 26) tienen formas convexas hacia arriba y muestran un empobrecimiento claro de los elementos livianos de las tierras raras (light rare earth elements, LREE) con relaciones de $(\text{La})_{cn}/(\text{Ce})_{cn}$ de 1,14 y 1,52 en dunitas; entre 0,75 y 1 en clinopiroxenita; 0,83 y 0,87 en hornblendita y 1,2 y 1,36 en las pegmatitas diorítico-gabroicas. Las relaciones $(\text{La})_{cn}/(\text{Yb})_{cn}$ son de 0,26 y 0,35 en dunitas; entre 0,36 y 0,93 en clinopiroxenitas, 0,83 y 1,18 en hornblenditas y 2,14 y 2,33 en pegmatitas diorítico-gabroicas.

Dunitas de complejos ofiolíticos tienen valores muy similares a la dunita del CUZAC, pero están caracterizadas, en lo general, por un ascenso fuerte en los elementos pesados de las tierras raras (heavy rare earth elements, HREE) y por patrones en forma de U. Vale anotar que los patrones de las hornblenditas son muy similares (o paralelos) a las de las clinopiroxenitas, con la diferencia que la suma es 3 a 7 veces más alta que la de las clinopiroxenitas. Considerando a la hornblendita como producto de metamorfismo de alta temperatura (anatexis parcial) hay que suponer

una influencia metasomática muy fuerte que afectó el sistema de tierras raras en las hornblenditas.

Los patrones de las pegmatitas diorítico-gabroicas se distinguen claramente de los demás por su enriquecimiento en LREE la cual se debe muy probablemente al fraccionamiento de los REE en plagioclasa con un enriquecimiento relativo de los LREE.

6.1. COMPORTAMIENTO DE ISOTOPOS DE NEODIMIO, SAMARIO Y ESTRONCIO

Para el estudio de los isótopos de Nd y Sr se escogieron diez muestras del CUZAC, tres muestras de la zona de metamorfismo de contacto, cinco basaltos komatiíticos del Complejo de Viravira y cuatro peridotitas del mismo (Figura 27). El objeto de este estudio fue establecer una posible relación genética entre los dos complejos (MUÑOZ *et al.*, 1990).

El Sr fue separado a través de la técnica de Columna de intercambio de Iones y los análisis fueron hechos con un equipo Finnigan MAT 261 espectrómetro de masas de la BGR (Hannover). Las relaciones isotópicas del Sr fueron normalizadas a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=8,3752$; el estándar isotópico NBS 987 ha sido analizado a $0,71022 \pm 0,00008$. Sm y Nd se separaron por el método combinado descrito por Richard *et al.* (1976). Las relaciones isotópicas de Nd fueron normalizadas $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,511878 \pm 0,000023$.

Los valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ y $\epsilon\text{Sr}(t)$ fueron calculados aplicando los parámetros del modelo del día actual (present day model) que son: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{chur}}$ (Chondritic Uniform Reservoir) = 0,512638; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{chur}}$ = 0,1967 y $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{chur}}$ = 0,0827.

6.1.1. RESULTADOS

Las relaciones isotópicas de las muestras analizadas se presentan en el diagrama de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Figura 28). Las muestras del CUZAC tienen una composición isotópica de Nd y Sr muy homogénea. Los valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ varían entre +7,1 y +8,9 (una sola muestra tiene +11,4)

TABLA 7: CONTENIDOS DE ELEMENTOS DE TIERRAS RARAS (REE) EN ROCAS DEL COMPLEJO ULTRAMAFICO ZONADO DEL ALTO CONDOTO; ANALISIS POR ICPMS, U. SIEWERS, BGR.

ELEMENTOS	RM	RM	RS	RS	RS	RS	RM	RM	RM	RS	GZ	CON-
	7127	7143	3899	3900	3777	3975	7082	7057	7195	3902	3018	DRITA*
LITOLOGIA	2	2	8	8	5	5	5	11	11	12	12	
Y	0.20	0.02	1.90	3.20	2.30	3.70	1.40	11.80	20.80	19.00	12.40	
La	0.04	0.03	0.26	0.23	0.33	0.55	0.13	1.50	4.10	7.30	4.60	0.33
Ce	0.07	0.07	0.70	0.82	0.88	1.50	0.43	4.60	13.10	14.30	10.20	0.88
Pt	0.07	0.02	0.14	0.18	0.18	0.26	0.10	0.86	2.30	2.30	1.40	0.11
Nd	0.01	0.08	0.79	1.10	0.96	1.50	0.56	4.70	11.80	10.90	6.50	0.60
Sm	0.09	0.04	0.29	0.52	0.44	0.74	0.24	1.90	3.70	3.40	1.90	0.18
Eu	0.01	0.02	0.15	0.21	0.16	0.25	0.11	0.76	0.16	1.42	0.73	0.07
Gd	0.03	0.06	0.40	0.53	0.47	0.72	0.26	2.30	4.40	3.70	2.20	0.25
Tb	< 01	0.01	0.07	0.11	0.10	0.13	0.07	0.38	0.75	0.65	0.42	0.05
Dy	0.06	0.05	0.40	0.65	0.47	0.70	0.31	2.40	3.80	3.50	2.00	0.30
Ho	0.02	0.01	0.08	0.13	0.10	0.16	0.07	0.51	0.80	0.71	0.45	0.07
Er	0.04	0.04	0.17	0.30	0.21	0.34	0.15	1.10	1.80	1.80	1.20	0.20
Tm	0.01	0.01	0.04	0.06	0.06	0.05	0.04	0.15	0.29	0.21	0.16	0.03
Yb	0.07	0.07	0.17	0.39	0.25	0.41	0.21	1.10	2.10	1.90	1.30	0.20
Lu	0.01	< .01	0.04	0.05	0.04	0.07	0.02	0.16	0.31	0.34	0.23	0.03
Suma REE	0.50	0.51	3.70	5.28	4.65	7.38	2.70	22.42	49.41	52.43	33.29	3.30
Lacn/Ybcn		0.35	0.26	0.93	0.36	0.80	0.81	0.38	0.83	1.18	2.33	2.14
Lacn/Cecn		1.52	1.14	0.99	0.75	1.00	0.98	0.81	0.87	0.83	1.36	1.20

