



BOLETIN GEOLOGICO

TECTONITAS DUNITAS DE MEDELLIN,
DEPARTAMENTO DE ANTIOQUIA, COLOMBIA

Jairo Alvarez A.

DISTRIBUCION DE CROMO, NIQUEL Y COBALTO EN LA SAPROLITA Y EN LOS
CONCENTRADOS DE SEDIMENTOS FLUVIALES DERIVADO DE LAS DUNITAS DE MEDELLIN

Jairo Alvarez A. — Raúl Muñoz A.

DISTRIBUCION DE CROMO, NIQUEL Y COBALTO EN UN AMBIENTE EXOGENO
RELACIONADO AL CUERPO ULTRABASICO DE ITUANGO

Raúl Muñoz A.

SERPENTINITAS Y EPIDOTA ANFIBOLITAS DE ITUANGO,
DEPARTAMENTO DE ANTIOQUIA, COLOMBIA

Jairo Alvarez A.

OBSERVACIONES SOBRE EL PROBLEMA
DE LA EXAGERACION VERTICAL EN FOTOINTERPRETACION

Humberto Rosas García

REPUBLICA DE COLOMBIA
MINISTERIO DE MINAS Y ENERGIA
INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIONES GEOLOGICO-MINERAS

INDICE GENERAL

	Página
<i>N. Castro Q.</i> GERARDO BOTERO ARANGO, Una Semblanza del Profesor y del Hombre de Ciencia	3 - 7
<i>J. Alvarez A.</i> Tectonitas Dunitas de Medellín, Departamento de Antioquia, Colombia	9 - 44
<i>J. Alvarez A.</i> Distribución de Cromo, Níquel y Cobalto en la saprolita y en los concentrados de sedimentos fluviales derivados de las Dunitas de Medellín	45 - 72
<i>R. Muñoz A.</i> Distribución de Cromo, Níquel y Cobalto en un ambiente exógeno relacionado al cuerpo ultrabásico de Ituango	73 - 90
<i>J. Alvarez A.</i> Serpentinitas y Epidota Anfibolitas de Ituango, Departamento de Antioquia, Colombia	91-120
<i>H. Rosas G.</i> Observaciones sobre el problema de la exageración vertical en fotointerpretación	121-131

Derechos Reservados por:

INGEOMINAS : Instituto Nacional de Investigaciones Geológico - Mineras
Diagonal 53 No. 34-53, Apartado Aéreo 4865
Bogotá, 2, D. E., Colombia S.A.

El Boletín Geológico se publica en tres (3) números cada año.
Formato de Publicación: 17 x 24 cm

Editor Científico:

ALBERTO VILLEGAS BETANCOURT

Precio de cada ejemplar	En Ingeominas	\$ 500.00 (US \$2.50)
	Vía Aérea	\$ 700.00 (US \$3.50)

GERARDO BOTERO ARANGO
Una Semblanza del Profesor y del Hombre de Ciencia
Por: Néstor Castro Q.*

Gerardo Botero Arango fue un hombre polifacético: En su personalidad poco común se conjugaban el naturalista, el educador, el geólogo, el hombre de industria.

En cada una de estas facetas fue notable. Corresponde su personalidad a la del sabio en el sentido en que se ha tomado esta palabra por generaciones y que la especialización y las complejidades de nuestro tiempo se han encargado de modificar.

Es infortunada nuestra carencia de un sentido histórico y de una verdadera apreciación por nuestros varones ilustres. Tan pronto ellos desaparecen de nuestro entorno físico, empieza un acelerado proceso de olvido a su persona, a sus realizaciones y a su legado científico y cultural.

Por ello, estas sencillas líneas, tienen un sentido de justicia, en cuanto a través de ellas se deja un testimonio escrito sobre lo trascendente de un gran hombre como lo fue Gerardo Botero.

Nació el 27 de febrero de 1911 en una casa campestre cerca a Envigado, Antioquia. Allí mismo había nacido a comienzos del siglo otro sabio naturalista, el Dr. Manuel Uribe Angel, circunstancia ésta que no debe ser coincidencial. Lo bucólico de aquel paraje algo tendría que ver con el espíritu de amor hacia la naturaleza que más tarde marcaría las vidas de estos hombres grandes de nuestra cultura.

* Profesor Asociado Facultad de Minas. Universidad Nacional - Seccional Medellín.

El padre de Gerardo, Roberto Botero Saldarriaga, fue un político, hombre de estado, historiador y empresario. Su nombre se cuenta entre los 27 alumnos fundadores de la Escuela de Minas en 1888. Su madre Luisa Arango de Botero, era la antioqueña propia de la época, abnegada en lo hogareño y familiar, y portadora de los valores que caracterizan nuestra cultura. Su sentido pragmático habría de influenciar las actuaciones de su hijo en la puesta en práctica de su vasta cultura.

La educación primaria la realizó Gerardo en la escuela pública de su pueblo natal. Los maestros destacaron en él su espíritu filantrópico, que sería una constante en las actuaciones de su vida futura, en sus relaciones con sus colegas y discípulos y en su espíritu de servicio a la sociedad, por encima de conveniencias personales.

Por razones familiares, el bachillerato lo realizó en el colegio La Salle de Bogotá. De estos años se conservan tres opúsculos suyos que tratan de historia natural e historia universal. En el de historia natural dedica los primeros capítulos a la descripción de la evolución de la tierra desde una nebulosa primitiva, pasando por las distintas edades geológicas y culminando en el cuaternario con la aparición del hombre. Estos capítulos son en realidad una introducción a la geología histórica. Esta obra incluye además aspectos relacionados con la taxonomía animal y vegetal de nuestras especies. Estas obras están magníficamente ilustradas por su autor mediante dibujos y caricaturas interesantes.

En 1930, Gerardo ingresó a la Escuela de Minas de Medellín. Tal vez en alguna época (1911-1921), cuando don Tulio Ospina fuera su rector, este centro pudo haber tenido algún sesgo por lo geológico, pero con los años había devenido más en un centro formador de administradores de empresas que en otra cosa. La escuela no obstante disponía de algunas colecciones mineralógicas y paleontológicas, y había tres profesores que algo tenían que ver con la geología a saber el de mineralogía, Roberto Wokittel; el de minas, Juan de la Cruz Posada y el de Ciencias Naturales, Hans Stuhlman.

Hasta el año de 1929, la Escuela venía ofreciendo dos áreas curriculares, la de ingeniería civil y la de ingeniería de Minas, pero en vista del poco atractivo que la opción minas tenía para los estudiantes, se determinó que a partir de 1930 habría sólo una carrera, Ingeniería Civil y de Minas. Fue esa la carrera que cursó Gerardo Botero.

Al término de su primer año en la escuela (Preparatoria), Gerardo consideró con algunos de sus compañeros que debería complementar sus estudios con una visita a la región de Urabá. Por semanas anduvo por esa región observando además de la fauna y la flora las rocas y las geformas.

En 1934 cuando cursaba su cuarto año en la Escuela, realizó con sus compañeros de grupo un viaje al Chocó que luego culminaría en Buenaventura. De este viaje resultaría su primer trabajo geológico propiamente dicho. En colaboración con Hernán Garcés publicó el "Informe geológico del camino Bolívar - Quibdó" en el que se elaboró un perfil de las litologías de dicho camino (Revista Dyna, año II, No. 9, p. 332 - 336, sept. 1934, Medellín).

En 1935 obtuvo su título de Ingeniero Civil y de Minas con una tesis titulada "Bosquejo de Paleontología Colombiana".

Parecería extraño que un ingeniero civil egresado de una institución en la que las inclinaciones por lo científico parecían secundarias, se graduara con una tesis que su director, don Juan de la Cruz Posada calificaba como "un tema nuevo ... tocado solo por los extranjeros y aficionados a esa oscura ciencia". Es sin embargo allí donde se patentiza el espíritu

científico y de estudio innato en Gerardo Botero, sin que dejara de aprovechar cabalmente las enseñanzas en ingeniería civil y minería que le daba la Escuela, fue capaz de salir adelante en algo que se consideraba complejo, incipiente y difícil por la carencia de elementos para su realización, pero que era seguramente lo que inquietaba el intelecto de su autor.

En 1937 ingresa como profesor de tiempo completo a la Escuela de Minas, y en 1940 se convierte en el decano más joven que la institución hubiera tenido. Durante los dos años que estuvo frente a sus destinos, la Escuela se convirtió en la Facultad de Minas de la Universidad Nacional de Colombia y se construyeron con su concurso los magníficos edificios que diseñara el maestro Pedro Nel Gómez. Pero fue en lo académico en donde estuvo su labor más transcendental:

Asaltado por varias preocupaciones tales como:

- a. *El destino que esperaba a la Concesión de Mares cuando revirtiera a la nación si no se disponía de ingenieros nacionales que la tomarán a su cargo.*
- b. *La carencia en el país de cartas geológicas que ayudaran al desarrollo de la minería, la geotecnia y la edafología.*
- c. *La contradicción entre las enseñanzas en las escuelas primarias de que el país contaba con "riquezas de todo orden en abundancia inusitada" y la carencia de personal técnico y científico que hicieran realidad aquellas expectativas.*
- d. *El hecho de que la Institución que dirigía no hubiera sido hasta entonces otra cosa que "una escuela de ingenieros preponderantemente civiles y de minas" lo llevaron en asocio de sus compañeros a dar los pasos concretos para una reforma en los planes de estudio y fue así como a partir de 1941 la ahora Facultad comenzó a formar ingenieros en tres áreas curriculares: Geología y Petróleos, Minas y Metalurgia e Ingeniería Civil. Las áreas de geología y petróleo, minas y metalurgia eran nuevas en el país.*

Los primeros años de la década de 1940 fueron también importantes en la producción científica de Gerardo Botero: En 1940, con motivo del VIII Congreso Científico Panamericano presentó en Washington su trabajo "Sobre el Ordoviciano en Antioquia". En este trabajo se aprovechó un descubrimiento hecho años antes en una exploración petrolífera de unos graftedolites en Cristalina, localidad cercana a Puerto Berrío, y en base a su estudio, Gerardo Botero hizo correlaciones con otras rocas de la región, en especial con el Batolito Antioqueño.

De los años 1941, 1942 quedan publicaciones tales como "Formaciones geológicas de Antioquia" (Revista Minería, v. XIX, p. 9080-9085, Medellín, 1941), "Contribución al conocimiento de la petrografía del Batolito Antioqueño" (Minería, v. XX, p. 9318-9330, Medellín).

El año de 1942 lo pasa como investigador asociado en la Universidad de Cincinnati, Ohio, con el profesor Kaster del Departamento de Paleontología de aquel centro.

A su regreso al país, ya no continuará en la Facultad como profesor de tiempo completo. Continuará sí por 35 años con sus cátedras de paleontología, estratigrafía y petrografía las que alternará según los períodos académicos.

Su tiempo "completo" lo dedicará en las próximas tres décadas a la expansión y modernización de PELDAR, entonces una modesta empresa familiar que por métodos primiti-

vos (soplado humano) producía artículos de vidrio. Bajo su guía y con la colaboración de compañeros y colegas, Peldar habría de convertirse en uno de los productores importantes de vidrio en Sudamerica y sus operaciones se extenderían por el país.

Su formación ingenieril y su espíritu pragmático le permitirían participar activamente en los diseños y construcciones de plantas físicas y hornos. Sus conocimientos geológicos de cada recodo del país le permitirían procurar las materias primas para su industria. En Peldar aplicó entonces toda su sapiencia y espíritu de estudio hicieron de él un experto en la tecnología de este material. A la par que desarrollaba su labor en la industria, desarrolló su actividad profesoral. Su influencia en sus discípulos fue inmensa no sólo en su formación geológica sino también en la de su carácter. Bien puede hablarse de que hizo escuela, al orientar sus enseñanzas hacia las rocas propias del medio antioqueño, es decir hacia las rocas duras, y a crear en los estudiantes, mediante su ejemplo, filosofías de trabajo. La erudición, seguridad y autoridad de sus exposiciones le ganaron el respeto de quienes le conocieron y su fama profesoral iba más allá de las aulas de la Facultad. Para sus estudiantes preparó un par de obras de carácter didáctico hasta ahora inéditas: "paleontología de los cordados" y "Notas de Petrografía".

En reconocimiento a sus méritos, la Universidad Nacional lo declaró profesor emérito en 1973, y en 1983 le concedió su máxima distinción, la Medalla al mérito Universitario.

Su retiro de la Universidad Nacional como docente, se produjo hacia 1978. Sin embargo no terminó allí su labor educativa en el campo de la geología, por ese entonces las circunstancias de la docencia en la universidad pública colombiana llegaron a ser bien diferentes a las de otras épocas. Se presumía además que habría una gran demanda de geólogos bien estructurados en el país en los años por venir. En asocio de otros profesores y antiguos egresados de la Escuela de Minas, participó en la creación de la nueva entidad Universitaria que hoy es la Escuela de Ingeniería de Antioquia, en la que funciona un área curricular en geología.

Su producción científica, juzgada desde el punto de vista de la producción de publicaciones geológicas y que aparece interrumpida desde 1942, la reanuda Gerardo Botero en 1963 al aparecer su "Contribución al conocimiento de la geología de la zona Central de Antioquia" (Anales de la Facultad de Minas, No. 57, 101 pp. Medellín, 1963).

En 1971 publicó con J.F. Toussaint el trabajo "Yacimiento Fosilífero del Río Arma" (anales de la Facultad de Minas, No. 58, pp. 1-12. Medellín).

Entre 1973 y 1983, casi siempre en asociación con algún otro científico, publicó algunos artículos ya sobre petrografía como "The Antioquia Batholit, Colombia" (con T. Feininger, Publicaciones Especiales Ingeominas, Bogotá, 1982); "Phosphorous in granitic rocks in Colombia" (con A.B. Vistelius, Journal of the International Association Mathematical Geology, v. 5, 1973); "Datación K/Ar del Batolito de Buga" (con J.F. Toussaint y J.J. Restrepo, Publicación Especial de Geología Universidad Nacional, Medellín, 1978); "Cerasototreon Tuberculiferum del Aptiense Español" (con Calzada - Badía, Estudios Geológicos, Barcelona v. 35, 1979); "Edades radiométricas de algunos plutones colombianos" (Revista Minería, v. XXVII, 1975); "Algunas localidades fosilíferas de la Cordillera Central, Antioquia y Caldas" (con H. González, Geología Norandina, v. 7, Bogotá, 1983).

Su fama de sabio estuvo bien arraigada entre los que le trataron y conocieron. En lo geológico era bien versado en la petrografía, la mineralogía las estructuras, pero es obvio que su inclinación era hacia la geomorfología y la paleontología. Introdujo a la nomenclatura

geomorfológica conceptos y términos relacionados a los “peñoles” “organales” y al papel que juega el “frente de erosión” del río Magdalena en la conformación de las geoformas de los Andes Centrales colombianos. En la paleontología hizo aportes y estudios de mérito.

Su admiración por lo natural lo llevó a hacer observaciones sobre los hábitos de algunas especies de mariposas y la colección que realizó de estos insectos es maravillosa.

Sus actuaciones siempre estuvieron enmarcadas dentro de una metodología científica: Identificado un problema que llamara su atención, analizaba sus variables, se formulaba un modelo, buscaba su comprobación y sacaba unas conclusiones.

Su espíritu de estudio es de destacar por sobretodo; en su biblioteca personal siempre fue posible hallar las últimas informaciones en un amplio espectro de temas geológicos científicos y culturales. Como perteneciera a varias sociedades científicas americanas y europeas, estaba siempre al tanto de los desarrollos que se iban sucediendo. Hizo numerosos viajes por todo el mundo, y como siempre ocurre con personalidades de su calibre, nunca estos viajes pasaron en vano y fueron siempre verdaderas excursiones geológicas. El profesor Botero murió en Medellín el 21 de julio de 1986. Su legado sin embargo está con nosotros y nos corresponde mantenerlo vivo.

**TECTONITAS DUNITAS DE MEDELLIN
DEPARTAMENTO DE ANTIOQUIA, COLOMBIA**

Informe 1896

Por:

JAIRO ALVAREZ AGUDELO
Instituto Nacional de Investigaciones
Geológico-Mineras

1982

CONTENIDO

	<u>Página</u>
RESUMEN	13
1. INTRODUCCION	13
1.1. OBJETIVOS DEL TRABAJO Y LOCALIZACION	14
1.2. METODOS DE LABORATORIO	14
1.3. TRABAJOS ANTERIORES	14
2. GEOLOGIA GENERAL	15
2.1. MARCO REGIONAL	15
2.2. MARCO LOCAL	15
2.2.1. GRUPO AYURA - MONTEBELLO	15
2.2.2. INTRUSIVOS GRANITOIDES	15
3. DUNITAS DE MEDELLIN	19
3.1. CONTACTOS	19
3.2. PETROGRAFIA	21
3.3. MINERALOGIA	21
3.3.1. MINERALES PRIMARIOS	21
3.3.2. MINERALES DE ALTERACION	22
3.4. ESTRUCTURAS DE LA DUNITA	25
3.4.1. PLEGAMIENTO	25
3.4.2. FOLIACION	25
3.4.3. BANDEAMIENTO	25
3.5. SERPENTINIZACION Y METASOMATISMO	29
3.5.1. ROCAS DE CLORITA Y DE CLORITA-TREMOLITA	30
3.5.2. ROCAS DE CLORITA Y DE ESTEATITA	30
3.5.3. ROCA METASOMATICA OFICARBONATADA (?)	32
4. ANFIBOLITAS	32
4.1. PETROGRAFIA	32
5. GEOQUIMICA	32
5.1. DUNITAS	32
5.2. ANFIBOLITAS	36
6. ORIGEN Y EMPLAZAMIENTO	39
7. REFERENCIAS	42

FIGURAS

1. Mapa geológico generalizado de la parte septentrional de la Cordillera Central y este de la Occidental. (Tomado de los Mapas Geológicos de Colombia y Antioquia)	16
2. Ubicación y marco geológico de la tectonitas dunitas de Medellín	17
3. Ubicación de las muestras de rocas con análisis petrográficos y químicos de las tectonitas dunitas de Medellín	18
4. Esquistos cloríticos intensamente replegados situados en la base del cuerpo dunítico	20
5. Microfotografía de dunita con foliación microscópica	23

6. Microfotografía de dunita con crisotilo en fibras cruzadas ocupando numerosas microfracturas	23
7. Microfotografía de grano de espinel crómico con un halo bien desarrollado de clorita	24
8. Microfotografía de tremolita prismática con alteración a serpentina y en parte con borde de talco y carbonato	24
9. Dunita serpentizada y bandeada, con pliegues antiformales	26
10. Superficie meteorizada de dunita foliada	26
11. Superficie meteorizada de dunita foliada con planos ligeramente ondulados.	27
12. Microfotografía de dunita metamórfica plegada	27
13. Superficie meteorizada de dunita bandeada	28
14. Dunita bandeada	28
15. Contacto tectónico dunita-anfibolita	31
16. Caparazón de clorita y esteatita formado en el contacto entre el dique andesítico y la ultramafita	31
17. Diagramas de variación, tipo Harker, de algunos óxidos vs MgO para las tectonitas dunitas, anfibolitas y rocas asociadas	33
18. Diagramas AFM y $Al_2O_3 - CaO - MgO$ de las dunitas metamórficas de Medellín y de las anfibolitas	37
19. Diagrama $SiO_2 / MgO + FeO^*$ para las tectonitas de Medellín y las anfibolitas asociadas	38
20. Diagrama Na_2O y CaO vs SiO_2 para las anfibolitas asociadas a las tectonitas dunitas de Medellín	38
21. Diagrama $Na_2O + K_2O$ vs SiO_2 para las metabasitas (anfibolitas) asociadas a las dunitas metamórficas de Medellín. Distribución de rocas alcalinas y subalcalinas	40
22. Diagrama de variación química AFM de las metabasitas (anfibolitas) asociadas a las dunitas metamórficas de Medellín	40
23. Sección temperatura-presión que ilustra la variación con la profundidad de las asociaciones de fases para peridotita	41

TABLAS

1. Asociaciones mineralógicas de la tectonita-dunita de Medellín	30
2. Análisis químicos de las anfibolitas y rocas relacionadas con las dunitas metamórficas de Medellín	34
3. Análisis químicos de las dunitas metamórficas de Medellín	35
4. Contenido promedio de algunos elementos y óxidos en las dunitas metamórficas de Medellín y complejos ofiolíticos	36
5. Promedios y comparación del contenido en algunos elementos trazas de las dunitas de Medellín y de roca ultramáfica promedia	39

*

RESUMEN

Al oriente y norte de Medellín, se presenta un cuerpo elongado de dunita metamórfica con dirección noroeste y un área aproximada de 60 km², asociado con ortoanfibolitas del Precámbrico tardío (?) - Paleozoico temprano.

La tectonita dunita es uniforme en composición, altamente magnesiana y está asociada con cromita podiforme. Presenta grados variables de serpentización, pero ésta es más intensa hacia las zonas marginales tectonizadas. La foliación mineral primaria, lineación y microplegamiento indican que dicha tectonita estuvo sujeta a flujo deformacional bajo condiciones de alta presión-alta temperatura y las texturas metamórficas sugieren recristalización bajo condiciones subsolidus.

El cuerpo dunítico tiene en parte contactos tectónicos subhorizontales (thrust-contact) con las ortoanfibolitas, o ellos están enmascarados por una cubierta cuaternaria. No se observan evidencias de contactos ígneos. Localmente se presentan rocas metasomáticas.

Las características petrológicas y estructurales del cuerpo dunítico insinúan que se trata de la parte basal de una secuencia ofiolítica desmembrada, la cual se formó posiblemente como un residuo refractario durante el evento de fusión parcial en el manto. Tentativamente se postula un emplazamiento tectónico, aparentemente realizado por obducción sobre las ortoanfibolitas en el lapso Jurásico tardío - Cretáceo tardío.