* HASKIN *et al.*, 1968 - 2 = DUNITA - 5 = CLINOPIROXENITA OLIVINICA - 8 = CLINOPIROXENITA - 11 = HORNBLENDITA - 12 = PEGMATITA HORNBLENDO-PLAGIOCLASICA

y los valores del $\epsilon\text{Sr}(t)$ son principalmente en el intervalo de -18,7 y -13,9 (dos muestras están cerca de -8). Las relaciones isotópicas de los basaltos komatiíticos y las peridotitas del Complejo de Viravira están dentro del mismo rango (Tabla 8). Todas estas rocas se ubican cerca al campo del "mantle array" (HAWKESWORTH *et al.*, 1979c) y sus características isotópicas demuestran su derivación de un manto empobrecido (depleted mantle). En la Figura 29, las peridotitas del CUZAC tienen relaciones de Sm/Nd que son más altas que los valores modelo del manto empobrecido (DM). Esta tendencia de empobrecimiento se debe al bajo coeficiente de distribución de Sm y Nd en olivino y clinopiroxeno; cuando estos minerales se forman a través de cristalización fraccionada de un magma, los minerales tienen relaciones de Sm/Nd más altas que el mismo magma (FAURE, 1987). La tendencia de enriquecimiento (Figura 29) muestra cómo desciende la relación de Sm/Nd en los basaltos komatiíticos y en las rocas diorítico-gabroicas con el aumento de la diferenciación. De acuerdo con esto, se puede suponer que el mag-

ma generador de los complejos ultramáficos tenía una composición isotópica cerca al valor modelo del manto empobrecido (Depleted Mantle, DM). Es interesante anotar que dos cornubianitas también tienen relaciones isotópicas de Nd similares a las de los basaltos y peridotitas; solamente sus valores de $\epsilon\text{Sr}(t)$ son ligeramente más altos. Este dato refuerza la observación de campo según la cual los sedimentos premetamórficos son productos de erosión de los basaltos del Complejo de Viravira. Solamente la muestra RM-7034 que es más rica en carbonato muestra signos de contaminación cortical.

Las características isotópicas de Nd y las relaciones de Sm/Nd en los basaltos de El Paso también su derivación del manto. Sin embargo, los valores de $\epsilon\text{Sr}(t)$ son significativamente más altos (+22 en dos muestras) que en las demás muestras. Este aumento en las relaciones isotópicas de Sr puede explicarse por la interacción de la roca en el agua marina durante su efusión. En este proceso la roca incorpora el Sr del agua con Sr de +64.

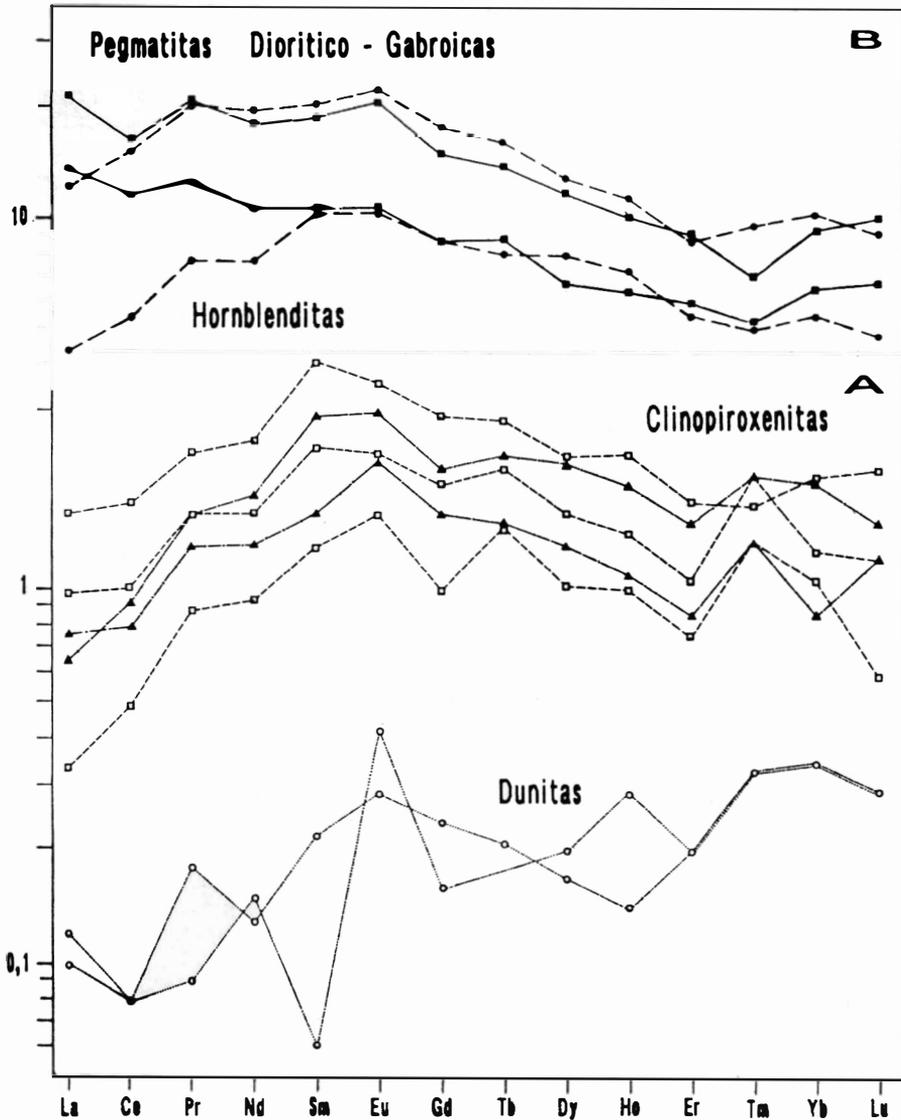


FIGURA 26: PATRONES DE DISTRIBUCION DE ELEMENTOS DE LAS TIERRAS RARAS (REE) NORMALIZADOS RESPECTO A LA CONDRIITA EN PERIDOTITAS (a) Y EN ROCAS DIORITICO-GABROICAS (b) DEL CUZAC.

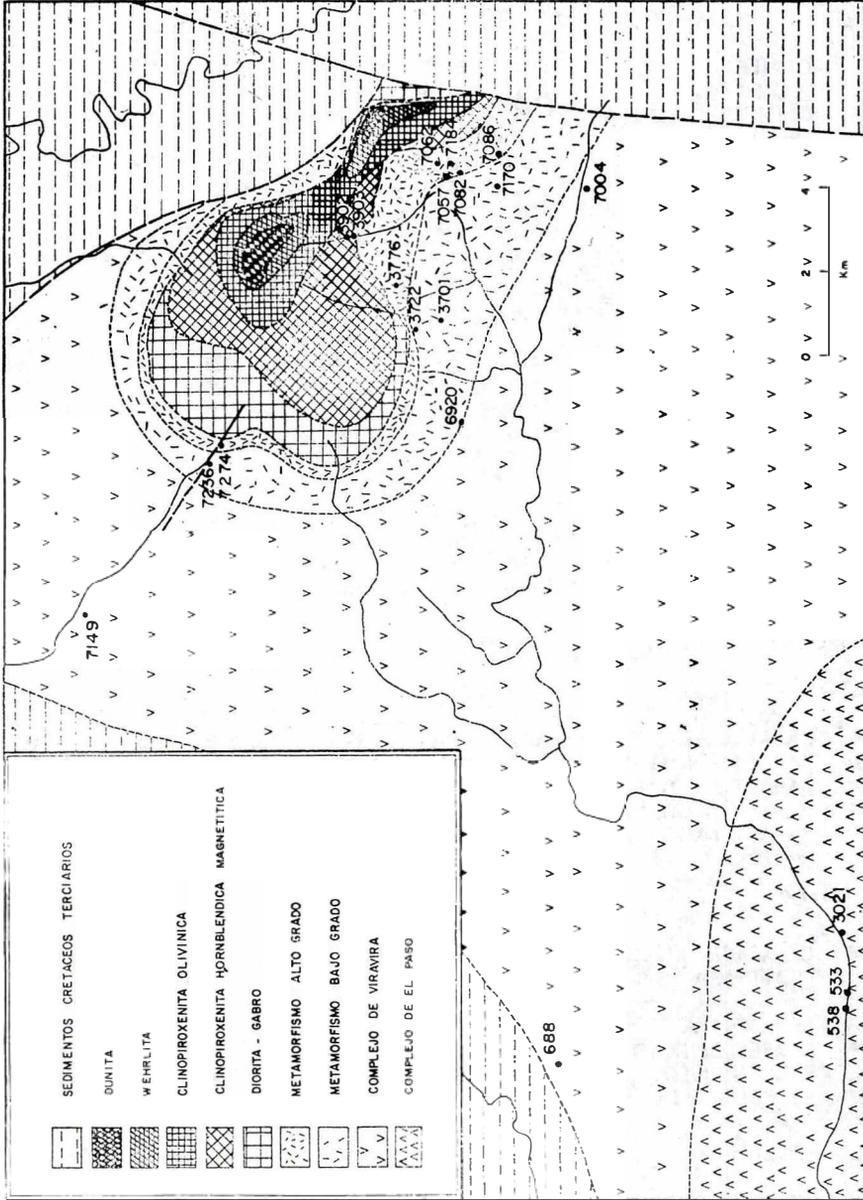


Figura 27: Localización de muestras analizadas para isótopos de Sm - Nd y Rb - Sr.

TABLA 8: ANALISIS DE ISOTOPOS DE Pb/Sr y Sm/Nd DEL COMPLEJO ULTRAMAFICO ZONADO DEL ALTO CONDOTO, COMPLEJO DE VIRAVIRA Y COMPLEJO DEL PASO. ANALISIS EN BGR (HANNOVER, HOHNDRF).

Muestra	Tipo Roca	^{147}Sm (ppm)	^{144}Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/$ ^{144}Nd	$^{143}\text{Sm}/$ ^{144}Nd	$\text{E}(t)\text{Nd}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\text{E}(t)\text{Sr}$
COMPLEJO ULTRAMAFICO ZONADO DEL ALTO CONDOTO								
RM 7137	DUNITA	0.0144	(0.0657)	0.2540	0.513010	(+7.1)	0.70335	-16.0
RS 3870	WERHLITA	0.0241	0.0125	0.1886	0.513034	+7.7	0.70326	-17.3
RS 3866	CLINOPIROXENITA OLIVINICA	0.1626	0.6270	0.2540	0.513073	+8.3	0.70348	-14.2
RS 3891	CLINOPIROXENITA	0.2480	1.0345	0.2348	0.513032	+7.6	0.70340	-15.3
RS 3894	CLINOPIROXENITA MAGNETITICA	0.1934	0.7292	0.2598	0.513041	+7.7	0.70350	-13.9
RS 3873	CLINOPIROXENITA OLIVINICO HORNBLENDICA	0.0954	0.4220	0.2213	0.513079	+8.5	0.70392	-7.9
ROCAS CON HORNBLENDITA Y PLAGIOCLASA								
RM 7195	HORNBLENDITA	0.6562	3.6030	0.1784	0.513043	+7.9	0.70316	-18.7
RM 7170	DIORITA PERMATITICA	0.6152	3.5830	0.1682	0.513091	+8.9	0.70337	-15.7
RS 3902	DIORITA	0.5710	3.1640	0.1768	0.512986	+8.8	0.70390	-8.2
RS 3960	DIORITA	0.1486	0.6580	0.2213	0.513225	+11.4	0.70338	-15.6
ROCAS METAMORFICAS DE CONTACTO								
RM 7039	CORNUBIANITA	0.4436	2.5240	0.1721	0.513042	+7.9	0.70395	-7.5
RS 3888	CORNUBIANITA	0.4972	2.9560	0.1648	0.513088	+8.9	0.70391	-8.1
RM 7034	CORNUBINITA	0.8154	6.5220	0.1224	0.512514	-2.2	0.70434	-2.0
COMPLEJO DE VIRAVIRA								
BASALTOS								
RS 3564	BASALTO ALTO EN Mg	0.4833	2.7270	0.1736	0.513072	+8.5	0.70346	-14.5
RM 7382	BASALTO ALTO EN Mg	0.3226	1.7040	1.1855	0.513078	+8.6	0.70353	-13.5
MJ 0688	BASALTO ALTO EN Mg	0.3005	1.7180	0.1713	0.513102	+9.1	0.70345	-14.6
RS 3346	BASALTO ALTO EN Mg	0.3096	1.7090	0.1775	0.513143	+9.9	0.70339	-15.4
RM 7009	BASALTO ALTO EN Mg	0.2875	1.6250	0.1733	0.513139	+9.8	0.70342	-15.0
PERIDOTITAS								
RM 7428	CLINOPIROXENITA OLIVINICA	0.0713	0.3038	0.2300	0.513073	+8.4	0.70340	-15.3
RM 7463	PERIDOTITA SERPENTINIZADA	0.0473	0.1892	0.2448	0.513069	+8.3	0.70351	-13.8
MJ 0708	SERPENTINITA	0.0026	0.0185	0.1367	0.512958	+6.4	0.70345	-14.6
RM 6633	SERPENTINITA	0.0049	0.0252	0.1899	0.513023	+7.5	0.70331	-16.6
COMPLEJO DE EL PASO								
BASALTOS								
RS 3023	BASALTO	0.3090	1.3870	0.2183	0.513107	+9.1	0.70601	+21.7
MJ 0533	BASALTO	0.4443	2.1600	0.2015	0.513066	+8.3	0.70402	+22.2
MJ 0588	BASALTO	0.5154	2.3460	0.2152	0.513069	+8.4	0.70604	-6.5