Durante el emplazamiento o con posterioridad al mismo, la tectonita dunita fue sometida localmente a metamorfismo de bajo grado, con serpentización y formación de asociaciones de minerales de las facies de esquistos verdes.

Las metabasitas (anfibolitas) pertenecen a una secuencia metamorfizada regionalmente en facies anfibolita. Sus características químicas son similares a las de las basal-

tas toleíticas y se sitúan en el campo delimitado para gabros inalterados de la dorsal del Atlántico. Las rocas siguen la tendencia de diferenciación de los magmas toleíticos utilizando un diagrama AFM.

1. INTRODUCCION

Las ofiolitas tienen una gran importancia en la actualidad, pues es un hecho aceptado por muchos geólogos que ellas son remanentes de corteza oceánica y del manto del pasado geológico (PEYVE, 1969; COLEMAN, 1977), y que bajo algunas circunstancias, han sido separadas de la litosfera oceánica y emplazadas en márgenes continentales (COLEMAN, 1971; DIETZ, 1963), siendo actualmente fragmentos alóctonos.

En el contexto de la tectónica de placas, las ofiolitas podrían marcar los sitios de cuencas oceánicas antiguas o las zonas de sutura entre corteza oceánica y corteza continental.

La Conferencia Penrose (1972) definió las ofiolitas como una asociación distintiva de rocas máficas a ultramáficas constituidas de la base hacia el techo, por: un complejo ultramáfico, un complejo gabroico con texturas cúmulos, un complejo de diques tabulares máficos y un complejo volcánico máfico. Sin embargo, en los cinturones orogénicos, donde comúnmente se presentan las ofiolitas, éstas pueden estar incompletas por desmembramiento tectónico o por haber sido metamorfizadas.

En muchos aspectos las ofiolitas son objeto de controversia, aunque los interrogantes se podrían reducir a su génesis y el transporte de las mismas a los niveles superiores de la corteza.

En la Cordillera Central de Colombia se presentan rocas ultramáficas o rocas máficas y ultramáficas asociadas, formando en general cuerpos alargados. La mayor parte de los mismos, han sido reconocidos mediante trabajos generales de cartografía geológica regional (ALVAREZ et al, 1970; BOTERO,

1963; GONZALEZ, 1980). En la Cordillera Occidental son pocas las ocurrencias conocidas de ultramafitas. En los complejos máficos-ultramáficos de Bolívar (BARRERO, 1979) y Los Azules (ESPINOSA, 1980) se han realizado trabajos en detalle.

1.1. OBJETIVOS DEL TRABAJO Y LOCALIZACION

El propósito de este informe es describir algunas características petrológicas y la posible historia del cuerpo de dunitas tipo alpino de Medellín, el cual de acuerdo con la opinión de quien escribe, tiene características similares a las ultramafitas basales de los complejos ofiolíticos. Asimismo, contribuir al conocimiento de estos cuerpos para facilitar las restauraciones de los ambientes paleotectónicos y precisar la localización de los límites de placas.

El cuerpo de dunitas de Medellín forma, en sus sectores central y sur, el flanco oriental del valle del río Medellín donde se asienta la ciudad del mismo nombre. En el sector norte atraviesa dicho valle y se dirige al noroeste de la población de Bello (Figs. 1 y 2).

1.2. METODOS DE LABORATORIO

Se efectuaron un total de 42 análisis petrográficos de secciones delgadas, de las cuales 22 corresponden a la ultramafita y 20 a la anfibolita y rocas metasomáticas. De las muestras de roca, cuya ubicación se indica en la Figura 3, se seleccionaron las utilizadas en los análisis químicos.

La composición de los olivinos fue obtenida por el químico Antonio Gutiérrez en el laboratorio de INGEOMINAS en Medellín, empleando un espectrómetro-difractómetro JEOL, modelo 60P₂ con goniómetro modelo DX-GO-S. Asimismo, en algunas muestras se estudió la composición mineralógica.

Los carbonatos fueron determinados por la geóloga Gloria Rodríguez usando termoluminiscencia.

En el Laboratorio Químico del INGEOMINAS en Bogotá, se realizaron 24 determinaciones cuantitativas en igual número de muestras de roca, para elementos mayores, menores y trazas. Estas determinaciones fueron efectuadas por los químicos Ada Yolanda V. de Sánchez y Gabriel Torres. Lá sílice y el aluminio se hicieron por gravimetría; el hierro por volumetría; titanio y fósforo por calorimetría. Calcio, magnesio, manganeso, sodio, potasio, estroncio, bario, cromo, níquel, vanadio, cobalto y cobre se determinaron por espectrometría de absorción atómica usando un aparato Perkin Elmer, modelo 306, de lectura digital.

1.3. TRABAJOS ANTERIORES

El primer trabajo que se publicó, donde se hace una somera descripción de las dunitas de Medellín, fue elaborado por Botero (1963). En él hace mención de algunas de las características petrográficas del cuerpo y se anotan unos pocos análisis químicos. Además, considera que la ultramafita se formó a partir de la cristalización de un magma ultramáfico, el cual ocasionó efectos térmicos y mecánicos en las anfibolitas encajantes durante su emplazamiento.

Jaramillo et al. (1971), dan algunas opiniones sobre aspectos generales de la dunita, serpentización y depósitos de cromita asociados. Las Naciones Unidas - Ingeominas (1976) en el estudio sobre los depósitos de lateritas, dan una corta descripción y características del cuerpo.

Restrepo y Toussaint (1973), en consideración a las observaciones efectuadas en el contacto norte del sector central del cuerpo ultramáfico, en especial la presencia de esquistos cloríticos y algunas características de los micropliegues que se presentan en ellos, concluyeron que los esquistos se formaron por metamorfismo dinámico producido por el movimiento de la serpentinita sobre la anfibolita. Con base en lo anotado y en la naturaleza subhorizontal del contacto en dicho sitio, indican que "las serpentinitas se emplazaron tectónicamente de placas este mecanismo de emplazamiento corresponde a una obducción (COLEMAN, 1971) o sea el

sobreescurrecimiento de corteza oceánica sobre corteza continental". La edad de la obducción la consideran Cretácea, entre el Albiano y el Coniaciano.

2. GEOLOGIA GENERAL

2.1. MARCO REGIONAL

La dunita de Medellín forma parte de un cinturón ultramáfico, constituido por afloramientos discontinuos situados a lo largo del flanco oeste de la Cordillera Central. En el sector septentrional de la misma, las ultramafitas están asociadas con rocas máficas o metamórficas de grado medio a bajo (Fig. 1).

Con pocas excepciones las masas ultramáficas están restringidas a la zona tectónica de Romeral (BARRERO et al, 1969; GONZALEZ, 1974; ALVAREZ, 1979) que comprende un conjunto de bloques tectónicos limitados por fallas generalmente complejas y que separa, lo que geofísicamente se ha considerado como corteza oceánica al oeste y bloque continental al este (CASE et al, 1971; OCOLA et al, 1971).

Los mapas geológicos (KASSEM et al, 1979; ARANGO et al, 1976) muestran que parte de las ultramafitas, incluyendo las dunitas de Medellín, están restringidas a las metamorfitas del Grupo Ayurá - Montebello (BOTERO, 1963) o a las pertenecientes al Grupo Valdivia (HALL et al, 1972) de edad paleozoica a precámbrica posiblemente. Los demás cuerpos ultramáficos están situados en terrenos donde afloran toleitas-sedimentitas de la Formación Quebradagrande del Cretáceo (BOTERO, 1963; ALVAREZ y ECKARDT, 1970) o la prolongación hacia el sur de secuencias similares a ésta (GONZALEZ, 1980).

2.2. MARCO LOCAL

2.2.1. GRUPO AYURA - MONTEBELLO

La anfibolita, perteneciente a este grupo, está limitando la dunita tipo alpino de Medellín, a todo lo largo de su extensión, con excepción de áreas locales donde la ul-

tramafita se encuentra intruida por granitoides félsicos, relacionados posiblemente al Batolito Antioqueño de edad Cretáceo tardío (BOTERO, 1963) o donde está cubierta por depósitos cuaternarios (Figs. 2 y 3).

Este grupo, que no ha sido estudiado en detalle, está fuertemente replegado y su edad es incierta, aunque se presume que sea del Paleozoico o del Precámbrico tardío. Está compuesto por metasedimentitas (calcáreas, pelíticas, psamíticas) y metabasitas (esquistos verdes y anfibolitas). Tanto bajo el punto de vista metamórfico como tectónico, existe gran complejidad en el denominado Grupo Ayurá-Montebello. Se han encontrado secuencias con metamorfismo de baja presión y de presión intermedia (ECHEVERRIA, 1973; RESTREPO y TOUSSAINT, 1978) pero aún no se sabe ciertamente cual es su distribución, edad, relaciones con las demás rocas y cuales eventos metamórficos y tectónicos las han afectado.

Las anfibolitas constituyen la parte basal del Grupo Ayurá - Montebello; diques y silos de la misma composición de aquellas se han encontrado intruyendo las meta-sedimentitas (BOTERO, 1963; ECHEVERRIA, 1973). Recientemente se han hallado intercalaciones de anfibolitas en las meta-sedimentitas (MEJIA, 1982; en prep.). En este trabajo se consideran solamente las anfibolitas que bordean el cuerpo ultramáfico y las que afloran en la vecindad de éste, estudiándoles someramente la petrología, aunque poniendo especial cuidado en las relaciones de las rocas.

2.2.2. INTRUSIVOS GRANITOIDES

Al oeste de la población de Bello aflora un plutón cuarzodiorítico que está intruyendo las anfibolitas en áreas vecinas a la dunita (Figs. 2 y 3).

Las características petrográficas son similares a las del Batolito Antioqueño, de edad Cretáceo tardío, por lo que Botero (1963) y Mejía (1982, en prep.) lo han correlacionado con las rocas pertenecientes al Batolito anotado.

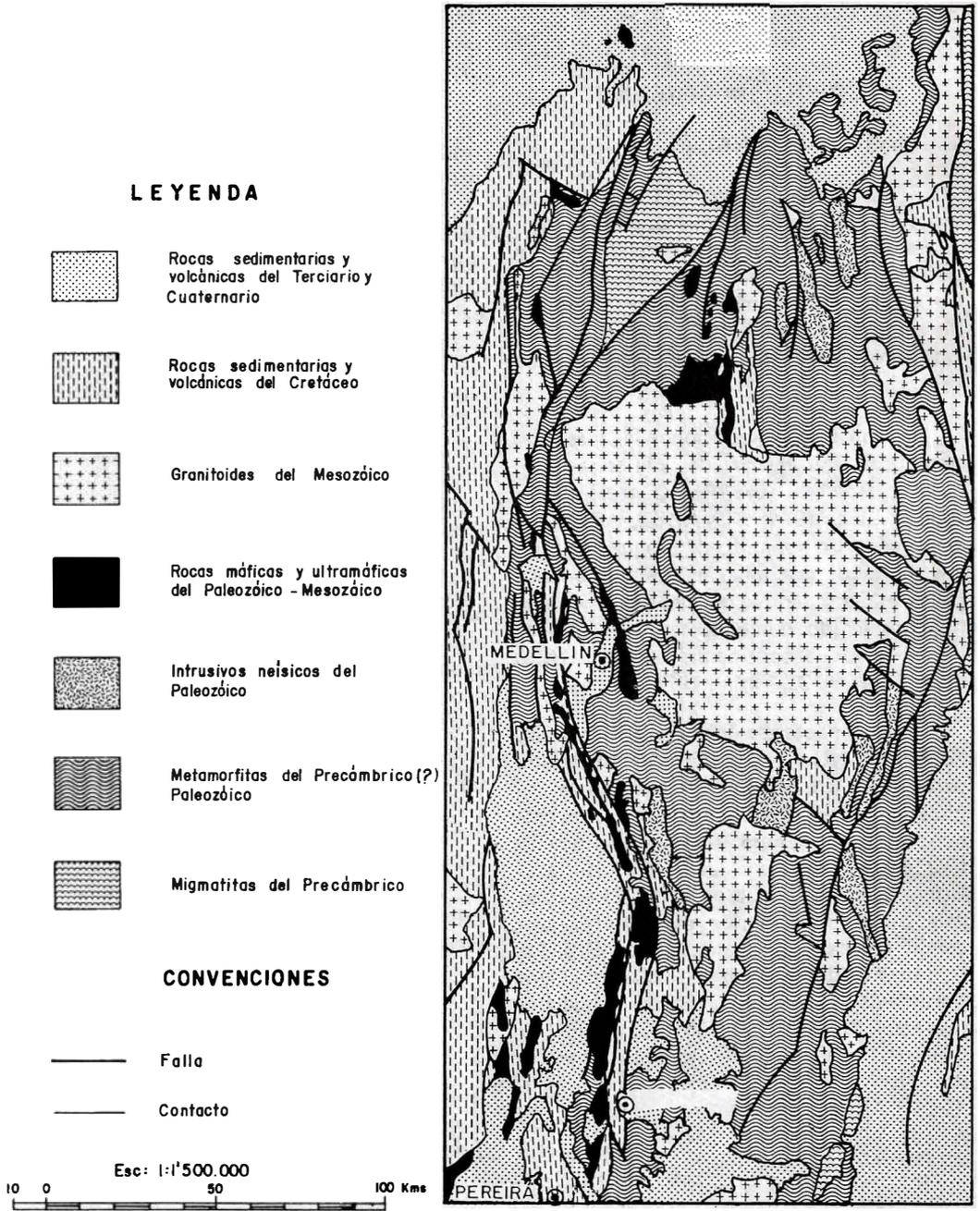


FIG. 1: Mapa geológico generalizado de la parte septentrional de la Cordillera Central y este de la Occidental. Tomado de los Mapas Geológicos de Colombia (ARANGO *et al*, 1976) y Antioquia (KASSEM *et al*, 1979).

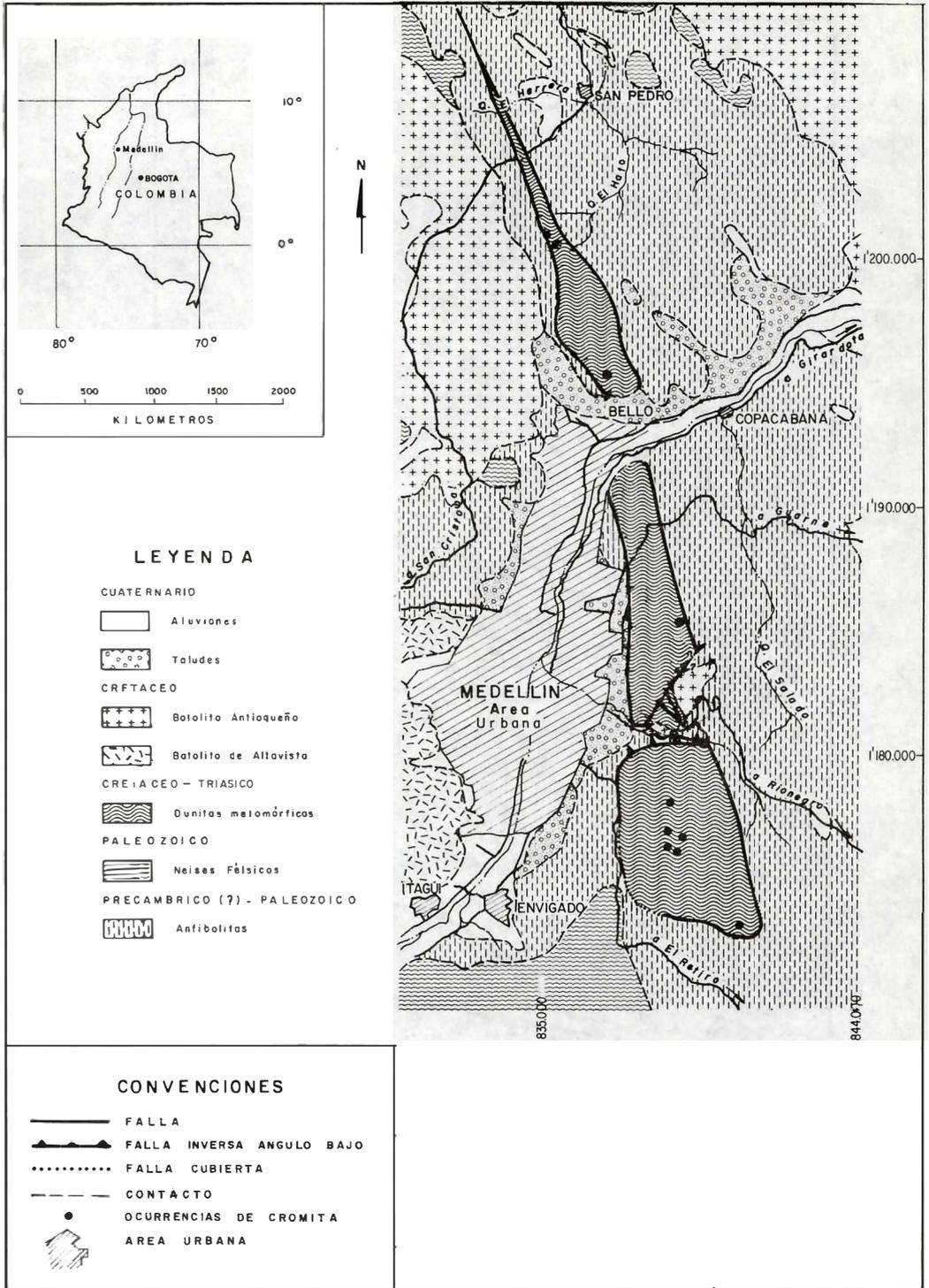


FIG. 2: Ubicación y marco geológico de las tectonitas dunitas de Medellín. (Modificado de BOTERO, 1963).

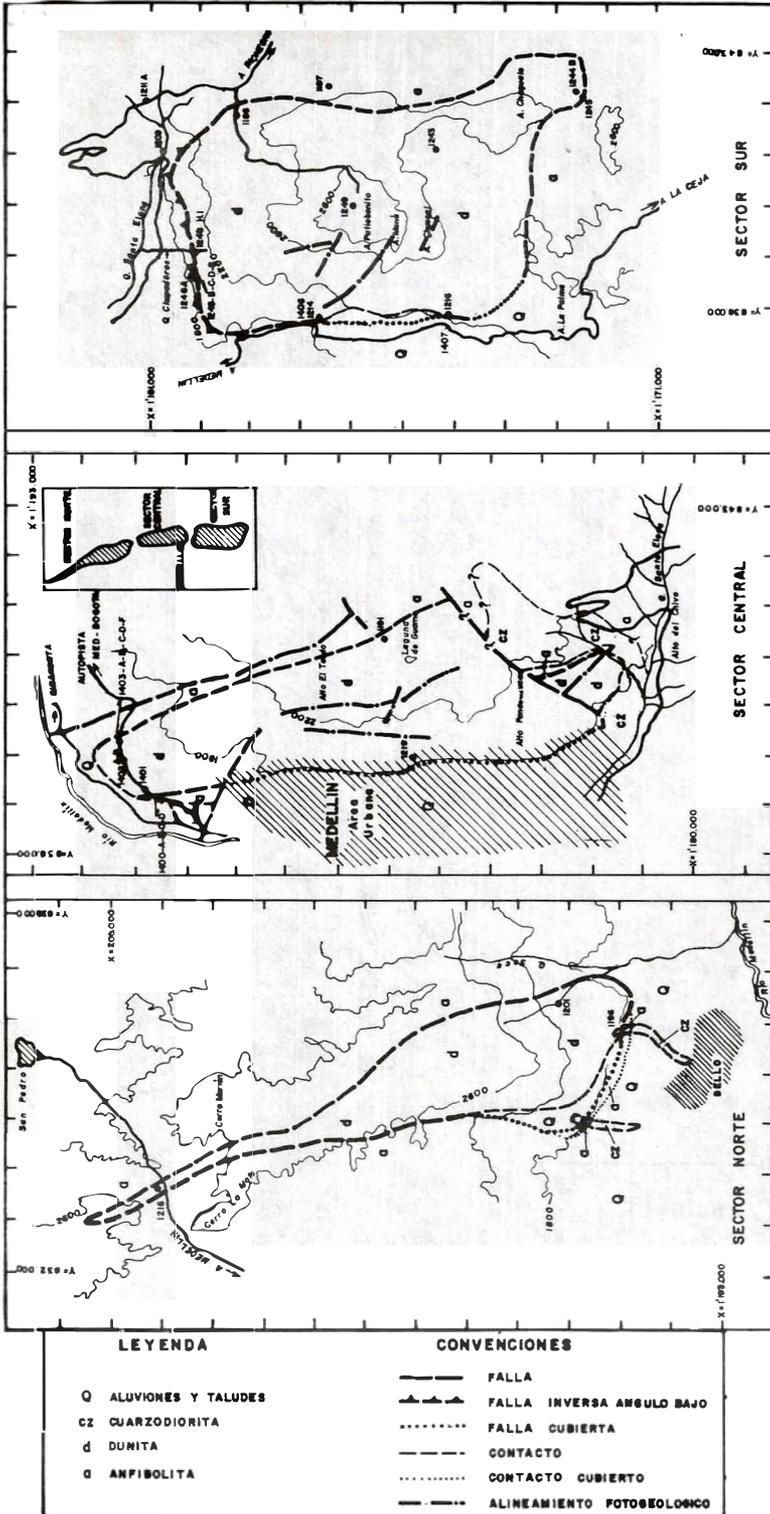


FIG. 3: Ubicación de las muestras de roca con análisis petrográficos y geoquímicos de las tectonitas dunitas de Medellín. (Modificado de ALVAREZ y MUÑOZ, 1981).

En la parte sur del sector central de la dunita, se presenta una pequeña masa cuar-zodiorítica que intruye las anfibolitas y la dunita. Bøtero (1963) la considera como una cúpula del Batolito Antioqueño. Los efectos de la intrusión sobre las rocas antes mencio-nadas no se han estudiado en detalle.

3. DUNITAS DE MEDELLIN

Las dunitas de Medellín conforman un grueso cuerpo elongado en forma de cuña, de aspecto tabular y plegado internamente. Tiene una dirección noroeste y una exten-sión total aproximada de 60 km². En el sec-tor sureste, donde es más amplio, tiene 5 km. El cuerpo se presenta dividido en tres secto-res, norte, central y sur separados por el río Medellín y la quebrada Santa Elena. Entre los dos últimos parece no haber continuidad y es dudosa entre los dos primeros (Figs. 2 y 3).

Varias ocurrencias podiformes de cromita (THAYER, 1960, 1964), dispuestas irregularmente, se presentan asociadas al cuerpo dunitico y su distribución parece no obedecer a ningún patrón estructural (ALVAREZ y MUÑOZ, 1981). Los depósi-tos conocidos son pequeños y solo alcanzan a varias decenas de toneladas.

Los afloramientos del cuerpo son re-lativamente escasos. En gran parte está cu-bierto por una delgada capa de cenizas vol-cánicas cuaternarias y localmente por lateri-tas producto de la intemperización de la ul-tramafita o por derrubios; donde aflora, la roca está comúnmente fresca. En las super-ficies ligeramente meteorizadas o en las frac-turas que la cruzan, toma a menudo, en la parte exterior de las mismas, un color pardo rojizo que grada hacia el interior en uno o varios centímetros, a un color pardo amari-lento, luego a amarillo grisáceo hasta llegar a la dunita gris oscura con mayor o menor grado de serpentización.

3.1. CONTACTOS

El contacto de la dunita con la anfi-bolita es fallado y su posición es variable; así, en los sectores central y sur es posible-

mente subhorizontal fallado (thrust contact) en cambio en el sector norte es más o menos vertical.

En el sector sur, en la quebrada Chu-paderos, afluente de la Santa Elena, se obser-van anfibolitas, las cuales hacia el contacto con la ultramafita, están afectadas por meía-morfismo cataclástico y aparecen retrógradas a esquistos bien laminados compuestos de actinolita - plagioclasa con intercalaciones de esquistos de actinolita - clorita y neises de actinolita - plagioclasa. La posición predomi-nante es subhorizontal. Treinta metros antes de la exposición de la serpentinita frac-turada derivada de la dunita, la anfibolita es-tá transformada en una roca metasomática y en este trecho entre ambos tipos de roca, no se presentan afloramientos.

Además, la delimitación del contacto dunita-anfibolita y su relación con la topo-grafía actual en la parte norte del sector sur del cuerpo, sugiere una forma subhorizontal.

En el sector central, en la autopista Medellín - Bogotá, se encuentra un buen afloramiento donde se observa que el contac-to oriental tiene una inclinación aproximada de unos 10° a 20° al oeste. Allí se desarrolla hacia el contacto tectónico, un paquete de 10 m de espesor aproximadamente, de es-quistos cloríticos intensamente plegados y con una extensión lateral limitada. En ellos se observan micropliegues centimétricos y decimétricos (Fig. 4), cuyos ejes tienen una dirección general N-S. Las características geoquímicas sugieren que se derivaron de la dunita. Infrayacentes a los esquistos cloríti-cos se encuentran esquistos de actinolita-plagioclasa, con posición horizontal, proce-dentes de anfibolitas por metamorfismo ca-taclástico.

Un poco al oeste del afloramiento anotado, sobre la misma autopista o bajando al valle del río Medellín, dichos esquistos se encuentran en pequeñas exposiciones, siendo más frecuentes los esquistos de anfíbol-pla-gioclasa. A diferencia de lo anotado, en el contacto occidental (en la cantera Colombia), los efectos tectónicos son escasos y a unos pocos metros de un afloramiento de serpen-

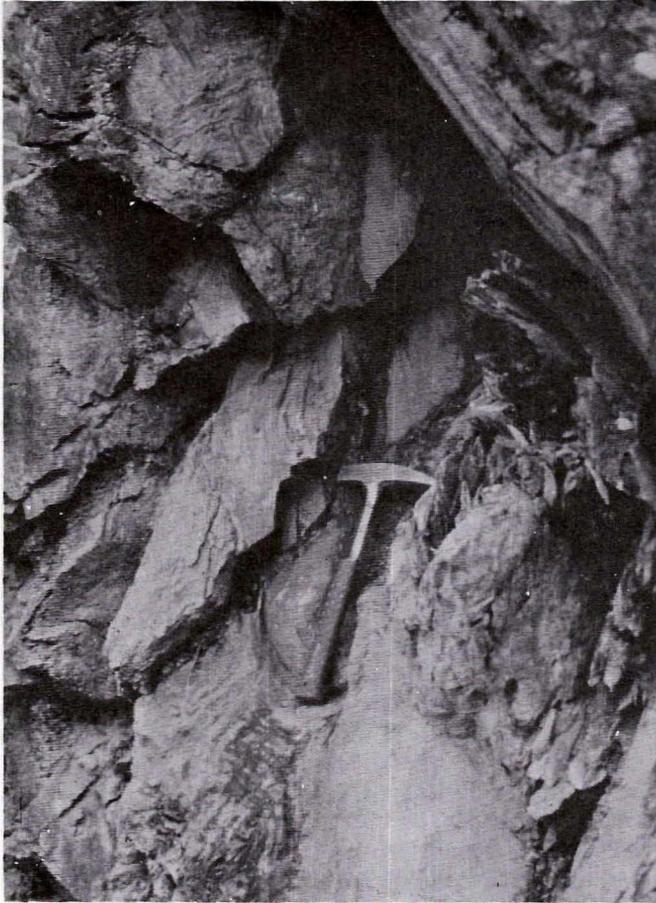


FIG. 4: Esquistos cloríticos intensamente replegados situados en la base del cuerpo dunfíco. (Sector central, en autopista Medellín - Bogotá).

tinita cizallada, esquistosa y parcialmente meteorizada, aflora anfíbolita típica bandeadada, con rumbo N10°E e inclinación 22°W. En el sector norte en las quebradas vecinas a la población de Bello, el contacto dunita-anfíbolita es fallado y vertical. Allí, aunque el cuerpo se estrecha, el cierre del mismo no fue posible comprobarlo por la gruesa cubierta de derrubio. Tampoco se pudo determinar si la dunita se continúa por debajo del relleno Cuaternario del Valle de Medellín uniendo así los sectores norte y central de cuerpo.

En ningún sitio se observaron efectos de metamorfismo de contacto producidos por la ultramafita. En áreas no afectadas por metamorfismo cataclástico, la anfíbolita conserva su composición normal o es afectada localmente por metasomatismo.

Lo anterior podría sugerir, preliminarmente, que al menos parte del contacto es subhorizontal fallado (thrust contact) o poco inclinado, y que la dunita suprayace a la anfíbolita.

No se puede descartar la posibilidad de que la actividad tectónica posterior al emplazamiento del cuerpo dunitico, haya movido en mayor o menor grado algunos de los sectores componentes del mismo. De hecho, el contacto en el sector sur se encuentra topográficamente más alto que en el sector central y quizás podría existir una falla, aunque no se observaron evidencias de ella.

Localmente, en la autopista Medellín Bogotá, se observó un afloramiento de anfíbolita de 40 m de amplitud, y una posición N25°E, 50°SW. Uno de los contactos con la ultramafita es tectónico y en él se encuentra retrógradada a esquistos cloríticos localmente plegados. En el otro contacto la anfíbolita está separada de serpentinita tectonizada por un dique andesítico y un lente de cuarzo lechoso.

3.2. PETROGRAFIA

La dunita es una roca maciza, de color verde oliva a gris verdoso oscuro con tonalidades verde amarillentas. Tiene una apariencia homogénea y es finogranular. La ro-

ca primaria está compuesta por olivino y está exenta de piroxenos. Se encuentra alterada en grados variables a minerales serpentínicos, anfíboles, clorita, talco y magnetita. La serpentización parece incrementarse hacia los contactos y localmente se forman rocas de tremolita-clorita y clorititas hacia los mismos, especialmente en las vecindades de granitoides félsicos, por reemplazamiento de los minerales primarios.

La fábrica (textura y estructura) es de carácter deformacional con intensidad variable. Los cristales de olivino son alargados o con aspecto transicional a textura de mosaico (Fig. 5).

3.3. MINERALOGIA

3.3.1. MINERALES PRIMARIOS

La roca ultramáfica primaria está compuesta enteramente por olivino y un poco de Cr-espinel. Cristales de piroxeno no se observaron al microscopio ni fueron detectados por difracción de rayos-X.

El olivino es magnésico con muy poca variación en el cuerpo y sin indicios de cambios sistemáticos. Con base en el método de difracción de rayos - X de Yoder y Sahama (1957), se obtuvo un promedio de Fo 92 Fa 8 con un rango de 4% molecular de Fo. La precisión del método es de 4% para un nivel de confiabilidad del 95%. La composición del olivino está en el rango de las dunitas metamórficas encontradas en las partes basales de ofiolitas en diversas partes del mundo (COLEMAN, 1977).

Los cristales están intensamente fracturados y cruzados por minerales de serpentina, pero en algunas muestras se observan claramente los contornos de los granos y aún, cuando están fuertemente divididos en fragmentos menores, se puede notar que tienen continuidad óptica. El tamaño de los cristales primarios parece menor, en general de 1,5 mm, pero predomina de 0,3 a 1 mm y los fragmentos de ellos separados por material serpentínico, varían de 0.01 - 0.20 mm. Excepcionalmente los cristales de olivino alcanzan 7 mm como en la quebrada Seca.

La mayoría de las fracturas que afectan a los olivinos son irregulares, pero un alto porcentaje de ellas son perpendiculares al alargamiento de los cristales.

Frecuentemente los olivinos tienen algunas características que indican fuerte deformación en estado sólido, tales como:

- Extinción ondulatoria
- Bandas de deformación (kink bands) inducidas por flujo plástico que según Ave'llemant y Carter (1970), se originan por deslizamiento inhomogéneo sobre planos.
- Clivaje del olivino paralelo a (100) ó (010). Ocasionalmente se ven contornos de granos entrecruzados que podrían sugerir recristalización.

Granos anhedrales de cromita, negros o rojizos y menores de 1 mm, se encuentran dispersos en la dunita y generalmente están rodeados por clorita y carbonatos.

3.3.2. MINERALES DE ALTERACION

Los minerales de serpentina son comúnmente los minerales de alteración más abundantes. A pesar de ello, no fue posible estudiarlos en detalle por la carencia de los accesorios indispensables en el equipo de difracción de rayos - X. Ópticamente se identificó el crisotilo pero fue imposible diferenciar entre antigorita y lizardita. El crisotilo es fibroso y ocurre en los primeros estados de alteración en algunas muestras de dunita (Fig. 6). Forma hileras dobles en fracturas, las cuales tienen una amplitud que varía de 0.03 a 0.08 mm. Los otros minerales de serpentina son generalmente más abundantes y se encuentran en láminas, escamas y fibras menores de 0.15 mm, aunque a veces llegan a 0.3 mm.

La clorita es incolora a verde pálido y se encuentra en forma de escamas, placas y fibras anhedrales. Está comúnmente mezclada con la serpentina y a veces se presenta en contacto directo con el olivino. Algunas hojas tienen pequeñas tiras alargadas de magnetita. El tamaño es menor de 0.12 mm, llegando, ocasionalmente, hasta 0.24 mm. En algunas muestras acompaña al crisotilo en

fracturas. Invariablemente se halla alrededor de granos diseminados de minerales opacos formando halos. A veces la clorita configura agregados redondeados o elipsoidales acompañados por minerales opacos en la parte central de los mismos (Fig. 7). Al estudiar estos minerales opacos por DRX, las señales corresponden a un espinel crómico bajo en aluminio y cuya susceptibilidad magnética es muy débil, diferenciándose por lo tanto de las señales de magnetita compleja. Esta asociación parece representar reacciones entre cromita aluminosa y el silicato de magnesio. Según Yoder (1952), quien estudió el sistema $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, la reacción anotada ocurriría a temperaturas entre 520 y 680°C en un ambiente plutónico. La remoción de buena parte del cromo y su reubicación son incógnitas aún no resueltas.

La tremolita es incolora, y se presenta en forma de prismas anhedrales alargados y cortos de secciones subhexagonales y rómicas, en cristales fibrosos y aciculares dispuestos irregularmente. Se deriva del olivino y comúnmente está alterada a clorita, serpentina y carbonatos. Algunos cristales están atravesados por venas de crisotilo (Fig. 8). Localmente están alterados y rodeados por una delgada cubierta de talco y/o carbonatos. La alteración a talco parece realizarse de preferencia en la tremolita con respecto al olivino. El tamaño es variable pero menor de 1.5 mm, siendo el más frecuente de 0.02 a 0.07 mm.

El talco es poco común; se presenta en fibras y laminillas anhedrales acompañando a los minerales serpentínicos y a los anfíboles; a veces ocurre rellenando venas. Localmente es abundante alcanzando hasta un 20%. Se encontró en zonas cercanas a intrusivos o diques granitoides.

La magnetita se encuentra principalmente como producto de la serpentización del olivino y se presenta en granos aislados, tiras alargadas y caminillos de polvo fino. A veces forma venas acompañada de carbonatos o acompaña a clorita bordeando granos de espinel crómico.

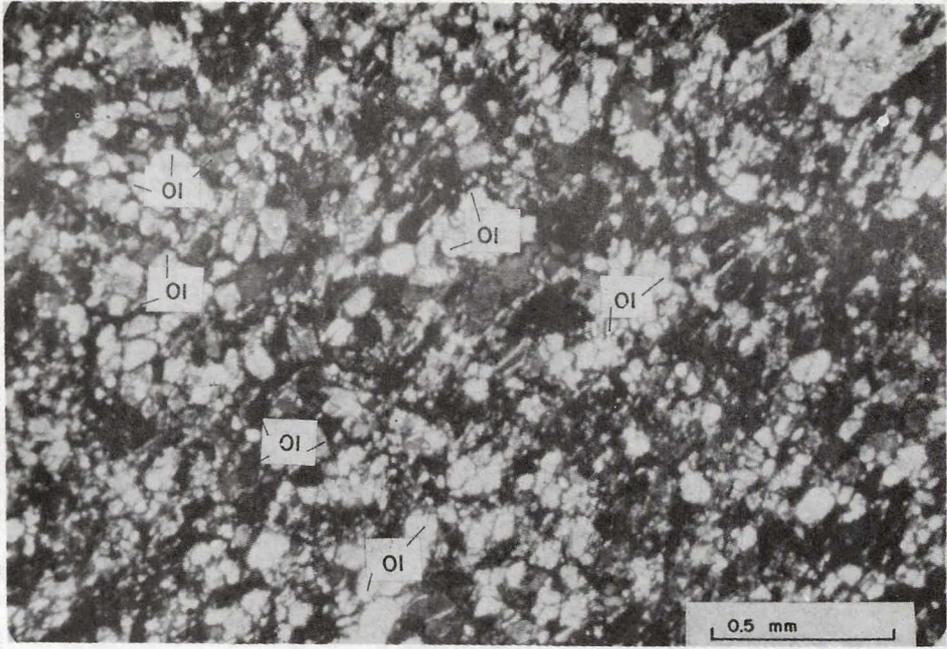


FIG. 5: Microfotografía de dunita con foliación microscópica. Los cristales de olivino (ol) son ligeramente alargados. La textura es transicional a mosaico. (Nicoles X).

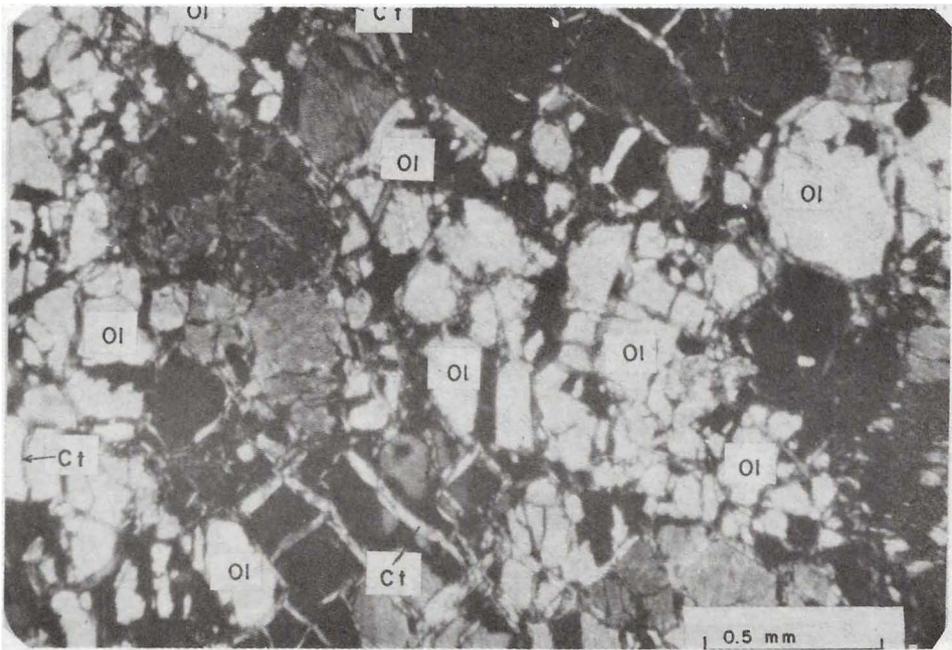


FIG. 6: Microfotografía de dunita con crisotilo en fibras cruzadas ocupando numerosas microfracturas. Estados iniciales de serpentinización. Olivino (ol), crisotilo (ct). (Nicoles X).

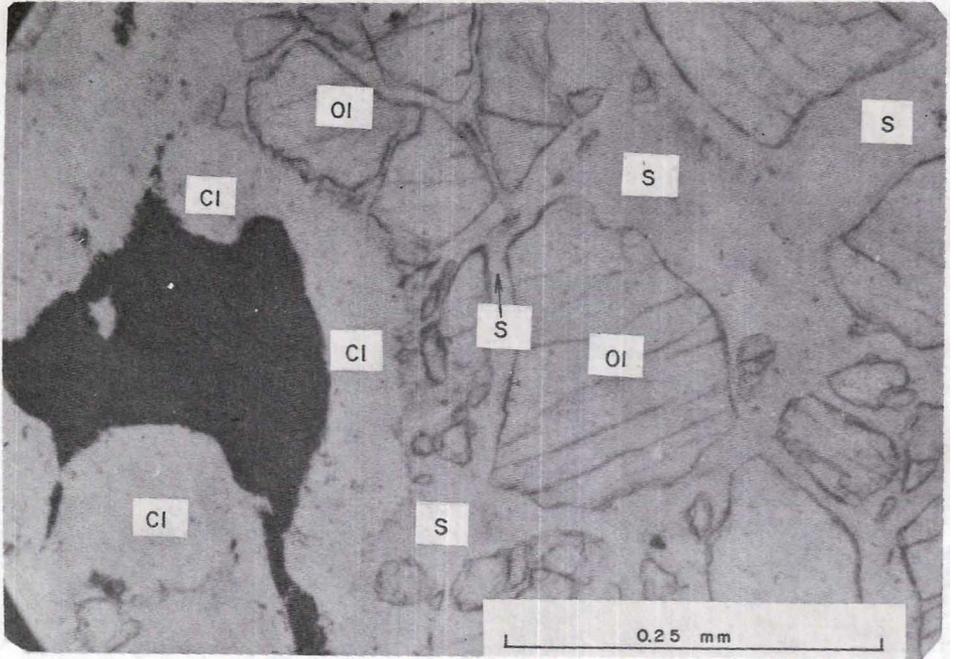


FIG. 7: Microfotografía de grano de espinel crómico (cr) con un halo bien desarrollado de clorita (cl), Olivino (ol), serpentina (s). (Nicoles II).

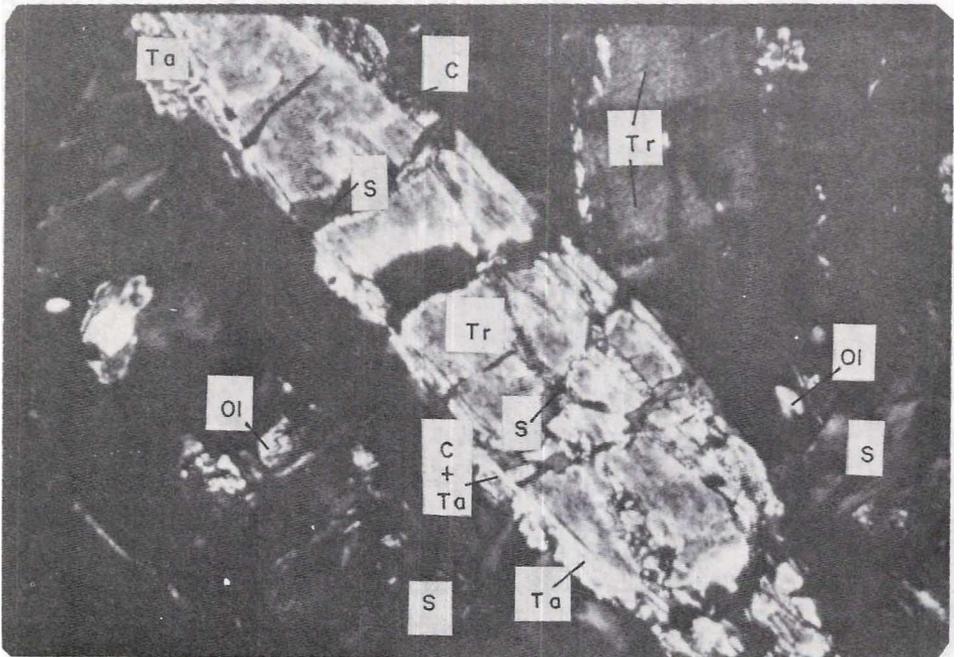


FIG. 8: Microfotografía de tremolita prismática (tr) con alteración a serpentina (s) y en parte con borde de talco (ta) y carbonato (c). (Nicoles II).