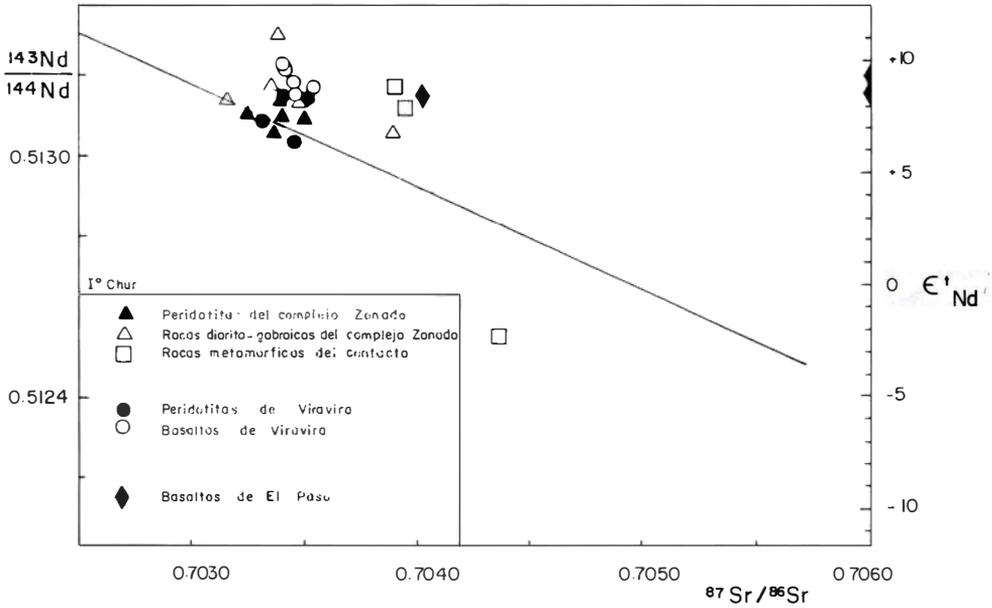


FIGURA 28: RELACION DE ISOTOPOS $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ Y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ DE ROCAS ULTRAMAFICAS Y MAFICAS DEL CUZAC COMPLEJO DE VIRAVIRA.

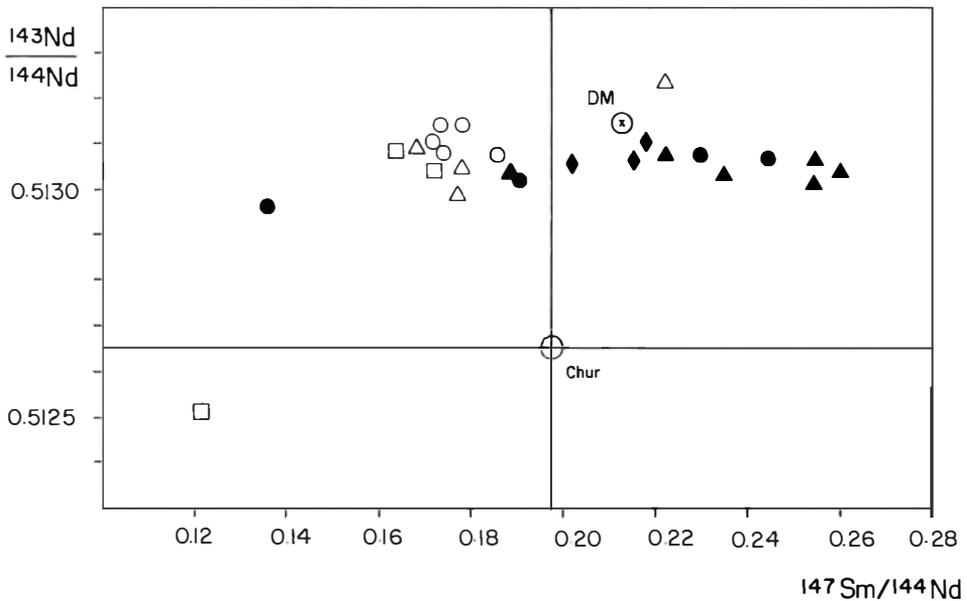


FIGURA 29: DIAGRAMA $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ Y VERSUS $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ DE ROCAS ULTRAMAFICAS Y MAFICAS DEL CUZAC Y DEL COMPLEJO DE VIRAVIRA.

7. DATAIONES K-Ar

Para establecer la edad de las rocas del CUZAC fueron utilizadas rocas con contenidos altos de hornblenda aflorando al borde de la intrusión. Aunque estas rocas son, en gran parte, un producto del metamorfismo, su datación dá información sobre la edad de la intrusión ya que la diferencia en tiempo geológico entre intrusión y metamorfismo es mínima (TISL *et al*, 1992, en prep.).

Se analizaron 14 concentrados de hornblenda de rocas magmáticas y cuatro concentrados de hornblendas metamórficas de la facies cornubiana de hornblenda por el método convencional de K-Ar, roca total (Figura 30, Tabla 9). La descripción detallada de este método se encuentra en Seidel *et al*. (1982).

Las hornblendas, por lo general, están frescas y tienen solamente, en casos excepcionales, alteraciones a biotita, clorita o ambas. Parcialmente están intercrecidas con piroxeno de tal manera que su separación completa no es posible. La composición de los anfíboles es edenítica en clinopiroxenita con olivino y hornblenda y cambia hacia variedades más ricas en Fe en clinopiroxenitas hornbléndicas, hornblenditas clinopiroxénicas y rocas diorítico-gabroicas. Solo una muestra (RS-3701) corresponde a una actinolita fibrolítica. La hornblenda posee contenidos de K_2O cerca de 1% y Na_2O mayor a 2% (por peso) siendo relativamente ricas en elementos alcalinos.