La dolomita y la calcita son los carbonatos más importantes. Se encuentran en venas, solos o acompañados por minerales opacos, clorita o serpentinita. Reemplazan a los anfíboles y localmente son pseudomorfos según olivino. Rodean principalmente a los granos de cromita.

3.4. ESTRUCTURAS DE LA DUNITA

La dunita se presenta plegada, a veces con cierta intensidad, lo que ocasiona que las estructuras planares internas consideradas primarias, tales como la foliación y el bandeamiento composicional muestren inclinaciones variables.

3.4.1. PLEGAMIENTO

En la dunita bien bandeada, como se observa en la autopista Medellín - Bogotá, o con una foliación bien desarrollada como en la quebrada afluente de la Seca, se encuentran pliegues métricos antiformales amplios (Fig. 9) y pliegues internos cerrados centimétricos a decimétricos respectivamente. Además se ven ondulaciones suaves de la foliación.

3.4.2. FOLIACION

Esta estructura planar es un rasgo microscópico corriente, pero a escala megascópica sólo se observa en afloramientos semimeteorizados y especialmente en bloques con superficies parcialmente intemperizadas. Está definida primariamente por orientaciones paralelas de granos de olivino y Cr-espinel. En dunitas alteradas, además de los relictos de minerales primarios, se encuentran los siguientes determinando la foliación:

- Bandas y lenticillos constituidos por clorita, serpentina, un poco de talco y venillas de carbonato.
- Cristales elipsoidales y/o redondeados, hasta de 2 cm de longitud, de clorita gris clara a gris violácea, con magnetita en el centro y localmente bordeada por talco, o los dos primeros minerales producto de alteración de espinel crómico.

- Pequeñas prominencias de milímetros compuestas por clorita y espinel crómico. Los minerales mencionados son más resistentes a la meteorización que el olivino, por lo tanto, sobresalen (Fig. 10).

En las vecindades de la quebrada Chupadero se encuentran abundantes bloques foliados (Fig. 11), algunos de ellos con apariencia ligeramente ondulada y con bandas de clorita hasta de 2 cm de espesor, paralelas a la foliación. Además, en el afluente derecho de la quebrada Seca se ven buenos afloramientos de dunita con foliación muy bien desarrollada.

Un alto porcentaje de las tectonitas dunitas muestran microplegamientos, y en las vecindades de la ocurrencia de cromita de Patio Bonito, los pliegues son disarmónicos, apretados y complejos (Fig. 12). Estos últimos están formados por bandas de cristales de olivino alargados y separados unos de otros por serpentina.

Algunas dunitas serpentinizadas han sido afectadas por deformación post-primaria y tienen una microfoliación grosera, constituida por bandas mal definidas en que predomina el olivino alargado y lenticular y listas constituidas por minerales serpentínicos. La pseudofoliación está enfatizada por superficies de cizalladura subparalelas con serpentina y bandas un poco sinuosas de estos minerales y venitas constituidas por granos alineados y polvo de magnetita.

3.4.3. BANDEAMIENTO

En general, la dunita presenta bandeamiento con orientación óptica y dimensional del olivino. Este rasgo planar frecuentemente es más visible macroscópica y megascópicamente cuando la ultramafita está parcialmente meteorizada y serpentinizada (Figs. 13 y 14). Sobre las superficies de meteorización se observan bandas de diferente resistencia a la misma o de diferente color, que tienen una relación directa con la mineralogía; además granos de magnetita hasta de 0.5 cm alineados paralelamente al bandeamiento



FIG. 9: Dunita serpentizada y bandeada, con pliegues antiformales.

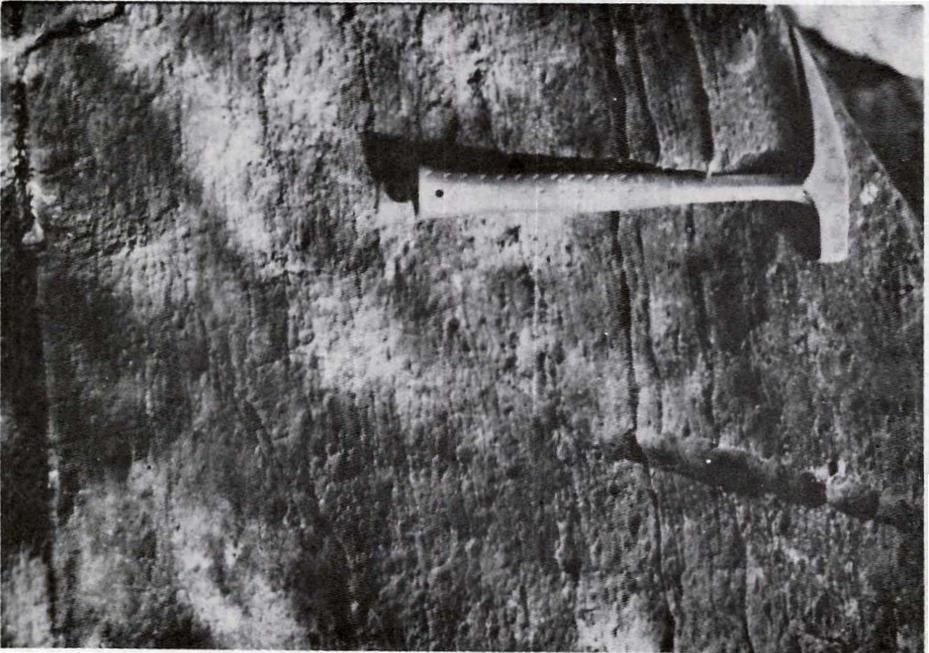


FIG.10: Superficie meteorizada de dunita foliada. Las partes sobresalientes están constituidas principalmente por clorita, magnetita, espinel crómico y un poco de talco.

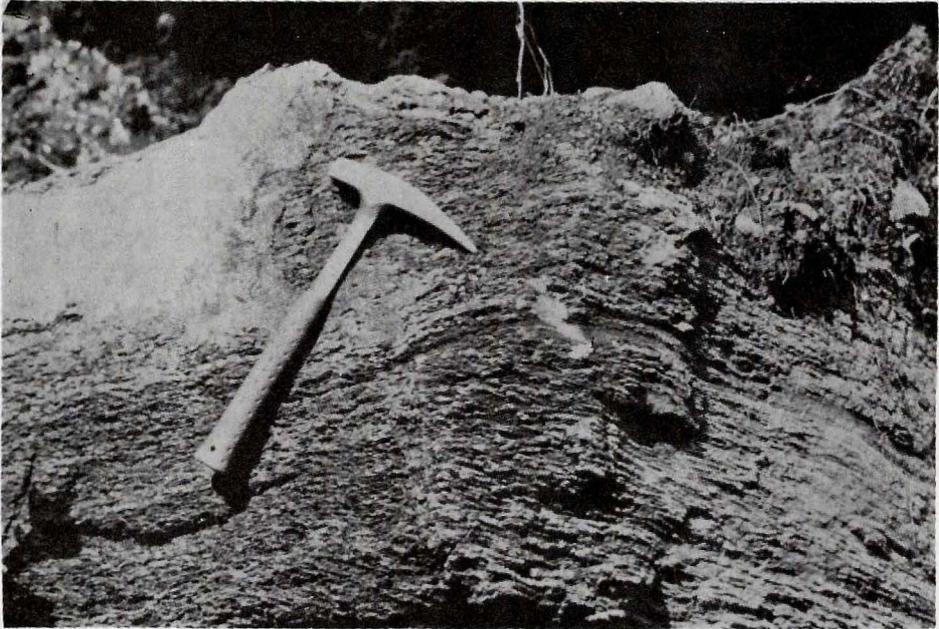


FIG.11: Superficie meteorizada de dunita foliada con planos ligeramente ondulados.

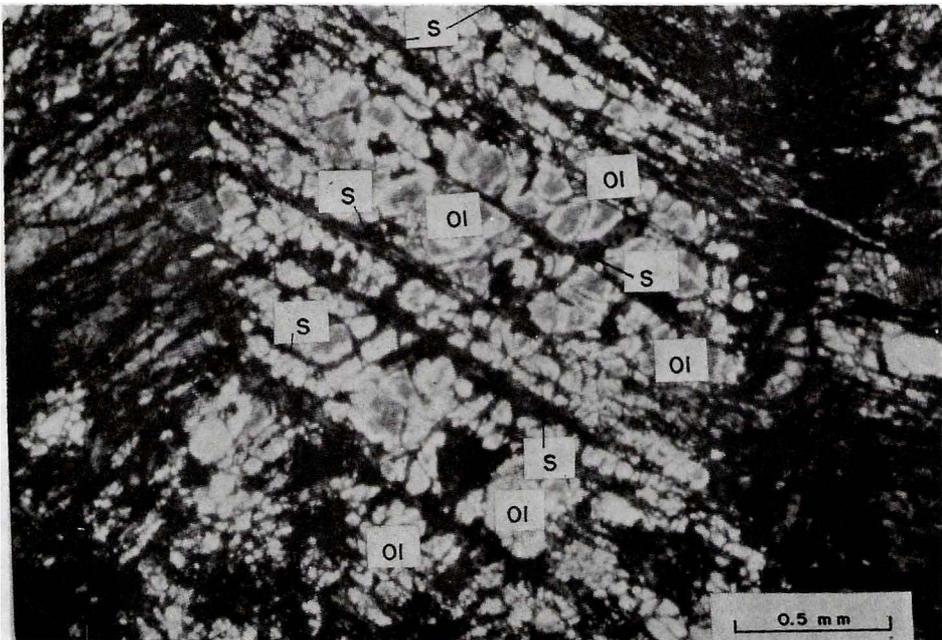


FIG.12: Microfotografía de dunita metamórfica plegada. Olivino (ol), serpentina (s). (Nicoles X).

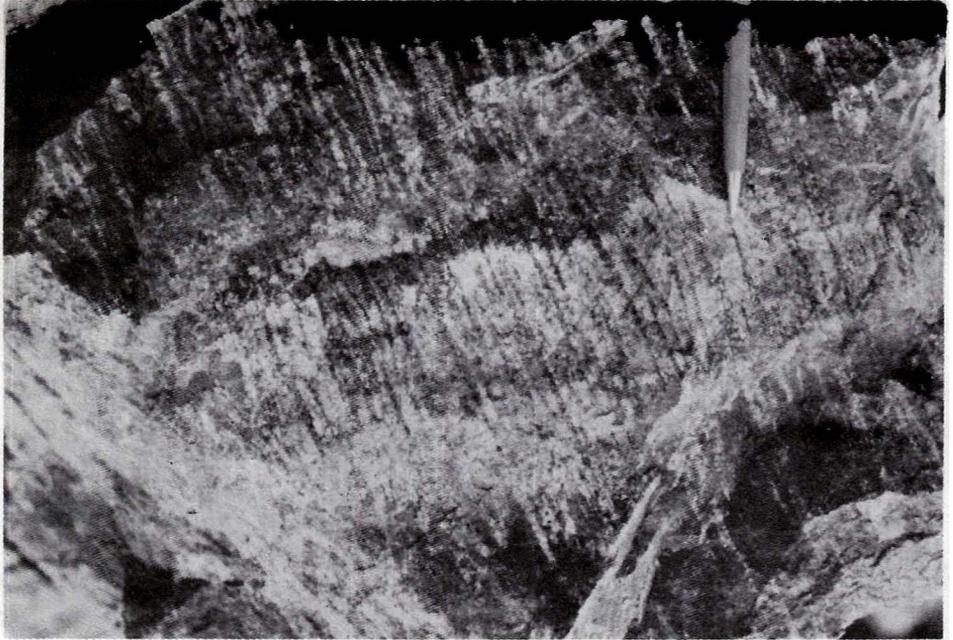


FIG.13: Superficie meteorizada de dunita bandeada. Los minerales secundarios definen capas controladas por la diénsión primaria.

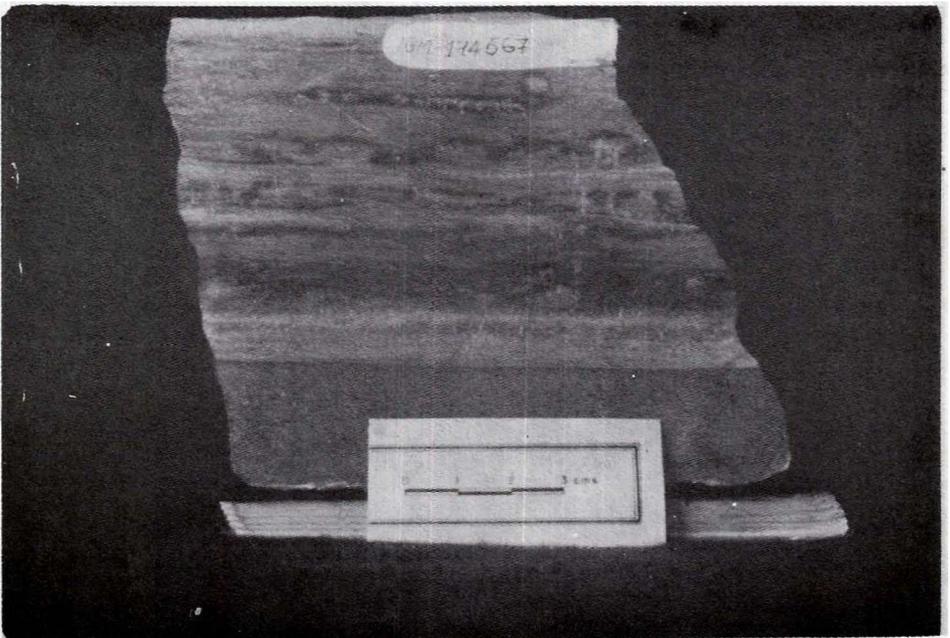


FIG.14: Dunita bandeada. Listas de diferente color por la presencia de minerales de alteración (clorita, tremolita, serpentina) en diversos porcentajes.

Cuando el bandeamiento metamórfico primario se presenta, constituye una dirección preferencial tanto para la serpentización, como para el desarrollo de nuevos minerales originados por recristalización. En algunos afloramientos de la carretera Medellín - Bogotá, la roca está conformada por bandas paralelas de milímetros a centímetros, de diferente color (Fig. 14) a saber:

- Bandas de color negro grisáceo, a veces cubiertas por óxidos de hierro pardusco, compuestas predominantemente por granos anhedrales de olivino parcialmente serpentizado.
- Bandas de color gris azulado medio, constituidas principalmente por minerales de serpentina.
- Bandas de color gris azulado claro a medio, formadas por tremolita.

Bandeamiento similar se encuentra en bloques rodados, tanto en el contacto oriental como en el occidental del sector sur del cuerpo. En las bandas, el olivino tiene una orientación preferencial tanto dimensional como aparentemente cristalográfica aunque este aspecto no se estudió en detalle. Loney et al (1971) observaron este mismo fenómeno en las ultramafitas metamórficas de las Montañas Burro (EE.UU.) y llegaron a la conclusión de que la orientación óptica preferencial del olivino era el resultado de la deformación en estado sólido y no por la sedimentación de cristales en un magma. Agregando además que podría haber comprendido deformación plástica o recristalización aajo esfuerzo o ambas.

3.5. SERPENTINIZACION Y METASOMATISMO

La serpentización es el principal proceso que modificó la mineralogía primaria de la dunita de Medellín. Esta se encuentra moderadamente serpentizada aunque dicho proceso es más intenso y completo en las zonas tectonizadas.

Cuando la serpentización es incipiente, se observan fibras cruzadas de crisotilo ocupando múltiples microfracturas intragranulares y rodeando los cristales individuales de olivino formando en ellos una doble hilera. Cuando la serpentización es más avanzada, los otros minerales serpentínicos son más abundantes que el crisotilo; su identificación como antigorita o lizardita fue imposible realizarla con los métodos disponibles.

Otros minerales secundarios no serpentínicos, son clorita, tremolita, talco, carbonatos (dolomita y calcita) y magnetita.

En las reacciones hipotéticas que pueden representar el proceso de serpentización de dunitas, es posible convertir el olivino a serpentina: ya sea por adición de agua en cuyo caso se forma brucita, por la remoción de magnesio, o por adición de agua y sílice (COLEMAN, 1977). En las dunitas de Medellín con diversos grados de serpentización, la relación MgO/SiO_2 varía de 1.00 a 1.28. Según Coleman (1977) dicha razón es de aproximadamente 1.23 si la serpentización de una dunita se realiza únicamente por adición de agua, y de más o menos 1.00 a 1.23 para serpentinita monomineralica, o con brucita respectivamente. Por lo tanto, en la serpentización de las dunitas de Medellín es posible que se haya presentado adición de sílice y agua o remoción de magnesio. Así mismo, la fayalita asociada forma magnetita durante la alteración.

El talco requiere la introducción de sílice, la clorita y los anfíboles de aluminio y calcio respectivamente y los carbonatos de la presencia del CO_2 (TURNER y VERHOOGEN, 1963). Según Coleman (1977), durante la serpentización hay desprendimiento de calcio de los piroxenos, el cual podría ser utilizado en procesos metasomáticos; la sílice y el CO_2 podrían ser aportados por las rocas encajantes sometidas a metamorfismo regional.

En las dunitas de Medellín es frecuente la presencia de los minerales antes dichos con excepción del talco (Tabla 1). Este mi-

TAB. 1: Asociaciones mineralógicas de la tectonita-dunita de Medellín.

1.	Serpentina - magnetita
2.	Olivino - serpentina - tremolita - clorita - magnetita
3.	Olivino - serpentina - tremolita - clorita - dolomita - magnetita
4.	Olivino - serpentina - tremolita - clorita - talco - dolomita - magnetita
5.	Olivino - serpentina - tremolita - clorita - calcita - cromita - magnetita

neral se presenta en afloramientos de ultramafitas cercanos a intrusivos granitoides o venas de cuarzo. En general, las anfibolitas solo han sufrido un ligero metamorfismo retrógrado, aparentemente no penetrativo, pero existen en las vecindades grandes cuerpos plutónicos silíceos posteriores los cuales, probablemente han contribuido con sus soluciones suministrando los elementos necesarios. Así mismo, se encuentran algunos diques andesíticos y filones de cuarzo lechoso.

Las relaciones paragenéticas de los minerales de alteración no fueron estudiadas en detalle; sin embargo, las características mineralógicas sugieren que la serpentina, la clorita, el talco y los carbonatos son posteriores a los anfíboles. El talco parece posterior a la serpentina y los carbonatos son aparentemente los minerales más recientes.

Asociaciones como las de los minerales secundarios anotados, se forman en condiciones de baja temperatura y ambiente hidratado (O'HARA, 1967).

3.5.1. ROCAS DE CLORITA Y DE CLORITA-TREMOLITA

Estas rocas mono y biminerales se encuentran rellenando grietas en el sector central de la dunita y en el contacto oriental del mismo sector, en íntima relación con un dique andesítico que aflora en el corte de la autopista Medellín - Bogotá.

En dicha autopista, en la cantera Colombia, se observaron clorititas y rocas de tremolita-clorita rellenando grietas menores de 10 cm. Las clorititas son macizas, de color verde amarillento oscuro, grano fino, sedosas al tacto y compuestas por clinocloro. Las rocas de tremolita - clorita son de co-

lor oliva pálido a verde amarillento. Los anfíboles son prismáticos, hasta de 2 cm de longitud y están dispuestos perpendicularmente a las paredes de las grietas.

Entre el contacto tectónico con la anfibolita y un dique de pórfido andesítico hornbléndico con fenocristales de hornblenda y plagioclasa, interrumpido por fallamiento, se presentan esquistos de Fe tremolita-clorita y clorititas (Fig. 15). Los primeros son de color gris verdoso, cataclásticos y en ellos la clorita reemplaza en parte a los anfíboles; ocurren formando una zona lenticular que bordea la anfibolita deformada. Las rocas de clorita se presentan hacia la ultramafita constituyendo una masa que no fue bien delimitada, pero que ocurre adyacente a la zona de esquistos o en contacto con la anfibolita. Las clorititas son macizas, densas, de color gris oliva, blandas y constituidas por clorita de color verde pálido a incolora y que forma agregados escamosos entrelazados.

3.5.2. ROCAS DE CLORITA Y DE ESTEATITA

En íntima relación con el dique de pórfido andesítico y en el contacto de éste con la ultramafita, se observa una clara zonación de roca de clorita y de roca esteatita, similar a las descritas por Cady et al. (1963) y Thayer (1966). La "caparazón" de cloritita, o "blackwall" como la llama Cady, tiene de 8 a 15 cm de espesor, está compuesta por hojas anhedrales de clorita, de color verde pálido y está seguida hacia el exterior del dique por una zona delgada de varios centímetros, de esteatita de color gris claro (Fig. 16). En el contacto mismo, la roca intrusiva pierde completamente su identidad. La composición mineralógica y la textura son anormales y revelan los efectos del metaso-

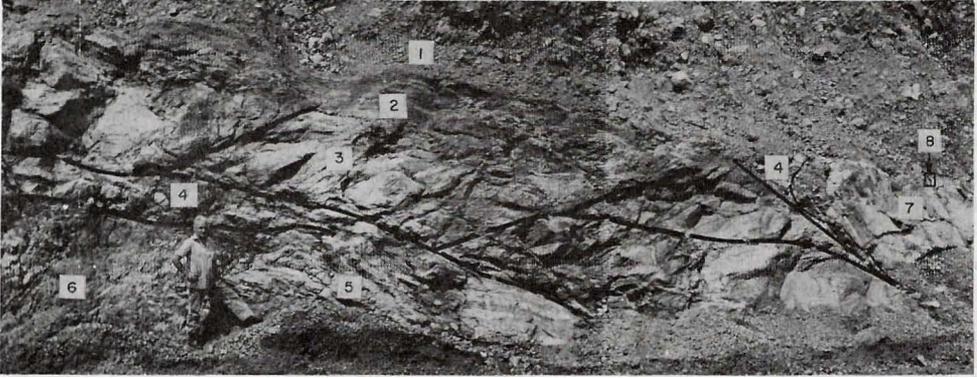


FIG.15: Contacto tectónico dunita-amfibolita. (1) derrubio. (2) serpentinita esquistosa cataclástica. (3) serpentinita y clorititas. (4) clorititas. (5) esquistos de clorita - Fe tremolita y esquistos cloríticos; ambos cataclásticos. (6) anfibolitas cataclásticas. (7) dique andesítico. (8) rocas metasomáticas del contacto (ver Fig. 16).

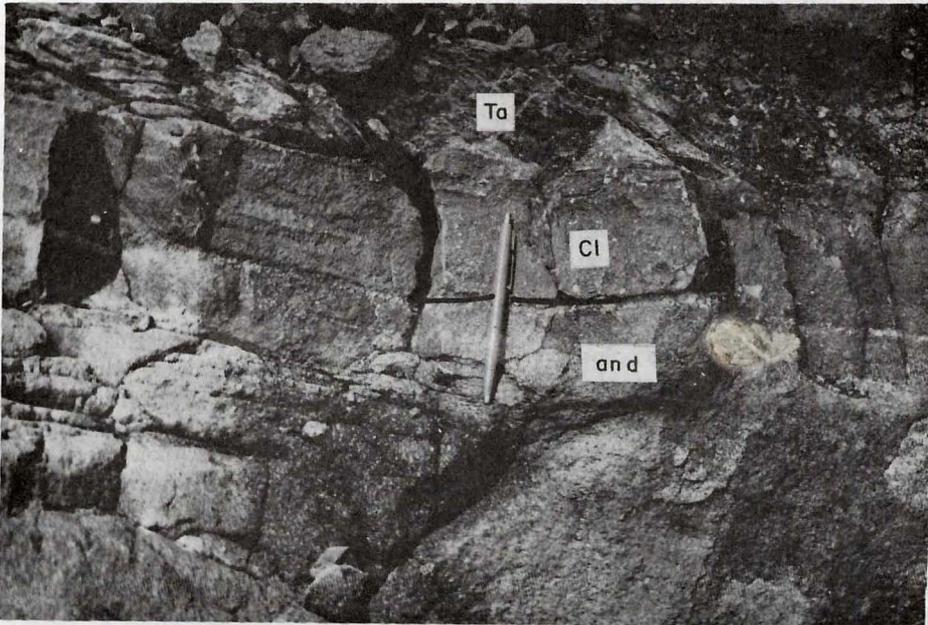


FIG.16: Caparazón de cloritita (cl) y esteatita (ta) formado en el contacto entre el dique andesítico (and) y la ultramafita.

matismo. Los fenocristales son de plagioclasa (oligoclasa), de forma y bordes irregulares, fuertemente fragmentados; las maclas son escasas y difusas y cuando están presentes son maclas de carlsbad. El tamaño de los cristales de plagioclasa es menor de 1.6 mm. La clorita forma hojas anhedrales (< 0.2 mm), es abundante y se encuentra distribuida irregularmente formando concentraciones alargadas más numerosas hacia la cloritita. La esfena es común y sus cristales son subhedrales menores de 0.6 mm. La matriz tiene una apariencia granoblástica y está constituida por cristales anhedrales menores de 0.04 mm de oligoclasa.

3.3.3. ROCA METASOMÁTICA OFICARBONATADA (?)

Esta roca se encuentra en un pequeño afloramiento en la quebrada Chupaderos, al terminar una buena exposición de anfíbolitas retrogradadas a esquistos anfibólicos, pero está separada de la dunita serpentinizada y fracturada, por 30 m sin afloramientos.

Es maciza, cataclástica, de color verde pálido con tonalidades amarillentas y cruzada por venas de color gris claro, que al solubilizarse dejan grietas de pocos milímetros. Está compuesta por dolomita, clorita, mica blanca, tremolita, albita y tiene algunas venas compuestas por dolomita y en menor proporción cuarzo.

4. ANFIBOLITAS

4.1. PETROGRAFÍA

Las anfíbolitas son de color gris verdoso, de textura predominantemente nematoblástica y de grano medio a fino. Están compuestas esencialmente por hornblenda, plagioclasa y cantidades menores de cuarzo, esfena, apatito y zircón.

La **hornblenda** es xenoblástica, color verde, pleocroica, forma cristales pismáticos alargados y prismas cortos con secciones rómicas y pseudo hexagonales. El tamaño varía generalmente de 0.3 a 2 mm aunque predominan los granos menores de 0.5 mm. Tiene

inclusiones de esfena, plagioclasa y apatito. Ocasionalmente se encuentra maclada.

La **plagioclasa** es xenoblástica, tiene maclas polisintéticas de albita y menos frecuentemente periclina; algunas veces son discontinuas y cuniformes. La composición varía de An₃₆ a An₄₅ (andesina). Frecuentemente los cristales muestran extinción ondulatoria y ligero flexionamiento y algunos están fracturados. En algunas plagioclasas se presenta sausrización y muestran alteración a agregados finos de epidota, albita y otros minerales difíciles de identificar.

Cuarzo ocurre en algunas rocas y es comúnmente un mineral accesorio con extinción ondulatoria.

La **esfena** existe en cristales aislados o asociados con magnetita e ilmenita que son los óxidos de hierro más comunes. Estos se encuentran en granos aislados, masas irregulares o en tiras alargadas relacionadas con los máficos.

Otros minerales accesorios son zircón y apatito.

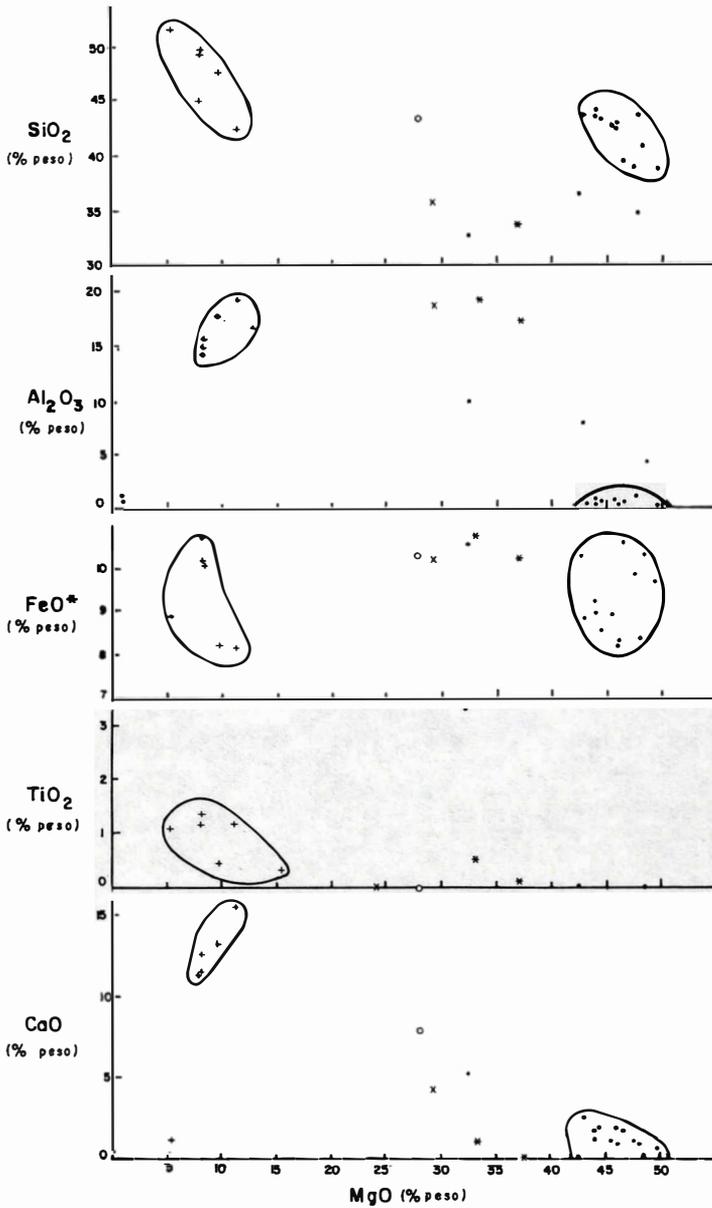
5. GEOQUÍMICA

5.1. DUNITAS

Se hicieron 14 análisis químicos de la tectonita dunita (Tabla 2), 6 de la anfíbolita y 4 de rocas metasomáticas y metamórficas relacionadas (Tabla 3), y se les determinó el contenido en algunos elementos trazas.

La tectonita dunita tiene una composición muy restringida como se puede observar en la Figura 17. Además algunos de los valores promedio son similares a los reportados por Coleman (1977) para dunitas metamórficas asociadas con ocurrencias ofiolíticas (Tabla 4).

La diferencia más notoria está en el contenido de aluminio; sin embargo es necesario tener en cuenta que las dunitas de Medellín han sufrido recristalización y metasomatismo con formación de minerales aluminosos.



CONVENCIONES	
Dunitas	.
Anfibolitas	+
Esquistos de clorita - Fe tremolita	x
Rocas de Fe tremolita - clorita	o
Clorilitas	*

FIG.17: Diagramas de variación, tipo Harker, de algunos óxidos vs MgO para las tectonitas dunitas, anfibolitas y rocas asociadas (Óxidos recalculados sin agua).

TAB. 2: Análisis químicos de las dunitas metamórficas de Medclifin.

	166960	166961	166962	166965	166966	166967	166968	166970	166971	166972	166973	174567	174569	174572
	JAA1186	JAA1187	JAA1191	JAA1214	JAA1216	JAA1243	JAA1248	JAA1249	JAA1219	JAA1196	JAA1201	JAA1388	JAA1400A	JAA1400D
SiO ₂	39.82	38.05	39.74	36.26	38.60	34.62	35.30	36.90	38.64	38.46	37.32	30.12	31.06	32.82
Al ₂ O ₃	0.76	0.76	0.81	0.64	0.64	1.19	0.21	0.53	1.30	0.32	0.10	9.25	4.06	7.31
Fe ₂ O ₃	3.20	4.86	4.09	4.29	5.45	5.87	5.35	5.04	4.21	5.23	4.70	9.49	7.07	9.23
FeO	5.26	3.00	4.23	5.68	2.73	3.31	3.89	2.68	3.51	3.19	2.89	4.93	3.81	1.67
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	1.13	1.69	1.69	1.69	2.25	1.13	0.56	0.84	0.84	1.13	1.69	4.90	0.08	0.01
MgO	42.75	39.30	39.71	42.55	38.09	42.14	45.18	42.35	41.53	38.50	40.12	30.00	43.74	38.61
MnO	0.13	0.10	0.10	0.14	0.10	0.13	0.12	0.13	0.10	0.10	0.10	0.13	0.09	0.10
Na ₂ O	0.02	0.01	0.03	0.02	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.04	0.35	0.01	0.01
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.02	0.01	0.01
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.04	0.04
H ₂ O*	4.91	10.51	8.26	7.07	10.63	10.39	7.60	10.78	8.71	11.36	11.28	7.00	9.36	8.83
H ₂ O*	0.31	0.34	0.38	0.31	0.21	0.33	0.30	0.49	0.24	0.53	0.50	0.28	0.15	0.89
Suma	98.29	98.62	99.34	98.65	98.75	99.12	98.52	98.75	98.99	98.84	98.74	98.55	99.48	99.63
Elementos Trazas (ppm)														
Sr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	20	10	30
Ba	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	100	100
Cr	1450	1770	1820	700	2300	800	500	1180	1800	1080	1750	1300	2000	3100
Ni	2900	2700	2600	2500	2250	3300	4030	3000	2500	2480	2400	1400	1900	2100
V	25	30	35	10	40	20	10	10	20	18	19	228	24	12
Co	130	120	130	160	110	130	130	150	120	120	110	90	110	126
Cu	11	2	15	58	22	260	10	8	7	11	1	131	9	46
Óxidos recalculados														
SiO ₂	42.79	43.35	43.71	39.73	43.91	39.16	38.95	41.04	42.57	44.23	42.92	32.64	47.97	36.54
Al ₂ O ₃	0.82	0.87	0.90	0.70	0.73	1.35	0.23	0.61	1.44	0.37	0.14	10.02	4.51	8.14
Fe ₂ O ₃	3.44	5.94	4.94	4.70	6.20	6.94	5.90	5.76	4.68	5.67	5.10	10.29	7.96	10.28
FeO	5.65	3.42	4.70	6.22	3.01	3.74	4.00	3.06	3.00	3.22	3.22	5.34	4.23	1.86
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	1.21	1.98	1.98	1.95	2.56	1.28	0.62	0.96	0.93	1.30	1.94	5.31	0.09	0.01
MgO	45.93	44.78	44.12	46.62	43.33	47.67	49.95	49.41	46.12	44.28	46.13	32.51	48.62	42.99
MnO	0.14	0.11	0.11	0.15	0.11	0.15	0.13	0.15	0.11	0.11	0.11	0.14	0.10	0.11
Ni ₂ O	0.02	0.01	0.03	0.02	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01	—	0.05	0.02	0.01	0.01
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

TAB. 3: Análisis químicos de las anfibolitas y rocas relacionadas con las dunitas metamórficas de Medellín.

	166963	166964	166969	174568	174574	174580	174573	174575	174576	174577
	JAA1209	JAA1211A	JAA1245	JAA1400	JAA1402A	JAA1407	JAA1401B	JAA1402B	JAA1403A	JAA1403B
	Anfibolita	Anfibolita	Anfibolita	Anfibolita	Anfibolita	Anfibolita	Roca de Fe tremolita-clorita	Esquisto de clorita - Fe tremolita	Clorita	Clorita con Fe tremolita
SiO ₂	49,04	48,38	50,86	46,20	41,02	44,50	40,48	32,58	30,00	25,76
Al ₂ O ₃	14,21	15,50	16,59	17,18	18,50	14,79	7,04	17,05	15,40	17,32
Fe ₂ O ₃	2,87	3,02	3,74	3,69	3,71	12,73	9,39	3,12	2,51	4,90
FeO	7,44	6,32	5,41	4,49	4,49	3,45	2,21	7,41	7,73	9,81
TiO ₂	1,57	1,31	1,05	0,40	0,28	1,13	0,00	0,06	0,09	0,46
CaO	11,27	12,40	12,96	12,88	14,95	11,20	7,28	3,90	0,01	0,77
MgO	8,10	8,10	5,27	9,61	10,97	7,96	26,09	26,79	33,16	29,68
MnO	0,14	0,14	0,12	0,10	0,10	0,17	0,17	0,09	0,08	0,18
Na ₂ O	3,24	2,46	2,02	1,63	1,81	2,10	0,30	0,04	0,01	0,01
K ₂ O	0,30	0,07	0,08	0,10	0,06	0,12	0,04	0,01	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,13	0,01	0,04	0,03	0,22
H ₂ O ⁺	0,52	0,97	0,69	2,67	2,94	1,08	5,66	7,68	10,36	10,30
H ₂ O ⁻	0,08	0,10	0,02	0,19	0,39	0,06	0,84	0,41	0,18	0,21
Suma	98,83	98,82	99,86	99,19	99,28	99,42	99,51	99,18	99,57	99,63
Elementos Trazas (ppm)										
Sr	125	90	200	120	130	180	70	20	10	10
Ba	—	—	80	100	100	100	< 100	< 100	< 100	< 100
Cr	350	370	300	500	000	000	1300	2500	1300	100
Ni	380	610	1130	500	900	600	3500	800	1400	100
V	95	85	50	40	24	40	20	32	88	76
Co	20	20	10	30	37	34	61	53	115	91
Cu	49	78	29	46	212	22	182	76	8	5
Óxidos recalculados										
SiO ₂	49,92	49,49	51,83	47,97	42,75	45,28	43,52	35,77	35,70	28,90
Al ₂ O ₃	14,47	15,86	16,91	17,84	19,28	15,05	7,57	18,72	17,30	19,43
Fe ₂ O ₃	2,92	3,09	3,78	3,82	3,87	12,95	10,10	3,43	2,82	5,50
FeO	7,57	6,47	5,51	4,66	4,68	3,51	2,38	8,13	8,68	11,00
TiO ₂	1,60	1,34	1,07	0,42	0,29	1,15	0,00	0,07	0,10	0,52
CaO	11,47	12,69	13,21	13,37	15,58	11,40	7,83	4,24	0,01	0,26
MgO	8,25	8,29	5,37	9,98	11,43	8,10	28,05	29,41	37,25	33,30
MnO	0,14	0,14	0,12	0,10	0,10	0,17	0,18	0,10	0,09	0,20
Na ₂ O	3,30	2,52	2,08	1,69	2,89	0,14	0,82	0,04	0,01	0,01
K ₂ O	0,31	0,07	0,08	0,10	0,06	0,12	0,04	0,01	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,13	0,01	0,04	0,03	0,25

TAB. 4: Contenido promedio de algunos elementos y óxidos en las dunitas metamórficas de Medellín y de complejos ofiolíticos.

DUNITAS METAMORFICAS DE MEDELLIN		DUNITAS METAMORFICAS (COLEMAN, 1977)
	Promedio	
MgO/MgO + FeO*	0.84 ± 0.01	0.86
MgO/SiO ₂	1.09 ± 0.11	~ 1.23
Al ₂ O ₃ (%)	0.74 ± 0.42	0.35
Cr (ppm)	1380 ± 567	< 1% Cr ₂ O ₃
Ni (ppm)	2787 ± 510	3100

Las composiciones de las dunitas se graficaron en los diagramas (Figs. 18 y 19) tomados de Coleman (1977). En ellos se observa claramente, que los valores se ajustan bien a los campos delimitados para las tectitas dunitas presentes en ofiolitas de otras áreas. Así mismo, no existe una variación continua en composición entre la ultramafita y las anfibolitas.

Los cuadros de coeficiente de correlación simple, usando regresión múltiple, no indicaron tendencias generales de los elementos en cuanto a su aumento o disminución con respecto al grado de serpentización (contenido de agua) en especial, por la poca cantidad de las muestras.

En ultramafitas con metamorfismo de bajo grado y con minerales serpentínicos y no serpentínicos, el contenido de aluminio se incrementa notablemente; la sílice, el magnesio y el calcio disminuyen y el hierro férrico se incrementa con respecto a las dunitas ligeramente serpentizadas. En las rocas metamórficas mono y biminales el contenido de aluminio es similar al de las anfibolitas, la sílice y el magnesio disminuyen con relación a las dunitas y el calcio se conserva bajo cuando se trata de clorititas y aumenta bastante en el caso de rocas con abundancia de anfíboles (Fig. 17). Las clorititas y las rocas de talco fueron formadas por intercambio metamórfico entre las serpentinitas (dunitas serpentizadas) y el dique andesítico. En dicho movimiento fue importante la introducción de sílice para la forma-

ción de talco. Las concentraciones en elementos trazas en las rocas metamórficas mono y biminales del contacto, especialmente en níquel y cromo, sugieren que son posiblemente derivadas de las ultramafitas.

Si se considera el contenido promedio en algunos elementos trazas en las dunitas de Medellín, con relación a las estimaciones de abundancias promedias en rocas ultramáficas según Vinogradov (1962), se observa como diferencia mas importante que las primeras contienen menos cromo y mas níquel (Tabla 5).

5.2. ANFIBOLITAS

Se hicieron 6 análisis químicos de elementos mayores y se determinaron 7 elementos trazas (Ba, Sr, Ni, Co, Cr, V y Cu) en muestras de anfibolitas (Tabla 3) localizadas en zonas vecinas al cuerpo ultramáfico.

El contenido de sílice es bajo y varía entre 41,02 y 50, 86. La razón MgO/MgO + FeO* fluctúa entre 0,32 y 0,65. Para esta misma razón Coleman (1977) reporta valores entre 0,29 y 0,54 para basaltos y espilitas toleíticas de complejos ofiolíticos de diferentes partes del mundo.

La mayoría de las muestras de anfibolita se ubican en los campos delimitados por Miyashiro et al. (1971), para gabros no alterados de la dorsal del Atlántico, utilizando diagramas de Na₂O y CaO vs SiO₂ (Fig. 20).