Todos los concentrados fueron observados bajo el microscopio para evitar incluir en los análisis muestras con intercrecimientos o alteraciones. La localización de las muestras se da en la Figura 30.

7.1. RESULTADOS DE LAS DATAIONES

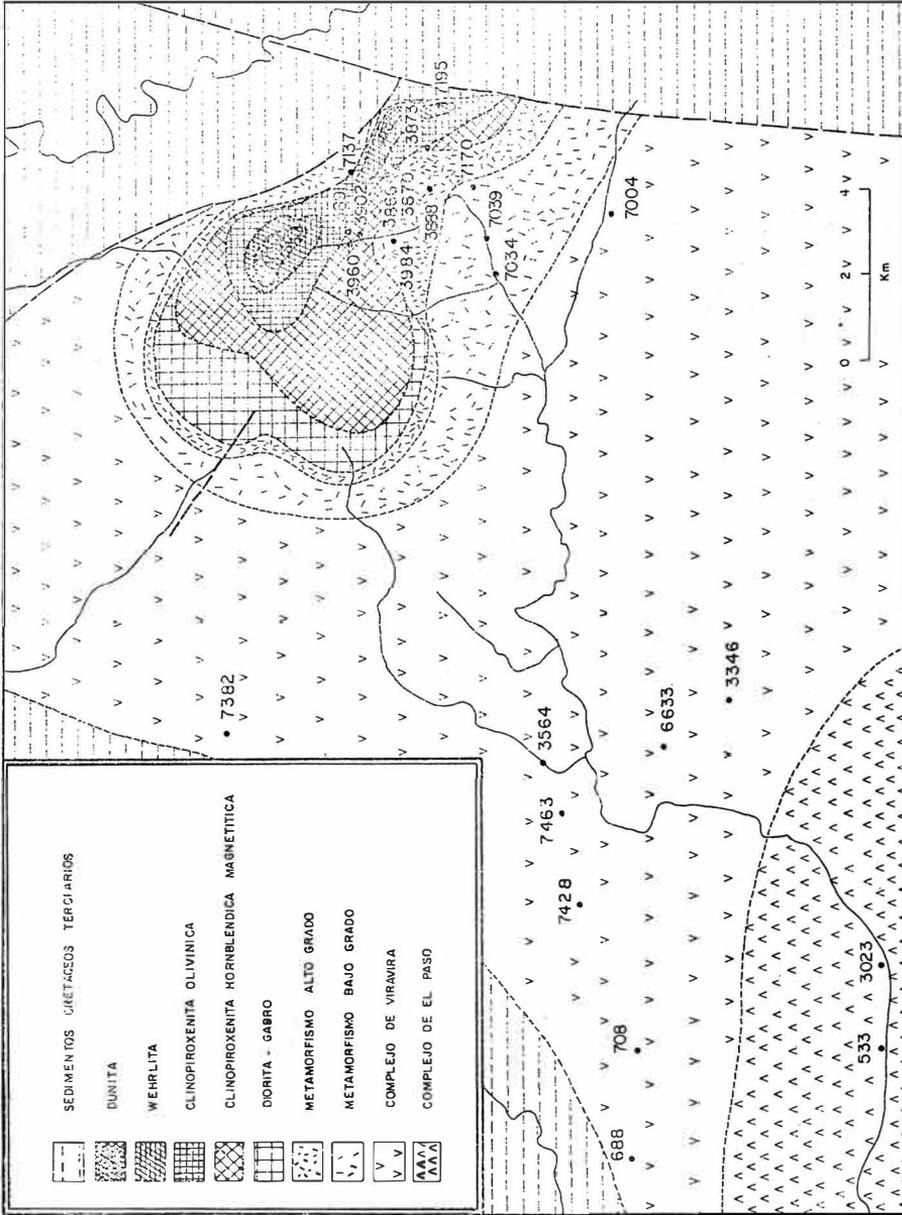
La Figura 31 muestra que los datos se pueden separar en dos grupos:

Un grupo relativamente estrecho (con la tercera parte de los datos) presenta una edad de $20,7 \pm 0,15$ ma. Seis de estos datos tienen una desviación estándar de 0,1 ma que es todavía menos que la incertidumbre analítica asumida. Tres muestras corresponden a clinopiroxenitas hornbléndicas, dos a pegmatitas hornbléndicas y una a diorita.

El otro grupo (con otra tercera parte de los datos) tiene datos de $19,6 \pm 0,15$ ma, variando entre 19,4 y 19,8 ma, que están justamente dentro de la incertidumbre analítica asumida. Estas muestras pertenecen tanto a hornblendas magmáticas como metamórficas.

Las observaciones de campo sugieren una intrusión casi contemporánea de todas las rocas magmáticas del CUZAC y por lo tanto, también un rango definido del tiempo de enfriamiento. Sin embargo, no se puede olvidar que el rango de datos varía entre 21 y 18 ma (Figura 31) el cual corresponde a diez veces la incertidumbre analítica. Se obtuvieron datos diferentes hasta en muestras de la misma localización y en diferentes fracciones de una misma muestra. Por ejemplo, la muestra RS-3903 (cornubianita de hornblenda) tiene $18,6 \pm 0,3$ ma en la fracción de malla 120-100, $20,2 \pm 0,7$ ma en la fracción 100-80 y $19,1 \pm 0,6$ ma para el concentrado total. Por lo anterior, no se puede asumir una historia de enfriamiento simple. Por lo menos una parte de las muestras tiene un sistema de argón perturbado debido a la diferencia observada en los valores.

Como un primer intento para explicar este rango tan amplio de los datos se puede asumir exceso en argón dentro de piroxenos, los cuales están presentes, a veces, en los núcleos o corazones de la hornblenda en algunas muestras. Por esa razón se analizó una fracción de una hornblendita (RM-7057) que tenía un 60% de piroxeno adicional.



F igura 30 Localización de muestras con dataciones

TABLA 9. DATACIONES DE K-AR EN ROCAS HORNBLÉNDICAS DEL COMPLEJO ULTRAMAFICO ZONADO DEL ALTO CONDOTO; ANALISIS: H. KREUZER, BGR

MUESTRA Nº	MINERAL FRACCION	EDAD K/Ar ± 2S (m.a.)	K % POR PESO	ARGON ± 2S	
				ARGON Radiogénico	ARGON Atmosférico (NL/g) STP
HORNBLÉNDITA CLINOPIROXENITA					
PS 3754	>98% Hb, Cz, ICCZ	19.7 ± 0.3	1.184 14	0.911 8	0.242 6
CLINOPIROXENITA HORNBLÉNDITA					
RM 7082	Hb	20.7 ± 0.4	0.670 9	0.542 8	0.335 12
HORNBLÉNDITAS, DIORITA E INYECCIONES DIORITICO PEGMATITICAS					
RM 6920	> 99 % HB Hb II, Cz, EP	20.7 ± 0.3	0.781 10	0.632 7	0.381 8
RM 7057	Hb ± ICPX	21.3 ± 0.3	0.906 10	0.753 7	0.345 6
RM 7057	40% Hb + 60 % Px	28.9 ± 0.5	0.367 6	0.415 4	0.358 4
RM 7082	Hb	19.8 ± 0.3	0.776 10	0.601 5	0.144 3
RM 7066	Hb	20.7 ± 0.3	0.896 11	0.724 6	0.228 4
RM 7170	70% Hb 30% ICCL, EP, PL	20.7 ± 0.3	0.942 11	0.763 7	0.158 5
RM 7184	Hb	19.4 ± 0.3	1.232 14	0.933 9	0.237 8
RM 7195	Hb	19.0 ± 0.3	0.983 10	0.728 5	0.200 6
RM 7236	Hb	21.2 ± 0.3	0.881 11	0.729 7	0.268 5
RM 7274	Hb	20.6 ± 0.3	0.824 10	0.663 7	0.278 7
RS 3776	Hb	19.6 ± 0.3	0.725 9	0.556 5	0.291 4
RS 3902	Hb	19.8 ± 0.3	0.779 10	0.603 6	0.357 5
CORNUBIANITAS DE HORNBLÉNDITA					
RS 3701	50% FIB ICCZ, EP 40-50% Hb ± Cz/EP, BI, CI	18.2 ± 0.4	0.276 5	0.197 3	0.310 4
RS 3722	Hb	19.5 ± 0.4	0.723 9	0.552 9	0.1519 15
RS 3903	(120-100)	18.6 ± 0.3	0.610 8	0.444 5	0.289 6
RS3903	>98% PRS ± OPACOS, BI (80-100)	20.2 ± 0.7	0.621 8	0.490 17	0.174 30
RS 3903	> 98% PRS ± FEH, bl RT, 80% Hb ICQZ, PL 20% Gr, OPACOS, BI, EP, PL	19.1 ± 0.6	0.552 8	0.411 11	0.279 19

Constantes recomendadas por IUGS (STEIGER & JAGER, 1977); Estimaciones del error a un nivel del 95%. Los últimos dígitos corresponden al error analítico. Abreviaturas: anf. = anfíbol; cl = clorita; Cz = clinzoisita; ep = epidota; feh = fe hidróxido; fib = fibrolita; Gr = granate; Hb = hornblenda; lc = anfíbol intercrecido con o reemplazado por los minerales que preceden (por ejemplo: lccl, ep, pl = intercrecido con clorita y epidota, granos de plagioclasa en menor proporción); pl = plagioclasa, prs = anfíbol prismático, principalmente actinolita; cz = cuarzo; px = piroxeno; Bi = biotita; RT = roca total. * Los valores del error se refieren a los últimos decimales.

A esta muestra se le determinó una edad de 28,9 ma. A la misma muestra, pero analizando solo la hornblenda se le determinó una edad de 21,3 m.a. El resultado de 28,9 ma demuestra que realmente el exceso de argón puede ser una explicación para, por lo menos, una parte de la desviación de los datos. Si se asume un exceso de argón como el factor perturbador más importante, entonces los datos más jóvenes serían los menos afec-

tados y en este caso las cifras alrededor 19,6 ma, serían la más probable estimación de la edad de la intrusión. Sin embargo, quedan tres datos en otras muestra, significativamente más jóvenes que los arriba mencionados y todos corresponden a cornubianitas de hornblenda como RS-3903 con una edad de 19,1 m.a, la fracción de malla 120-100 de la misma muestra con 18,6 ± 0,3 ma y una hornblenda fibrolítica (RS-3701) con 18,2 ± 0,4 ma.

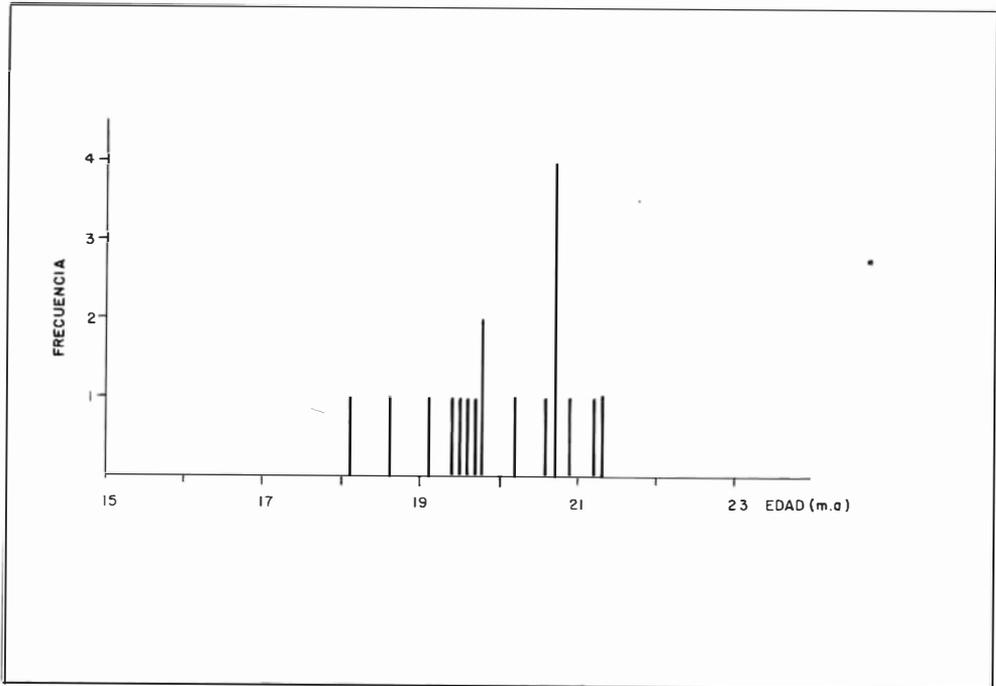


FIGURA 31: HISTOGRAMA DE LOS RESULTADOS DE LAS DATACIONES K/Ar.