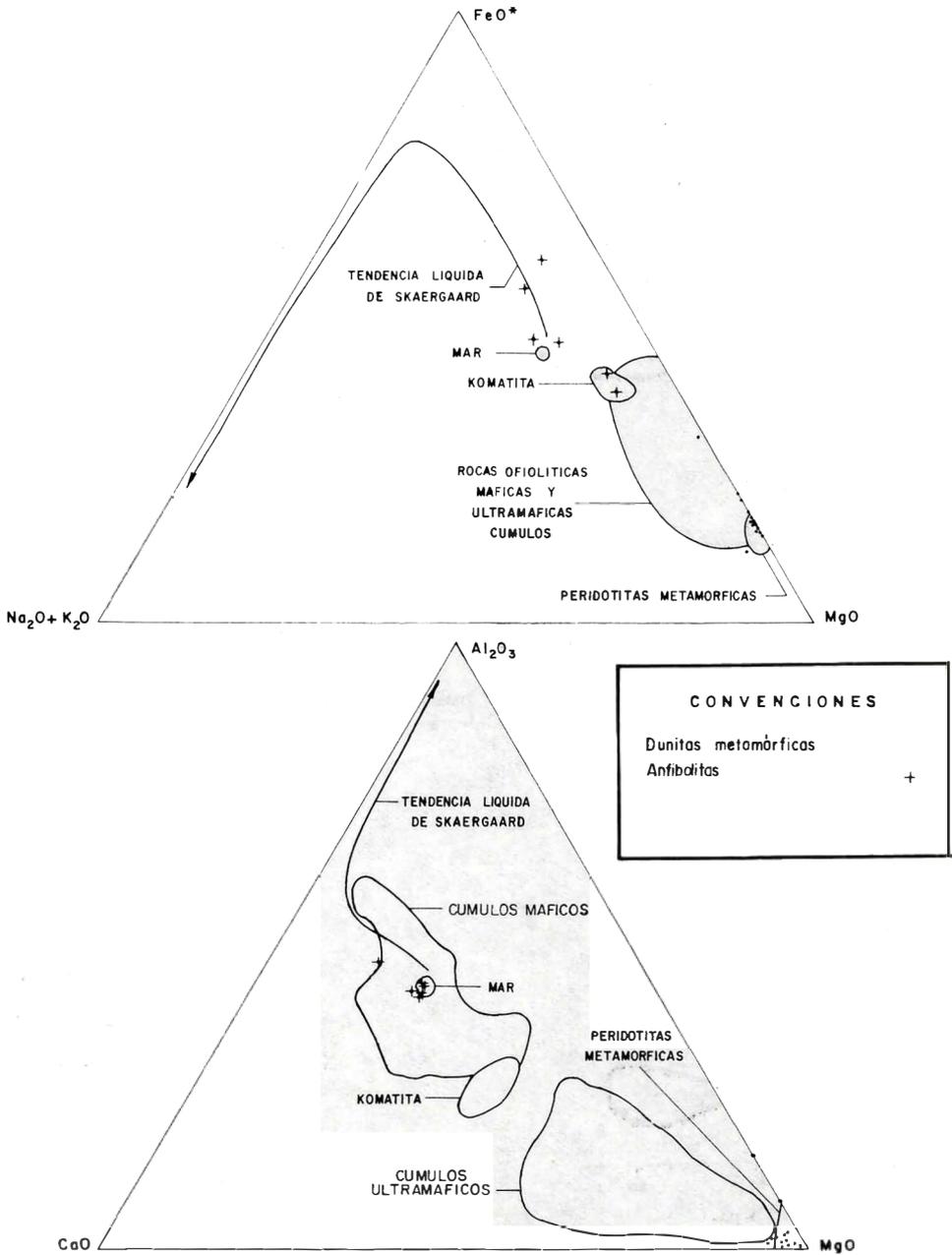


FIG. 18: Diagramas AFM y Al_2O_3 - CaO - MgO de las dunitas metamórficas de Medellín y de las anfíbolitas. Campos delimitados por Coleman (1977).

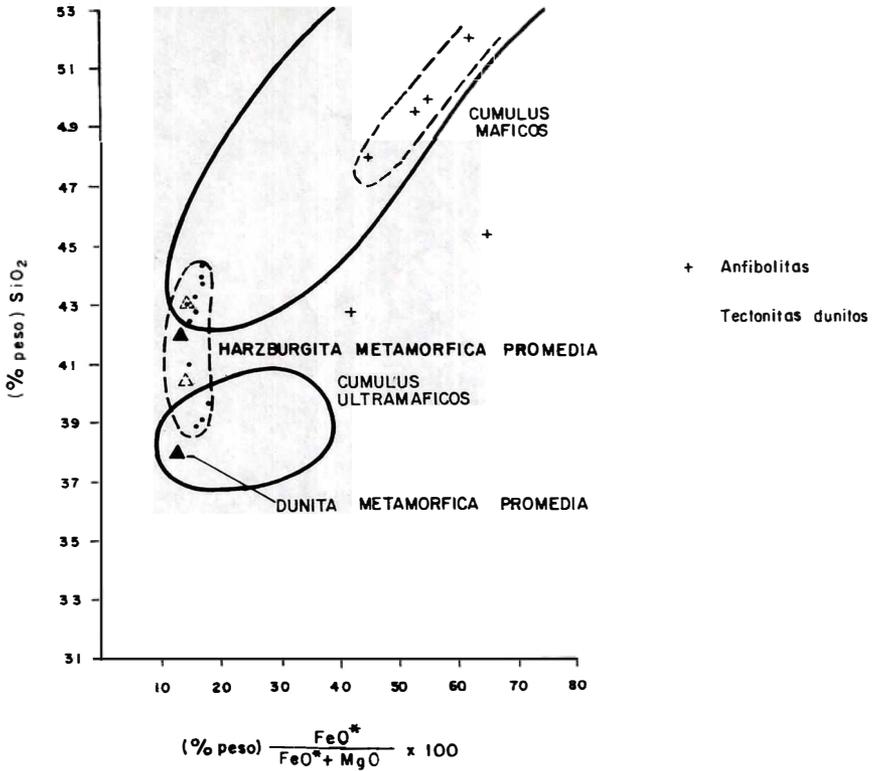


FIG. 19: Diagrama SiO₂ vs FeO*/MgO + FeO* para las tectonitas dunitas de Medellín y las anfibolitas asociadas. Campos delimitados por Coleman (1977). FeO* como hierro total. Porcentaje en óxidos recalculados sin H₂O.

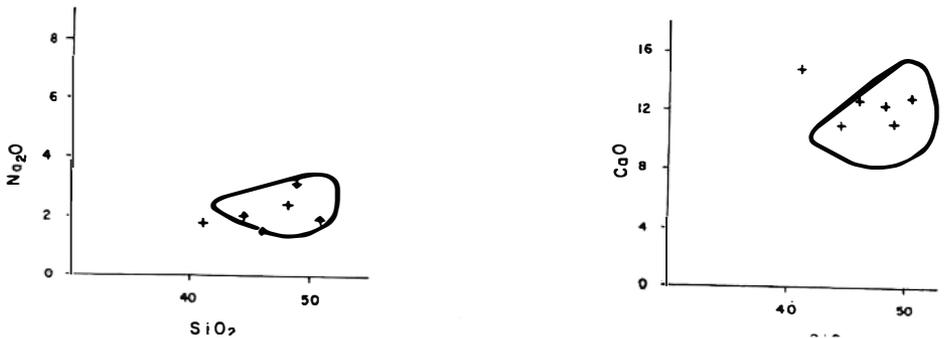


FIG. 20: Diagramas Na₂O vs SiO₂ y CaO vs SiO₂ para las anfibolitas asociadas a las tectonitas dunitas de Medellín. Campos delimitados por Miyashiro (1971) para gabros inalterados de la dorsal del Atlántico.

TAB. 5: Promedio y comparación del contenido en algunos elementos trazas de las dunitas de Medellín y de roca ultramáfica promedia.

	DUNITAS DE MEDELLIN ppm	ROCA ULTRAMAFICA (1) ppm
Cr	1400	2000
Ni	2800	2000
Co	200	130
V	20	40
Cu	15	20

(1) Según Vinogradov (1962)

El rango de variación del TiO_2 , está entre 0,28 y 1,57 porcentajes que estarían comprendidos en el rango de las toleitas de arcos de islas especialmente. El contenido de Ti es importante porque este elemento parece no ser afectado significativamente, como otros elementos, durante los procesos metamórficos (WINCHESTER y FLOYD, 1975; COLEMAN, 1977) aunque podría decrecer ligeramente con el metamorfismo (ELLIOT, 1973).

En el diagrama $Na_2O + K_2O$ vs SiO_2 (Fig. 21), las muestras de anfibolita se ubican en general en el campo subalcalino.

En el diagrama AFM (Fig. 22) todas las muestras se sitúan paralelamente al lado $FeO^* - MgO$ siguiendo la tendencia toleítica.

El contenido en elementos trazas es obviamente muy diferente al de las dunitas de Medellín. El estroncio en las anfibolitas tiene una fuerte coherencia geoquímica con el Ca y se encuentra principalmente en las plagioclasas.

De lo anterior se concluye que las anfibolitas provienen de magmas toleíticos, pero con la información que se tiene no es posible saber ciertamente cual fue el marco tectónico de generación y si constituyeron principalmente derrames basálticos o fueron en parte gabros.

6. ORIGEN Y EMPLAZAMIENTO

La historia de la dunita de Medellín, como la de ultramafitas alpinas de otras áreas, por ejemplo las peridotitas de las Montañas Burro en EE. UU., es bastante compleja.

Las ultramafitas tipo alpino han sido consideradas como procedentes del manto superior con base en la evidencia de su deformación en estado sólido y frío, la homogeneidad química en el mundo y al hecho de encontrarse en el núcleo de cinturones montañosos deformados (HESS, 1955; GREEN, 1964; LONEY et al, 1971). Las tectonitas dunitas de Medellín son similares a dichas ultramafitas en cuanto a mineralogía, petrografía, fábrica deformacional y química.

La composición mineralógica, forsterita + espinel crómico, las ubica en el pequeño campo de estabilidad delimitada por MacGregor (1967) para peridotitas de espinel a altas temperaturas y presiones moderadamente altas (Fig. 23). De acuerdo con este gráfico el campo de estabilidad estaría por encima de las gradientes geotermales continentales y oceánicas, por lo tanto, es improbable que existan como asociaciones estables en la corteza inferior o manto. Para que ello suceda se requieren gradientes geotermales excesivamente altas durante períodos orogénicos o formación directa de peridotita de espinel, en nuestro caso de las dunitas con espinel, por cristalización fraccionada de

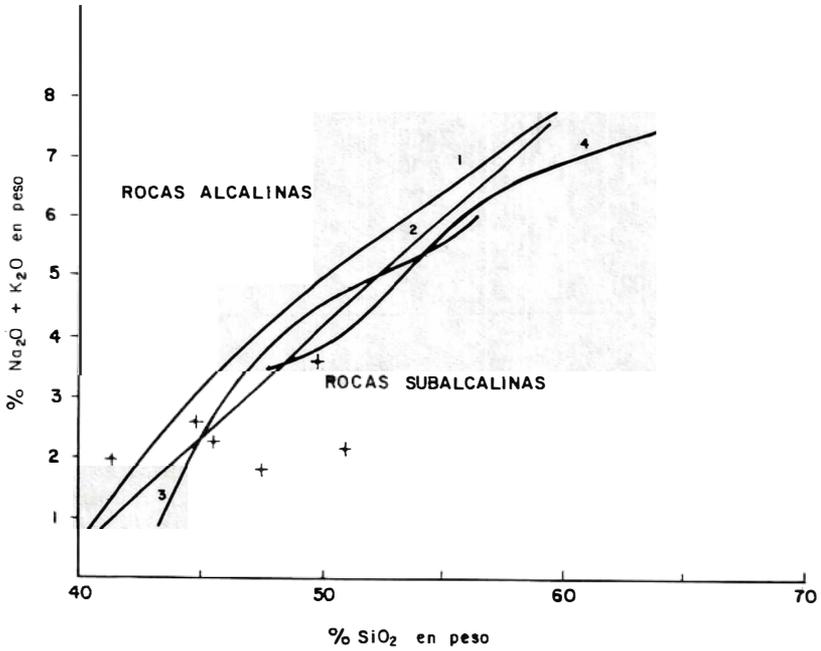


FIG. 21: Diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 para las metabasitas (anfíbolitas) asociadas a las dunitas metamórficas de Medellín. Distribución de rocas alcalinas y subalcalinas (tomado de SCHWARZER y ROGERS, 1974). Curva 1: (IRVINE y BARAGAR, 1971), sobre información de diversas áreas. Curva 2: (McDONALD y KATSURA, 1964), basada sobre las islas Hawaii. Curva 3: (HYNMAN, 1972), sobre áreas distintas. Curva 4: (KUNO, 1968) con base en información del Japón, Corea y Manchuria.

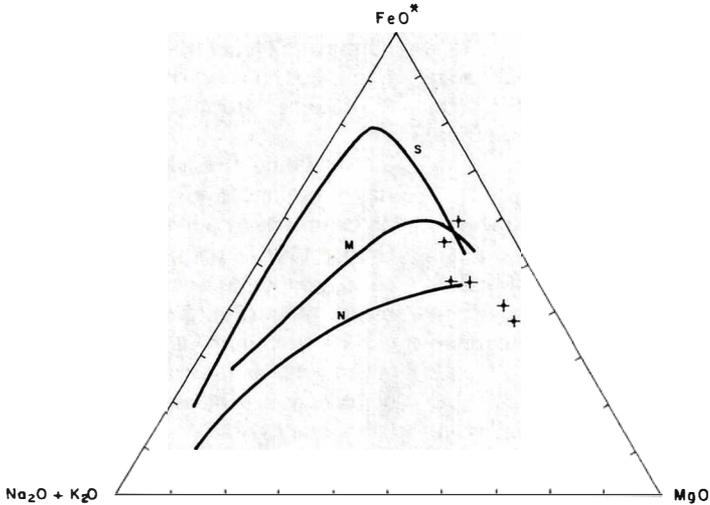


FIG. 22: Diagrama de variación química AFM de las metabasitas (anfíbolitas) asociadas a las dunitas metamórficas de Medellín. Se delimita el campo calcoalcalina MN. S es la tendencia de diferenciación de Skaergaard. FeO^* es el hierro total.

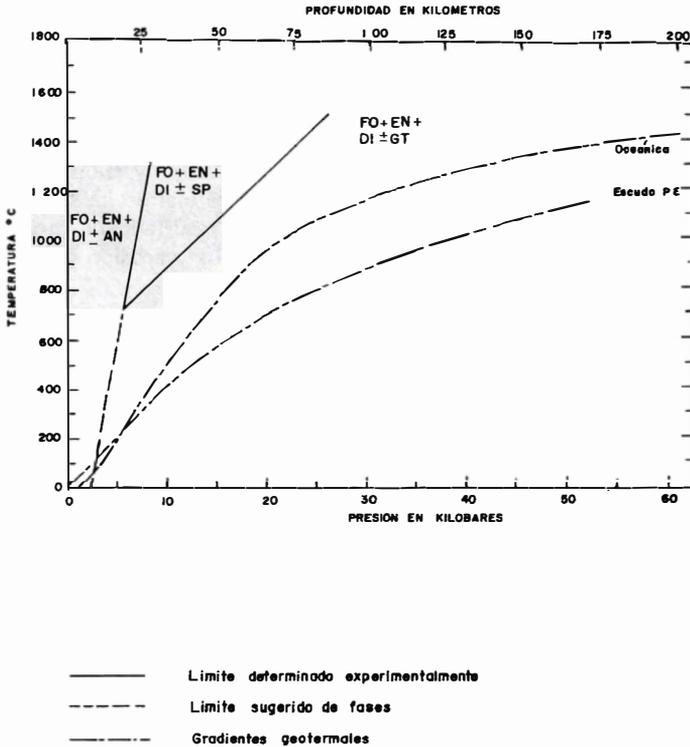


FIG. 23: Sección temperatura - presión que ilustra la variación con la profundidad de las asociaciones de fases para peridotita. Forsterita (FO), Enstatita (EN), Diópsido (DI), Espinel (SP), Anortita (AN), Granate (GT), (Tomado de MACGREGOR, 1967).

magmas basálticos en grandes cámaras magmáticas en la corteza inferior o subcorticales (MACGREGOR, 1967).

La evidencia de deformación en estado sólido, la ausencia de texturas tipo cúmulos, la composición química bastante uniforme que sugiere que el bandeamiento críptico muy posiblemente no exista, no se observa bandeamiento rítmico, la composición de los olivinos ($Fo_{92} Fa_8$) muy diferente en comparación con la de cuerpos ultramáficos estratiformes (menor de Fo_{80} ; GREEN, 1964) y la presencia de cuerpos podiformes de cromita, diferencian claramente las dunitas de Medellín de las intrusiones estratiformes e insinúan que los procesos de asentamiento gravitatorio de cristales a partir de magmas máficos no fueron importantes o no existieron. Por otra parte, no se observaron evidencias de la presencia de un magma ultramáfico. Thayer (1964), y Coleman (1977), consideran que todos los depósitos de cromita del tipo podiforme están relacionados a dunitas y harzburgitas deformadas de secuencias ofiolíticas.

Es probable que la dunita tectonizada de medellín sea un residuo refractario producto de la fusión parcial de un manto primitivo. De hecho, está enriquecida en elementos refractarios tales como Mg, Cr y Ni. Datos experimentales en donde las harzburgitas representan un residuo refractario

(manto vaciado) han sido presentados por Green (1971), Ringwood (1969) y O'Hara (1968).

Después de la cristalización de la roca dunitica primaria, ésta estuvo sujeta a deformación plástica bajo condiciones de alta temperatura y moderada presión en un ambiente subcortical (Fig. 23), desarrollándose la foliación mineralógica y la orientación del olivino. Aunque no se realizaron estudios en detalle de microfábrica, la elongación de éste último mineral parece ser paralela en los planos de foliación. Loney et al. (1971), consideran que en las peridotitas metamórficas de las Montañas Burro, la deformación y recristalización ocurrieron en corto tiempo después del episodio magmático, mientras la temperatura estaba todavía alta. En un caso diferente se necesitarían gradientes geotermales excesivamente altas.

Las características de la dunita tectónica de Medellín en cuanto a fábrica tectónica, mineralogía, petrografía y química, sugieren que dicho cuerpo pudo representar la base de un complejo ofiolítico que sufrió desmembramiento tectónico. Bajo circunstancias especiales y después del período de deformación plástica, cuerpos ultramáficos, como la dunita de Medellín, podrían haber sido tectónicamente separados del manto y emplazados a niveles corticales poco profundos en márgenes continentales siendo actualmente fragmentos alóctonos (COLEMAN, 1971; PEYVE, 1969; DIETZ, 1963).

Los mecanismos de emplazamiento a niveles superiores de la corteza de las ultramafitas como cuerpos fríos, es asunto de controversia. El emplazamiento podría haber ocurrido en varias fases, tales como cabalgamiento (Thrusting) de manto superior y corteza oceánica sobre la corteza continental DEVIS, 1968) y subsecuente quiebre y remoción parcial de los bloques (thrust sheet) como el resultado de movimientos tectónicos tardíos y erosión (LONEY et al, 1971).

Las tectonitas dunitas de Medellín fueron emplazadas en épocas anteriores al Cretáceo tardío (son pre-Batolito Antioqueño). Asimismo, las asociaciones mineralógicas secundarias presentes en las mismas corresponden a un metamorfismo interno hidratado de baja temperatura y no penetrativo. Existen varios datos geocronométricos K/Ar que sugieren un posible evento metamórfico regional penetrativo a finales del Paleozoico, en el sector septentrional de la Cordillera Central que afectó el núcleo de dicha Cordillera, del cual forman parte las anfibolitas del Grupo Ayurá - Montebello. Con posterioridad a este evento, no se han reconocido otros episodios claros de metamorfismo. Con base en lo anterior es probable que el emplazamiento de la masa ultramáfica haya tenido lugar entre el Triásico y el Cretáceo tardío. El desarrollo de diaclasas y fallas internas podrían estar relacionadas con eventos que afectaron también las rocas encajantes.

7. REFERENCIAS

- ALVAREZ, J., ECKARDT, F., 1970.- *Geología detallada de la parte suroeste del Cuadrángulo I-8 Medellín*. Fac. Nal. de Minas (Tesis de Grado; inédito), 64 p.
- ALVAREZ, J. et al, 1970.- *Mapa Geológico del Cuadrángulo H-8, Yarumal, y parte del Cuadrángulo H-7, Ituango*. Escala 1:100.000, Ingeominas, Bogotá.
- ALVAREZ, J., 1979.- *Geología de la Cordillera Central y el Occidente Colombiano y Petroquímica de los intrusivos granitoides Meso-Cenozoicos*. Univ. de Chile (Tesis de Doctorado, Inédito), 359 p.
- ALVAREZ, J., MUÑOZ, R., 1981.- *Distribución del Cromo, Níquel y Cobalto en la saprolita y en concentrados de sedimentos fluviales derivados de la dunita de Medellín. Informe 1841*. Ingeominas, 46 p. Bogotá.
- ARANCO, J., KASSEM, T., DUQUE, H., 1976.- *Mapa Geológico de Colombia*. Escala 1:1'500.000. Ingeominas, Bogotá.