Es decir, se tiene el problema de explicar tanto datos demasiado jóvenes como demasiado antiguos. La muestra RS-3701 es una roca milonitizada y la única muestra con hornblenda actinolítica. Por lo tanto, esta muestra no es típica para el complejo y podría indicar un movimiento tectónico posterior. La muestra RS-3903 corresponde a una muestra con dos generaciones de hornblenda con cristales grandes de hornblenda dentro de una matriz de cristales de hornblenda de grano fino. Estos datos más jóvenes podrían indicar un evento térmico posterior a la intrusión. Por otra parte se sabe que hornblendas metamórficas pueden tener un sistema de Ar perturbado debido a exsoluciones. En conclusión, aunque la variación de los datos es mayor que la incertidumbre analítica, tenemos que asumir un evento térmico fuerte con una edad de 20 ma el cual coincide con la intrusión del CUZAC.

8. BIBLIOGRAFIA

- BARNES, S., NALDRET, A.J. & GORTON, M.P. 1985.- *The origin of the fractionation of Platinum - group elements in terrestrial magmas*. Chem. Geol., 53, p. 303 - 323, Amsterdam.
- BARRERO LOZANO D. 1979.- *Geology of the Central western Cordillera, west of Roldanillo, Colombia*. Publ. Geol. Esp. Ingeominas, V.4, 75p.
- BURGATH, K.P., & MOHR, M. 1986.- *Chromitites and Platinum-group Minerals in the Meratus - Bobaris Ophiolite Zone, Southeast Borneo*. In: Proc. Conf. of Metallogeny of Basic and Ultrabasic Rocks. Inst. Min. Metal., p. 333-349, London.

- BURGATH, K.P. 1988.- *Platinum - group minerals in ophiolitic chromitites and alluvial placer deposits, Meratus - Bobaris area, southeast Kalimantan*. - In: PRICHARD, H.M., POTTS, P.J., BOWLES, J.F.W. & CRIBB, S.J (Eds) . *Geo-Platinum 87*, p. 383 - 403, Elsevier App. Sc., London.
- CABRI, L.J. & HARRIS, J.C. 1975.- *Zoning in Os-Ir alloys and the relations of the geological and tectonic environments of the source rocks of the bulk Pt: Pt+Os+Ir ratio for placers*. *Can. Min. V.13* pag. 266-274.
- CALLE, B. & SALINAS, R. 1986.- *Geología y geoquímica de la Plancha 165 (Carmen de Atrato)*. *Ingeominas, Inf. Téc.*, 140 p. Medellín.
- CASTILLO, J., 1909.- *Geology of the Platinum Deposits of Colombia*. *Min. and Sci.Press.*, 98, N° 24, p. 826-828.
- DUPARC, L. & TIKANOWITCH, M. N. 1920.- *Le Platine et les Gites Platiniferes*. *Soc. An. Ed. Sonor, Geneve*.
- DUPARC, L. 1925.- *Les Gites Platiniferes de l'Oural en relacion avec ceux du Transvaal*. - *Schweiz. Min. Petrol. Mitt.*, 5, p. 147-172, Zürich.
- DUQUE CARO, H., 1989.- *El Arco de Dabeiba: Nuevas aportaciones al conocimiento del Noroccidente de la Cordillera Occidental*. *V Cong. Col. Geol. Mem. Tomo I*, 108-126. Bucaramanga.
- ESCORCE, E. 1971.- *Ocurrencias Minerales en el Departamento del Chocó*. *Ingeominas, Inf. Téc.* 49 p., Medellín.
- ESPINOSA A. 1980.- *Sur les roches basiques et ultrabasiques du bassin du Patía (Cordillere Occidentale des Andes Colombiennes: Etude Géologique et Pétrographique*. *These 1970, Université de Genève*. 241p.
- FARABEE, W.C. 1921.- *A golden heard from Ecuador*. *Pennsylvania, Uni. Mus. Jour.*, 12, p.43-52, Pennsylvania.
- FAURE, G. 1987.- *Principles of isotope geochemistry*. 2nd Ed., 589p., John Wiley & Sons, New York.
- FINDLAY, D.C . 1969.- *Origin of the Tulameen Ultramafic Gabro Complex, Southern British Columbia*. *Can. Jour. Earth Sci.*, 6, p.339-425, Ottawa.
- HAGEN, D., WEISER, TH. & HTAY,T. 1990.- *Platinum - Group Minerals in Quaternary Gold Placers in the Upper Chindwin Area of Northern Burma*. *Mineral. & Petrol.*, 42, p. 265 - 286, Berlin.
- HASKIN, L.A., HASKIN, M.A., FREY, F.A. & WILDEMAN, T.R . 1968.- *Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths*.- In: AHRENS, L.H. (Ed.): *Origin and distribution of the elements*.- 1, pag. 889 - 911, Oxford.
- HAWKESWORTH, C.J., NORRY, M.J., RODDICK, J.C., BAKER, P.E., FRANCIS, P.W. & THORPE, R.S. 1979c.- *$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, and incompatible element variations in calcalkaline andesites and plateau lavas from South America*.- *Earth Planet. Sci. Letters*, 42, 45 - 57.
- HUBACH, E. 1930.- *Anotaciones sobre la estructura de la Cordillera Occidental y sobre el estudio del Platino*. *Bol. Minas y Petrol.*, IV, 121 - 22, p. 328 - 335, Bogotá.
- IRVINE, T.N. & FINDLAY, D.C. 1972.- *Alpine - type peridotite with particular reference to the Bay of Islands Igneous Complex*. *Publ. Earth Phys. Branch Dep., Energy and Mines Res. Can.*, 42, p. 97 - 128, Ottawa.