- AVE'LALLEMANT, H.G., CARTER, N. L., 1970.- *Syntectonic recrystallization of olivine and modes of flow in the Upper Mantle*. Geol. Soc. Am. Bull. (Boulder, Colorado) 81 (8): 2203-2220.
- BARRERO, D., ALVAREZ, J., KASSEM, T., 1969.- *Actividad ígnea y tectónica en la Cordillera Central durante el Meso-Cenozoico*. Bol. Geol. 18 (1-3): 145-173. Bogotá.
- BARRERC, D., 1979.- *Geology of the Central Western Cordillera, West of Buga and Roldanillo, Colombia*. Pub. Geol. Esp. Ingeominas, 4: 1-75. Bogotá.
- BOTERO, G., 1963.- *Contribución al conocimiento de la geología de la zona central de Antioquia*. An. Fac. Min. 57: 101. p. Medellín.
- CADY, W.M., ALBEE, A.L., CHIDESTER, A.H., 1963.- *Bedrock geology and asbestos deposits of the Upper Mississipi Valley and vicinity, Vermont*. U.S. Geol. Survey Bull. 1122-B, B-1 - B-78. Washington.
- CASE, J. et al., 1971.- *Tectonic investigations in Western Colombia and Eastern Panamá*. Geol. Soc. Am. Bull. (Boulder, Colorado) 82 (10): 2686-2711.
- COLEMAN, R. G., 1971.- *Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges*. Jour. Geophys. Res. 76: 1212-1222. Washington.
- 1977.- *Ophiolites*. Springer Verlag, Heidelberg, 229 p.
- DEVIS, H. L., 1968.- *Papuan ultramafic belt*. 23rd Intern. Geol. Congr., Sect. 1, p. 209-220.
- DIETZ, R.S., 1963.- *Alpine serpentinites as oceanic rind fragments*. Bull. Geol. Soc. Am. (Boulder, Colorado) 74:947-952.
- ECHEVERRIA, L.M., 1973.- *Zonación de las rocas metamórficas del Valle de Aburrá y sus alrededores*. An. Fac. Minas (Medellín) 58: 30-56.
- ELLIOT, R.B., 1973.- *The chemistry of gabbro/antfibolite transitions in south Norway*. Contr. Min. and Pet. 38: 71-79: Amsterdam.
- ESPINOSA, A., 1980.- *Sur las roches basiques et ultrabasiques du bassin du Patía (Cordillera Occidental des Andes Colombiennes): Etude Géologique et Péetrographique*. Univ. Genève (These Doctorade), 242 p.
- GONZALEZ, H., 1980.- *Geología de las Planchas 167, Sonsón, y 187 Salamina*. Bol. Geol., 23 (1): 1-174. Bogotá.
- GREEN, D.H., 1964.- *The petrogenesis of the high-temperature peridotite intrusion in the Lizard Area, Cornwall*. Jour. Pet. 5: 134-183. Oxford.
- , 1971.- *Compositions of basaltic magmas as indicators of conditions of origin: Application to oceanic volcanism*. Roy. Soc. London Phil. Trans., A268, 707-722.
- HESS, H.H., 1955.- *Serpentinites, Orogeny and Epeirogeny*. Geol. Soc. Am. Spec. Paper 62:391-407. Washington.
- JARAMILLO, J.M., POSADA, J.H., SERNA, R., 1971.- *Serpentinitas que afloran en la parte oriental del Valle de Medellín y sus minerales asociados*. Fac. Minas. Medellín (Tesis de grado, Inédito), 74 p.
- KASSEM, T., ALVAREZ, J., ARANGC, J. L., 1979.- *Mapa Geológico de Antioquia*. Escala 1:500.000. Ingeominas, Bogotá.
- LONEY, R.A., HIMMELBERG, E.R., COLEMAN, R.G., 1971.- *Structure and petrology of the Alpine type peridotite at Burro Mountain, California*. Jour. Pet. 12:245-309. Oxford.
- MACGREGOR, I.D., 1967.- *Mineralogy of model mantle compositions*. In: Ultramafic and Related Rocks, p. 382-393. Wyllie, P.J. (ed). Wiley. New York.

- MEJIA, M. et al, 1983.- *Geología y Geoquímica de las Planchas 130 (Santa Fe de Antioquia) y 146 (Medellín Noroccidental)*. Esc. 1:100.000. Ingeominas. Bogotá.
- MIYASHIRO, A., SHIDO, F., EWING, M., 1971.- *Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30° N*. Roy Soc. London Phil. Trans. 268: 589-603. London.
- OCOLA, L. et al, 1977.- *Estructura de la corteza por debajo de los Andes en el sur de Colombia y norte del Ecuador en base a los datos de retracción sísmica*. Proy. Coop. Inter. Nariño, Colombia, p. 71-81.
- O'HARA, M.J., 1967.- *Mineral facies in ultrabasic rocks*. In: Ultramafic and related rocks, p. 7-18. Willie, P.J. (ed) Wiley. New York.
- 1968.- *The bearing of phase equilibria studies on synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks*. Earth, Sci. Rev. 4:69-133. Amsterdam.
- PEYVE, A.V., 1969.- *Oceanic crust of the geologic past*. Symp. Ophiolites in the earth's crust. Acad. Sci. URSS Geol. Inst. Moscow, pt. 1: 3-45.
- RESTREPO, J.J., TOUSSAINT, J.F., 1973.- *Obducción cretácea en el Occidente Colombiano (Inf. Prelim.)* Pub. Esp. Geol. Fac. Cienc. 12:1-13. Medellín.
- RINGWOOD, A E., 1969.- *Composition and evolution of the upper mantle*. In: The Earth Crust and upper Mantle. Hart, P J., (ed) Geophys. Monograph. 13, Am. Geophys. Union, 1-17. Washington.
- SCHWARZER, R. and ROGERS, J.W., 1974.- *A worldwide comparison of alkali olivine basalts and their differentiation trends*. Earth and Planet. Sci. letters 23: 286-296. Amsterdam.
- THAYER, T.P., 1960.- *Some critical differences between alpine type and stratiform peridotite-gabbro complexes*. Inter. Geol. Congr., Rept. 21 sess. Worden pt. 13: 247-259.
- , 1964.- *Principal features and origin of podiform chromite deposits and some observations on the Guleman-Soridag district, Turkey*. Econ. Geol. (El Paso, Texas) 59:1497-1524.
- , 1966.- *Serpentinization considered as a constant volume metasomatic process*. Am. Min. 51: 685-709. Washington.
- VINOGRADOV, A.P., 1962.- *Average contents of chemical elements in the principal types of igneous rocks of the Earth's Crust*. Geochemistry: 661-664.
- WINCHESTER, J.A., FLOYD, P.A., 1975.- *Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks*. Earth and Planet. Sci. Letters 28:459-469. Amsterdam.
- YODER, H.S., Jr., 1952.- *The MgO - Al₂O₃ - SiO₂ - H₂O system and the related metamorphic facies*. Am. Jour. Sci. (New Haven, Conn) Bowen vol., pt., 2, p. 569 - 627.
- YODER, H.S., Jr., SAHAMA, T.G., 1957.- *Olivine X-ray determinative curve*. Am. Min. 42: 475 - 491. Washington.

**DISTRIBUCION DE CROMO, NIQUEL Y COBALTO EN LA SAPROLITA Y EN
LOS CONCENTRADOS DE SEDIMENTOS FLUVIALES DERIVADOS DE
LAS DUNITAS DE MEDELLIN**

Informe 1841

Por:

JAIRO ALVAREZ AGUDELO — RAUL H. MUÑOZ ARANGO
Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras

1981

CONTENIDO

	<u>Página</u>
RESUMEN	49
1. INTRODUCCION	49
1.1. OBJETIVOS DEL TRABAJO	49
1.2. LOCALIZACION	49
1.3. CLIMA	49
1.4. VEGETACION	51
1.5. RELIEVE Y DRENAJE	51
1.6. METODOS DE CAMPO	51
1.7. METODOS DE LABORATORIO	53
2. MARCO GEOLOGICO REGIONAL	53
2.1. OCURRENCIAS DE CROMITA	54
3. GEOQUIMICA	54
3.1. DISTRIBUCION DE CROMIO, NIQUEL y COBALTO EN LA SAPROLITA DERIVADA DE DUNITA, AREA DE SANTA ELENA	54
3.1.1. CROMO	54
3.1.1.1. Interpretación	58
3.1.2. NIQUEL Y COBALTO	60
3.1.2.1. Interpretación	61
3.2. CROMO, NIQUEL y COBALTO EN LOS CONCENTRADOS EN BATEA	64
3.2.1. RESULTADOS	64
4. CONCLUSIONES	70
5. RECOMENDACIONES	70
6. BIBLIOGRAFIA	71

FIGURAS

1. Ubicación, marco geológico y ocurrencias de cromita en las dunitas de Medellín	50
2. Pendientes topográficas y ubicación de los sondeos. Area de Santa Elena . . .	52
3. Concentración de cromo, níquel y cobalto en los sondeos de las líneas L0 y 1L0. Area de Santa Elena	55
4. Concentración de cromo, níquel y cobalto en las muestras de saprolita de los sondeos del perfil A A.	56
5. Distribución de la frecuencia acumulativa en cromo, níquel y cobalto en la saprolita de dunita del área de Santa Elena	57
6. Histogramas de valores Co, Ni y Cr en la saprolita derivada de dunita. Area de Santa Elena	58
7. Distribución de cobalto, níquel y cromo en saprolita de dunita. Area de Santa Elena	59

8. Relación de estabilidad entre algunos compuestos de níquel y cobalto en agua a 25°C y una atmósfera de presión total	62
9. Diagramas de correlación Co - Fe, Co - Mn, Ni - Fe, Ni - Mn en muestras de saprolita derivada de dunita del área de Santa Elena	63
10. Contenido de cromo en los concentrados de las quebradas que drenan el cuerpo de dunitas de Medellín	65
11. Contenido de níquel y cobalto en los concentrados de las quebradas que drenan el cuerpo de dunitas de Medellín	66
12. Histogramas de contenidos de Cr, Co y Ni en los concentrados en batea provenientes de corrientes que drenan la dunita y las rocas encajantes de la misma	68
13. Distribución de la frecuencia acumulativa en cromo, cobalto y níquel en los concentrados en batea de la dunita de Medellín y de las rocas encajantes . . .	68
14. Diagramas de dispersión mostrando la correlación entre pares de elementos trazas	69

RESUMEN

En el cuerpo de dunitas de Medellín, se presentan varios depósitos podiformes de cromita. En una zona restringida de dicho cuerpo, alrededor de una ocurrencia de cromita, se hizo un estudio geoquímico sobre la distribución de Ni, Co y Cr en la saprolita y en los concentrados en batea procedentes de la ultramafita, con el fin de conocer la utilidad de estos elementos como indicadores de mineralizaciones. Los análisis fueron realizados por espectrografía semicuantitativa.

El níquel y el cobalto en la saprolita son afectados notoriamente por la meteorización química siendo redistribuidos y lixiviados y no son útiles como indicadores de ocurrencias de cromita. Ambos elementos tienen una coherencia geoquímica más alta con el hierro que con el manganeso. El cromo, en cambio, se encuentra principalmente en los minerales resistentes (cromita y magnetita), e indica la distribución primaria del mismo en la dunita.

La zona al oeste del depósito de Patio Bonito, tiene valores altos en cromo, lo cual sugiere una mayor concentración de cromita y mejores posibilidades para cuerpos de cromita.

La prospección geoquímica usando concentrados en batea, demostró ser útil y mediante esta herramienta se encontraron dos áreas anómalas, en la cuenca de captación de la quebrada Las Palmas.

1. INTRODUCCION

En varias partes del mundo se presentan depósitos podiformes de cromita relacionados con ultramafitas tipo Alpino, los cuales han sido objeto de investigación y explotación exhaustiva. En Colombia, depósitos conocidos de dicho mineral sólo ocurren asociados con las dunitas de Medellín. La importancia de la cromita en diferentes campos de la industria y la escasez de la misma en el país hace que la investigación de las ocurrencias

de dicho mineral sea considerada dentro de las actividades exploratorias del Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras (INGEOMINAS).

La literatura sobre prospección geoquímica aplicada a ocurrencias de cromita es relativamente escasa, igualmente sobre la distribución de elementos en el ambiente exógeno relacionado con saprolita derivada de dunitas. En los aspectos mencionados, no se ha realizado antes en Colombia ningún estudio usando técnicas geoquímicas.

1.1. OBJETIVOS DEL TRABAJO

El presente trabajo tiene los siguientes objetivos:

- Obtener información preliminar sobre la distribución de cromo, níquel y cobalto en la saprolita, producto de meteorización de dunita, en una área contigua a la ocurrencia de cromita en Patio Bonito (área de Santa Elena); conocer las relaciones entre dichos elementos y la posibilidad de utilizarlos como "trazadores" si existe alguna variación en su concentración.
- Estudiar los contenidos de cromo, níquel y cobalto en los concentrados obtenidos de sedimentos fluviales mediante bateo y su relación con posibles depósitos de cromita.

1.2. LOCALIZACION

Los estudios geoquímicos de la saprolita y de los concentrados en batea, se hicieron en un cuerpo de dunita de 52 km de longitud, situado al oriente y norte de la ciudad de Medellín (Departamento de Antioquia). Para la saprolita se escogió un área de 0,13 km² localizada en la región de Santa Elena. Para los concentrados se muestrearon las diversas corrientes que drenan el área del cuerpo de dunita (Fig. 1).

1.3. CLIMA

La mayor parte del cuerpo ultramáfico aflora en zonas altas y frías cuya temperatu-

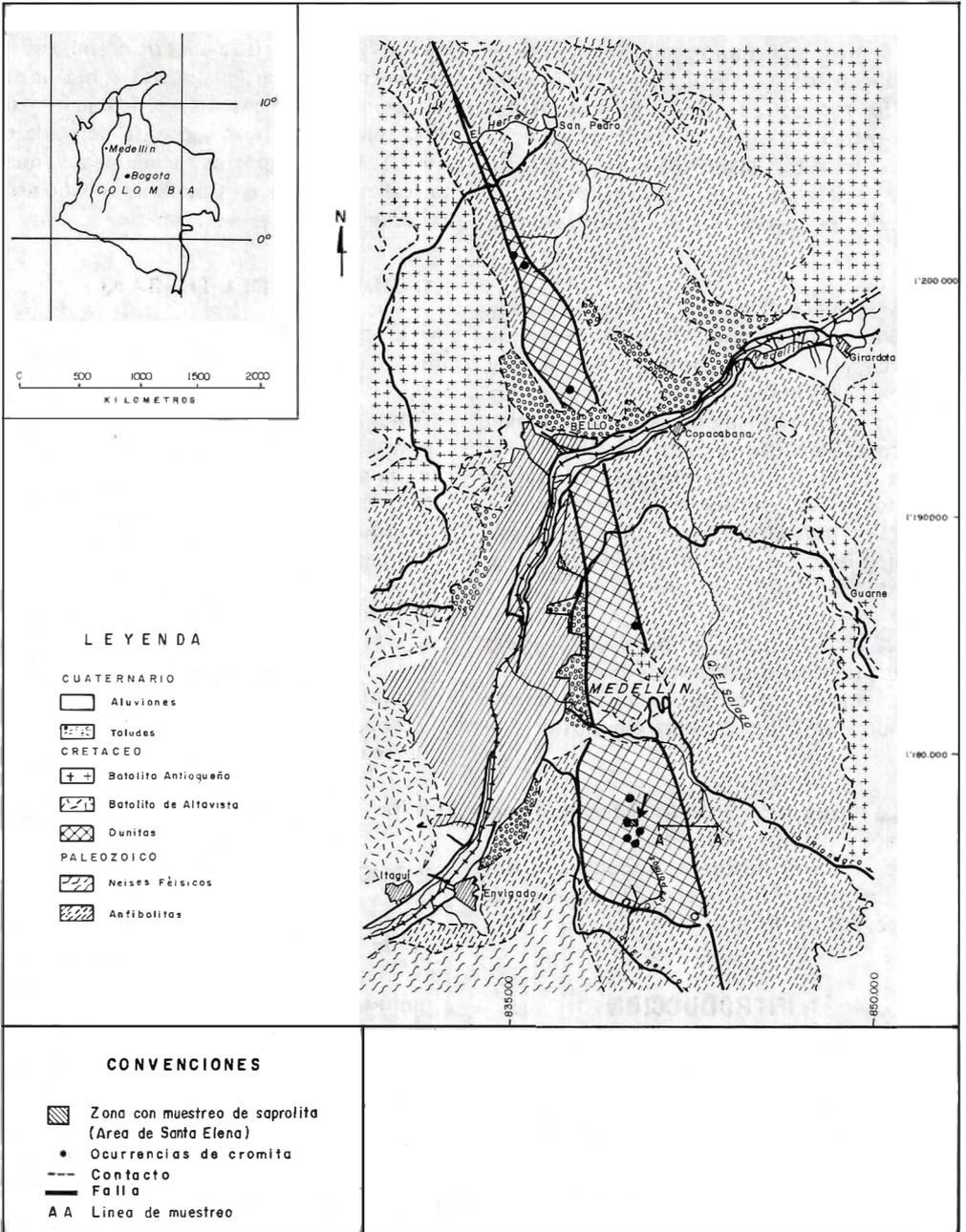


FIG. 1: Ubicación, marco geológico y ocurrencias de cromita en las dunitas de Medellín (Modificado de BOTERO, 1965).

ra promedio es de 17°C. Sólo un sector de pocos kilómetros cuadrados ubicado al norte del cuerpo, en vecindades de la población de Bello, se tiene una temperatura de 21°C.

La precipitación es de 1.800 mm anuales en promedio. Las fluctuaciones pluviométricas definen los siguientes períodos:

Invierno: Abril a mayo
Septiembre a noviembre

Verano*: Diciembre a marzo
Junio a agosto

1.4. VEGETACION

Unas de las características típicas de los suelos derivados de las dunitas, se relacionan con la esterilidad de los mismos. Este hecho es obvio en las laderas orientales del valle de Medellín y en los terrenos situados al noreste de la población de Bello. Allí la vegetación es exigua siendo comunes los helechos y pequeños arbustos.

Una situación contrastante se presenta donde las lateritas están cubiertas con cenizas volcánicas como ocurre en la mayoría del cuerpo ultramáfico. La vegetación en este caso, consiste principalmente en tierras cultivadas con hortalizas, zonas locales de bosque húmedo montano bajo (ESPINAL, 1964), plantaciones de coníferas y pasto.

1.5. RELIEVE Y DRENAJE

A pesar de la competencia y dureza de las dunitas, la posición de las mismas como parte integrante de los altiplanos del Oriente Antioqueño y del Llano de Ovejas al noroccidente de Medellín, con alturas superiores a los 2.400 m y la existencia de un drenaje poco desarrollado en ellos, induce a una topografía ondulada con diferencias de nivel menores de 100 m en general.

Sóloamente en la ladera oriental del valle de Medellín y al norte de Bello en donde la dunita aflora, la topografía es escarpada y las

pendientes sobrepasan, en algunos casos, los 45° de inclinación.

Buena parte de las quebradas afluentes del río Medellín que cortan la dunita, sólo lo hacen en la parte superior de su curso. En las zonas altas y relativamente planas el drenaje está pobremente desarrollado. Únicamente en el sector sur del cuerpo de dunita, la quebrada Las Palmas y sus tributarias forman una red de drenaje de alguna importancia, en la cual la mayoría de las corrientes van por encima de la dunita después de haber labrado su cauce en la cubierta de cenizas volcánicas. En el área estudiada buena parte de las quebradas afluentes del río Medellín, sólo cortan la dunita en las cabeceras de las mismas.

En el pequeño sector del área de Santa Elena, donde se realizó el muestreo de saprolita (Figura 1), la topografía es suave, con pendientes generalmente menores de 20° (Fig. 2), y un drenaje poco desarrollado de naturaleza esencialmente subterránea. El rasgo topográfico más importante lo constituye el Alto de Patio Bonito sobre cuya pendiente se presenta la ocurrencia de cromita del mismo nombre y sobre el cual se realizó el muestreo.

1.6. METODOS DE CAMPO

De acuerdo con los objetivos del trabajo, se procedió en la forma siguiente:

1.6.1. MUESTREO DE SAPROLITA EN EL AREA DE SANTA ELENA

Se seleccionó un rectángulo de 445 m x 300 m con centro en la ocurrencia de cromita de Patio Bonito (explotada y actualmente abandonada) (Figs. 1 y 2). En esta área se realizó un levantamiento con brújula y cinta ubicando los sitios de muestreo cada 25 m. En cada sitio se hizo un sondeo utilizando para ello un auger manual de 2" de diámetro (5.08 cm), con el cual se obtuvieron muestras tanto de la cubierta de cenizas volcánicas que reposan sobre la ultramafita, como de la parte saprolítica de esta última roca. Se realizaron un total de 272 sondeos

*Durante dichos meses se presentan lluvias, pero menos abundantes.

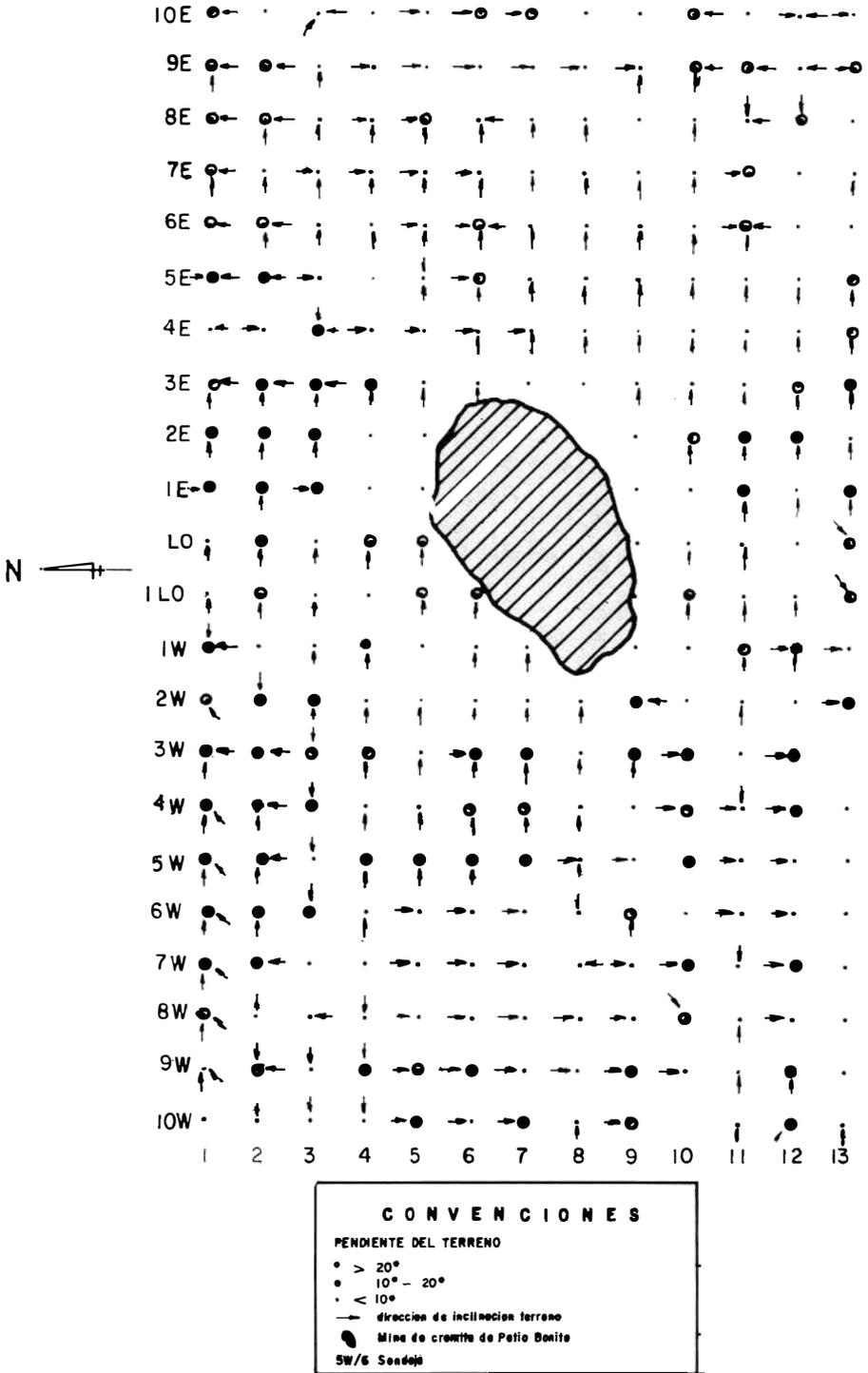


FIG. 2: Pendientes topográficas y ubicación de los sondeos. Area de Santa Elena.

con una profundidad que varió de 0.60 m a 2.50 m.