- DIRVINE, T.N. 1974.- *Petrology of the Duque Island Ultramafic Complex, Southeastern Alaska*. Geol. Soc. Can., Mem. 138, 240p., Ottawa.
- JENSEN, L. J. 1976.- *A new cation plot for classifying subalkalic*. Ministry of Natural resources. Ontario. Division Of Mines. 22p.
- KELLNER, G. 1925.- *Los yacimientos de platino de la República de Colombia*. Ingeominas, Inf. Téc., Bogotá.
- KUNZ, G. 1918.- *Platinum with Special reference to Latin America*. Bull. Panam. Univ. ,45, N° 5, p. 606 - 626.
- LEHMANN, J. 1981.- *Equilibrage en subdolitus du couple olivine - spinelle*. Application aux chromitite du Nouvelle Calédonie. These ENSM, Paris.
- MERTIE, J.B. 1969.- *Economic Geology of the Platinum Metals*. Geol. Surv. Prof. Pap. 630, p. 63-69, Washington.
- MURRAY, C.G. 1972.- *Zoned Ultramafic Complex of the Alaska type: Feeder pipes of Andesitic volcanoes*.- Geol. Soc. Am., Mem. 132, p.313-334, Princeton.
- MUÑOZ, R., SALINAS, R., JAMES, M., BERGMANN, H. & TISTL, M. 1990.- *Mineralizaciones Primarias de Minerales del Grupo del Platino y oro en la cuenca de los ríos Condoto e Iró (Chocó, Colombia)*. Convenio Colombo - Alemán, Proyecto Condoto, Fase 1, Ingeominas, Inf. Téc. 304 p., Medellín.
- MUSALLAM, K., JUNG, D. & BURGATH, K.P. 1981.- *Textural Features and Chemical Characteristics of Chromites in Ultramafic Rocks, Chalkidiki Complex (Northeastern Greece)*. TPM Tschermaks Min. Petr. Mitt. 29, p. 75 - 101, Berlín.
- NALDRETT, A.J., HOFFMANN, E.L., GREEN, A.H., CHEN - LIN CHOU & NALDRETT, S.R. 1979.- *The composition of Ni - sulfide ores, with particular reference to their content of PGE and Au*. Can. Mineral., 17, p. 403 - 415.
- NIXON, G.T. CABRI, L.J. and LAFLAMME, J.H.G. 1989.- *The origin of the platinum nuggets in Tulameen Placers: A mineral chemistry approach with potential for exploration*. Explo. in B.C. Ministry of Energy, Mines and Petroleum. B83-B89.
- NIXON, G.T. & RUBLEE, V.J. 1987.- *Alaskan - type Ultramafic Rocks in British Columbia: New concepts of the structure of the Tulameen Complex*. B.C. Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Geological Fieldwork 1987, paper 1988 - 1, p. 281 - 294.
- RAICEVIC, D. & CABRI, L.J. 1976.- *Mineralogy and Concentration of Au and Pt - Bearing Placers from the Tulameen River Area in British Columbia*. Can. Inst. Min. Metal., CIM Bull., p. 111-119, Ottawa.
- RAZIN, L.V. 1971.- *Problem of the origin of platinum metallization of forsterite dunites*. Internat. Geol. Rev., 13, No 5, p. 776 - 788, Moscow.
- _____, 1976.- *Geologic and Genetic Features of Forsterite Dunites and their Platinum Group Mineralization*. Econ. Geol., 71, p. 1371 - 1376, Lancaster.
- _____, 1954b.- *Exploración del río Tarena, Municipio de Tadó, Depto del Chocó*. Inst. Geol. Nal., Inf. Téc., 15 p., Bogotá.
- OVALLE, J. 1920.- *Platinum in Colombia*. Eng. Min. Journ. V.110, 19, Pag. 907-908.

- RESTREPO A. 1954(a).- *Contribución al estudio de los Yacimientos primarios de platino del río Condoto, Dpto del Chocó*. Inst. Geol. Nal. Inf. Téc. 12p. Bogotá.
- RESTREPO A. 1954(b).- *Exploración del río Tarena. Mpio de Tadó, Chocó*. Inst. Geol. Nal. Inf. Téc. 15p. Bogotá.
- RICHARD, P., SHIMIZU, N. & ALLEGRE, C.J. 1976.- *143 Nd/146 Nd, a natural tracer: an application to oceanic basalts*.- Earth Planet. Sci. Lett., 31, p. 269 - 278.
- SALINAS, R. & ZAPATA, G. 1991.- *Estudio de evaluación preliminar de algunas ocurrencias minerales en los ríos Condoto y Alto San Juan*. Inf. Téc. Ingeominas, 53 p., Medellín.
- SALINAS, R & TISTL, M., 1991.- *A Tertiary Zoned Ultramafic Complex and Komatiitic Basalts from Condoto, Chocó, NW Colombia*. Zbl. Geol. Paleont., Teil 1. (6), p. 1659 - 1676, Stuttgart.
- STRECKEISEN, A., 1976.- *To each plutonic rock its proper name*. Earth Sci. Rev. 1-3, 12p. Amsterdam.
- SEIDEL, E., KREUZER, H. & HARRE, W., 1982.- *A late Oligocene/early Miocene high pressure belt in the External Hellenides*. Geol. Jb., E 23, 165 - 296.
- SINGEWALD, Q.D., 1950.- *Mineral Resources of Colombia (Other than Petroleum)*. Geol. Surv. Bull., 964 - B, p. 169 - 175, Washington.
- SLANSKY, E. JOHAN, Z., OHNENSTETTER, M., BARRON, L.M. & SUPPEL, B. 1991.- *Platinum Mineralization in the alaskanc-type Intrusive Complexes Near Fifield, N.S.W., Australia*. Part 2: Platinum - Group Minerals in Placer Deposits at Fifield.- Min. and Petrol., 43, p. 161 - 180, Berlín.
- STEIGER, R.H. & JAGER, E., 1977.- *Subcommission on Geochronology*. Convention on the Use of Decay Constants in Geo - and Cosmochronology. Earth Planet. Sci. Lett., 36, 359 - 362.
- TAYLOR, H.P., 1967.- *The zoned ultramafic complexes of Southeastern Alaska*. In WILLIE, P.J. (Ed): *Ultramafic and Related rocks*.- John Wiley and Sons, p. 97 - 121, New York.
- TAYLOR, H.P., Jr & NOBLE, J.A., 1969.- *Origin of the Ultramafic Complexes in Southeastern Alaska*. 21 st. Internat. Geol. Congr., Proc. Nº 2, Sec. 13, p. 175 - 187, Copenhagen.
- TISTL, M., BURGATH, K.P., HOEHN-DORF, A., KREUZER, H., MUÑOZ, R. & SALINAS, R., 1992.- *K/AR Dating, Sm-Nd and Rb-Sr Systematics of Tertiary Ultramafic Complexes at Condoto, Chocó, NW Colombia*. (En prep.).

PERSONAL RESPONSABLE DE LOS CONCEPTOS EMITIDOS EN ESTE TRABAJO:

- PERSONAL DE INGEOMINAS: Ingeniera Geóloga Rosalba Salinas Echeverri: Capítulos 1, 2, 3, 4, 5, 5.4.
- PERSONAL DE LA BGR: Michael Tistl: Capítulos 6 y 7.
Klaus P. Burgath: Capítulos 5, 5.1, 5.2, 5.3.