1.6.2. MUESTREO DE CONCENTRADOS DE BATEA

En cada una de las quebradas que drenan el cuerpo de ultramafita se recolectaron una o varias muestras de sedimentos fluviales activos, las cuales fueron sometidas al proceso de concentración por bateo manual. El distanciamiento entre muestras fluctuó entre 250 m y 500 m a lo largo del cauce de las quebradas. Asimismo, en cada sitio de muestreo el número de bateadas varió de una a tres dependiendo de la cantidad de concentrados.

1.7. METODOS DE LABORATORIO

Las determinaciones analíticas son semicuantitativas y fueron hechas por el ingeniero Darío Monsalve en un espectrógrafo Jarrell-Ash de 1,5 m montaje Wadworth, modelo 98 - 090. Las lecturas del espectro se efectuaron empleando un comparador visual de la misma marca.

Los patrones utilizados fueron preparados usando un factor de dilución de:

$$\sqrt[3]{10}$$

obteniéndose una serie de concentraciones cuyos valores se aproximan a los de la serie . . . 70; 50; 30; 20; 15; 10; 7; 5; 3; 2; 1.5; 1 . . .

Por este método, "la precisión se establece de acuerdo con el grado de variación de la serie de valores escogida para los patrones" (MONSALVE, 1979). La precisión de cualquier resultado se encuentra entonces, dentro de más o menos un intervalo en la serie de valores de los patrones con una probabilidad del 68% y dentro de más o menos dos intervalos con una probabilidad del 95%

A las muestras de suelo se les determinó el Eh - Ph usando un medidor Orion - 407A y para las determinaciones espectroquímicas se les sometió a un tratamiento ru-

tinario de secado, trituración y tamizado a malla 80. A los concentrados en batea se les estudió el contenido de Cr, Ni y Co tanto en la fracción fuertemente magnética (individualizada con imán de mano), como en la no magnética y débilmente magnética. A esta última fracción se le efectuó separación magnética de minerales claros y oscuros usando el separador isodinámico Frantz.

Los análisis realizados en cada una de las fracciones indicaron que los resultados cambian poco en la concentración de elementos como Ni, Co y Cr si la fracción no magnética es aproximadamente menor del 40%; si es mayor se diluyen las concentraciones. Por consiguiente, si la toma de muestras es correcta, en el ambiente geológico donde se desarrolló este estudio, debe contener menos del 40% de fracción no magnética, no justificándose ninguna separación. Toda la muestra, por lo tanto, se analizó espectrográficamente.

2. MARCO GEOLOGICO REGIONAL

La unidad litológica mayor en el área está constituida por anfíbolitas, con algunas intercalaciones y cuerpos menores de meta-sedimentos con metamorfismo de alto grado, en facies anfíbolita, cuya edad posible es Paleozoica (BOTERO, 1963, Fig. 1). La dunita es un cuerpo alargado y de edad precretácea tardía, que se amplía hacia el sur. Principalmente en el sector central se han desarrollado sobre dicho cuerpo, cubiertas lateríticas residuales o transportadas de poca extensión. Tiene contactos cubiertos y en áreas locales donde se observa en contacto con las anfíbolitas, son tectónicos. Dos batolitos granitoides cretácicos, el de Altavista y el Antioqueño, intruyen las rocas paleozoicas y un apófisis de este último se inyecta en el cuerpo ultramáfico (BOTERO, 1963). Una delgada capa de cenizas volcánicas andesíticas posiblemente recientes, cubre las rocas al oriente y noroccidente de Medellín.

2.1. OCURRENCIAS DE CROMITA

Varios depósitos podiformes de cromita se encuentran asociados con la dunita conformando una asociación que es característica en ultramafitas tipo alpino (THAYER, 1967). Los depósitos conocidos, los cuales han sido explotados, son de pequeñas dimensiones y sólo alcanzan a varias decenas de toneladas. Su ubicación dentro del cuerpo de dunita es dispersa y aparentemente no obedece a ningún control estructural (Fig. 1). El rumbo de las distintas ocurrencias es aparentemente concordante con el de la roca encajante. Como un hecho adicional e importante, se presentan a lo largo de todo el cuerpo de dunita, abundantes "riesgos" de cromita constituidos por fragmentos de centímetros a decímetros, los cuales indican la presencia de dicho mineral a profundidad en las áreas vecinas.

3. GEOQUIMICA

En el estudio de la saprolita se investigó la distribución de Cr, Co, Ni. Estos mismos elementos fueron analizados en las muestras de sedimentos fluviales, concentrados por bateo.

3.1. DISTRIBUCION DE CROMO, NIQUEL Y COBALTO EN LA SAPROLITA DERIVADA DE DUNITA, AREA DE SANTA ELENA

Como se mencionó antes, se hicieron manualmente 272 sondeos los cuales se profundizaron hasta cuando se encontró saprolita típica producto de la meteorización química "in situ" de las dunitas. El color de dicho material es gris claro a gris verdoso y en él se identifican a menudo los rasgos de la roca original. Sin embargo, cuando existe abundante agua freática y el nivel de ésta afecta, ya sea la parte superior de la saprolita o la inferior de las cenizas volcánicas ocasionando argilización y oxidación en diversos grados, se hace difícil diferenciar en cortos intervalos de perforación las unidades antes dichas. Una situación similar puede ocurrir si existe alguna capa laterítica delgada o incipiente.

Con el fin de conocer en detalle las variaciones en Cr, Ni y Co en los diferentes horizontes de suelo en las cenizas y en la zona meteorizada de la dunita infrayacente, se muestrearon a todo lo largo de su longitud los sondeos LO y 1LO. En dichos sondeos solamente se tomaron muestras cuando se observaron cambios en el color del material. En todos los demás sondeos se llegó directamente al tope de la zona saprolítica de la dunita donde se obtuvieron las muestras correspondientes.

Para saber con certeza las concentraciones normales (o de background) de Cr, Ni y Co en la saprolita, se hizo una línea adicional (AA.) de 12 sondeos en dirección oeste-este, en la parte oriental del cuerpo de dunita y alejados de cualquier ocurrencia conocida de cromita (Fig. 1). Los sondeos se ubicaron de tal manera que 6 de ellos quedaron sobre el cuerpo ultramáfico, de acuerdo a los contactos conocidos (BOTERO, 1963), y el resto sobre las anfibolitas.

3.1.1. CROMO

Las rocas ultramáficas y entre éstas las dunitas, se caracterizan por tener concentraciones promedias en cromo más altas que los demás tipos de rocas, alcanzando un valor de 2.000 ppm (VINOGRADOV, 1962). Sin embargo, las dunitas de Medellín poseen un valor promedio menor que el anotado, alcanzando 1400 ppm.

En el área de Santa Elena, las concentraciones en dicho elemento son notoriamente diferentes entre la cubierta de cenizas volcánicas andesíticas y la saprolita derivada de la dunita, como puede notarse en el contraste de valores de los perfiles verticales de los sondeos de las líneas LO y 1LO (Fig. 3). Una situación similar se presenta con respecto a la distribución de níquel y cobalto.

Si se observan los valores obtenidos en las muestras de los sondeos del perfil AA (Fig. 4), se encuentra que la concentración normal del cromo en la saprolita de la dunita es aparentemente de 7.000 ppm. Este valor baja sustancialmente en las anfibolitas fluc-

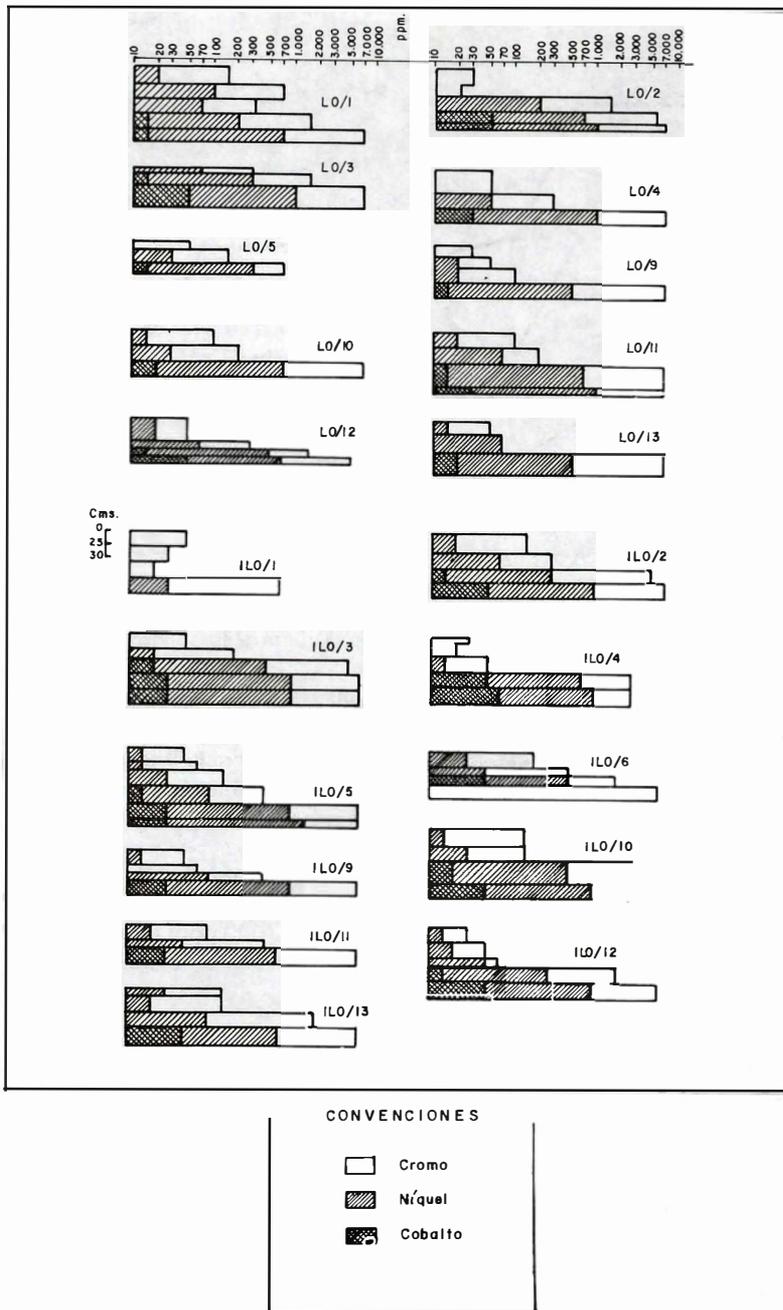


FIG. 3: Concentración de cromo, níquel y cobalto en los sondeos de las líneas LO y 1LO. Area de Santa Elena. Se incluyen los valores en la cubierta de cenizas volcánicas.

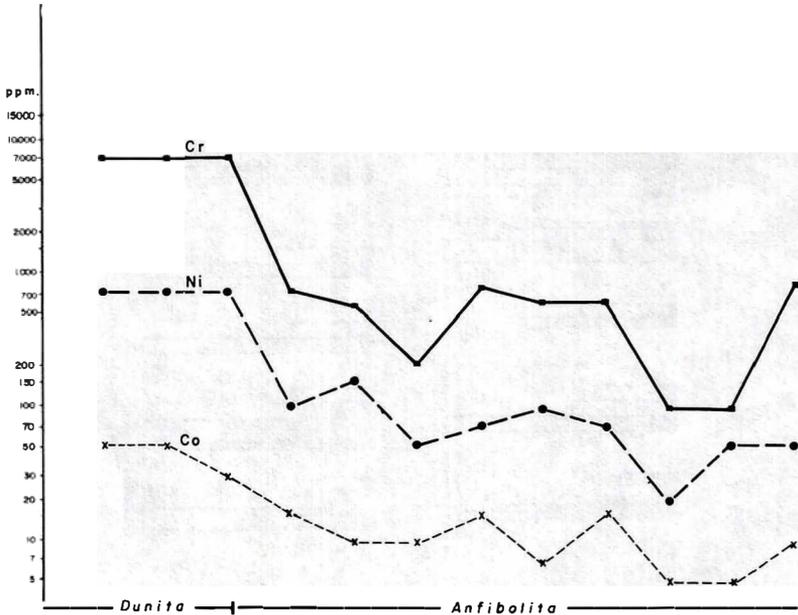


FIG. 4: Concentración de Cr, Ni y Co en las muestras de saprolita de los sondeos del perfil A.A.

tuando entre 100 y 700 ppm. Un comportamiento parecido se presenta para el Ni, Co (Fig. 4), y para algunos óxidos de elementos mayores, tales como el MgO y el TiO₂, que varían en la forma siguiente:

Saprolita de dunita: Saprolita de anfíbolita:

MgO	15% - 25 %	0,4% - 5,9%
TiO ₃	0,7 % - 1,1%	1,3 % - 4,4%

Utilizando el fuerte contraste entre los valores anotados, fue posible corregir el contacto reportado por Botero (1963) entre ambos tipos de roca.

Tanto en el cálculo de la distribución de frecuencias acumulativas (Fig. 5), como en el histograma (Fig. 6), se escogieron como intervalos de clase, las concentraciones correspondientes a la escala de valores del método espectrográfico semicuantitativo utilizado. Este hecho conduce a un exceso de algunos de los valores y falta de otros, lo que

conlleva a una necesaria extrapolación durante la construcción de la curva de distribución de frecuencia y la consiguiente imprecisión en la obtención de los parámetros estadísticos.

El histograma del cromo tiene una distribución asimétrica negativa con un valor modal de 7000 ppm que es igual a la concentración normal de dicho elemento en el perfil AA.

La línea de distribución de frecuencias acumulativas (Fig. 5), tiene un quiebre negativo en el nivel 85% lo que sugeriría la posible existencia de dos poblaciones. Asimismo, los valores bajos alcanzan un 15% por lo tanto se puede utilizar la parte de la línea de distribución con quiebre negativo (valores altos) para el cálculo de los parámetros estadísticos convencionales. Hecho en esta forma el valor normal (background), calculado como el valor de la abscisa en el punto de intersección de la línea de distribu-

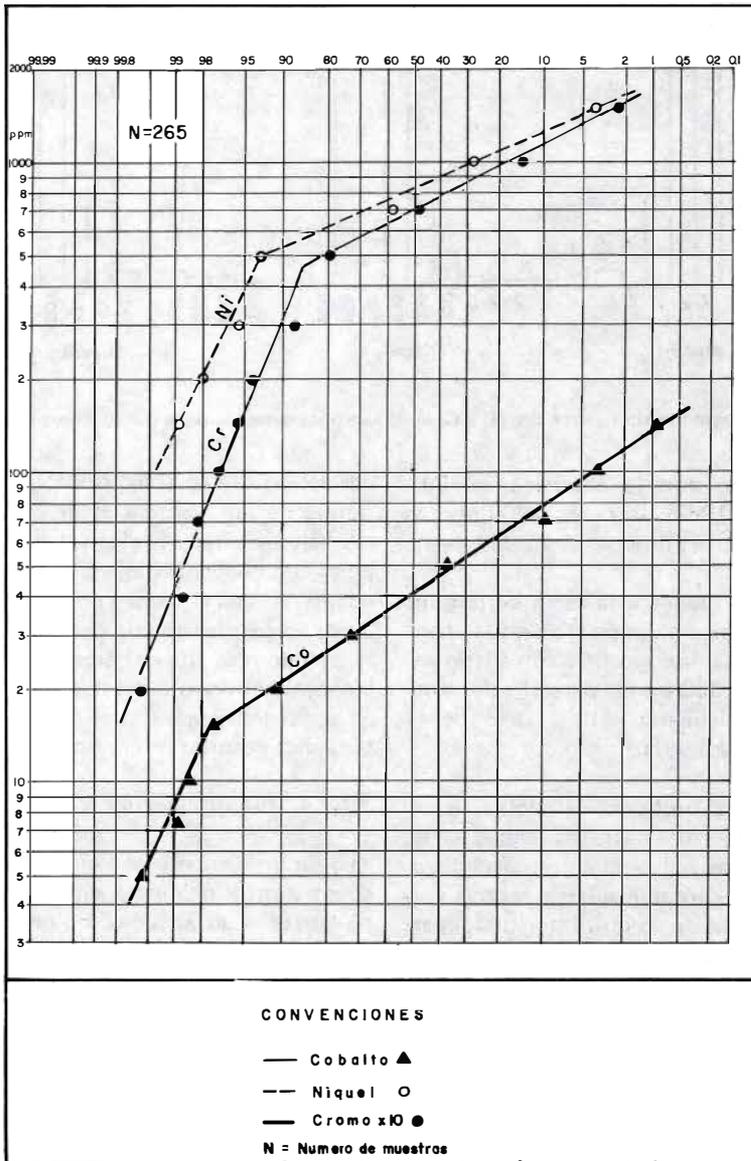


FIG. 5 Distribución de la frecuencia acumulativa en cromo, níquel y cobalto en la saprolita de dunita del área de Santa Elena.

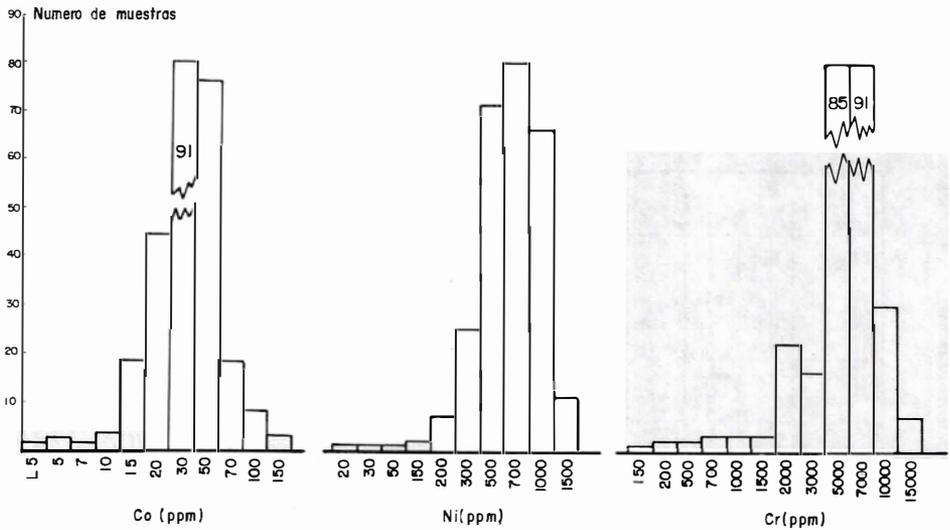


FIG. 6: Histogramas de valores Co, Ni y Cr en la saprolita derivada de la dunita. Area de Santa Elena.

ción del cromo con la ordenada del 50% (LEPELTIER, 1969), sería de 7.000 ppm y el valor umbral (threshold), 15.000 ppm.

Si se prolongara la recta correspondiente a los valores bajos en cromo (pendiente suave), daría una concentración altísima e irregular (> 20.000 ppm), para el valor normal. Por consiguiente esta parte de la recta no debe ser usada.

La causa probable del doblamiento en la recta lognormal hacia los valores bajos, definiéndose dos poblaciones, no está clara; podría ser por contaminación o mezcla con material piroclástico, o quizá por una repartición no homogénea e irregular del cromo en unas zonas con concentración relativamente normal y en otras con contenidos bajos. En algunos casos tampoco se descarta que pudiera haber un mal muestreo por una identificación errónea de la zona a muestrear.

En la saprolita los valores más altos de cromo son 2 veces el valor modal (7.000 ppm), y se localizan en el sector noroccidental del área. (Fig. 7). Valores un poco menores (1.5 el valor modal), se ubican al oriente

del depósito y en el sector antes dicho. En el rumbo de las ocurrencias de cromita todos los valores están en el nivel normal (7.000 ppm), de concentración. Los valores relativamente ricos en Cr tienen contornos que coinciden aproximadamente con la zona topográficamente más alta del área (Fig. 7), en cambio hacia el oriente del depósito de cromita en zonas más bajas, no se presentan concentraciones notorias en cromo.

3.1.1.1. Interpretación.- El Cr^{3+} es un elemento que reemplaza isomórficamente al Fe^{3+} y Al^{3+} y se encuentra principalmente en el grupo espinel en las rocas ultrabásicas. En las dunitas ocurre como cromita principalmente, ya sea finamente diseminado en la roca, formando concentraciones de algún interés económico o reemplazando al hierro en la magnetita. La cromita es un mineral resistato y por lo tanto, su dispersión secundaria está controlada por factores físicos principalmente.

En épocas anteriores a la deposición de la cubierta volcánica, se desarrollaron posiblemente suelos lateríticos residuales sobre el cuerpo de dunitas; sin embargo, las condiciones imperantes parece que no fueran

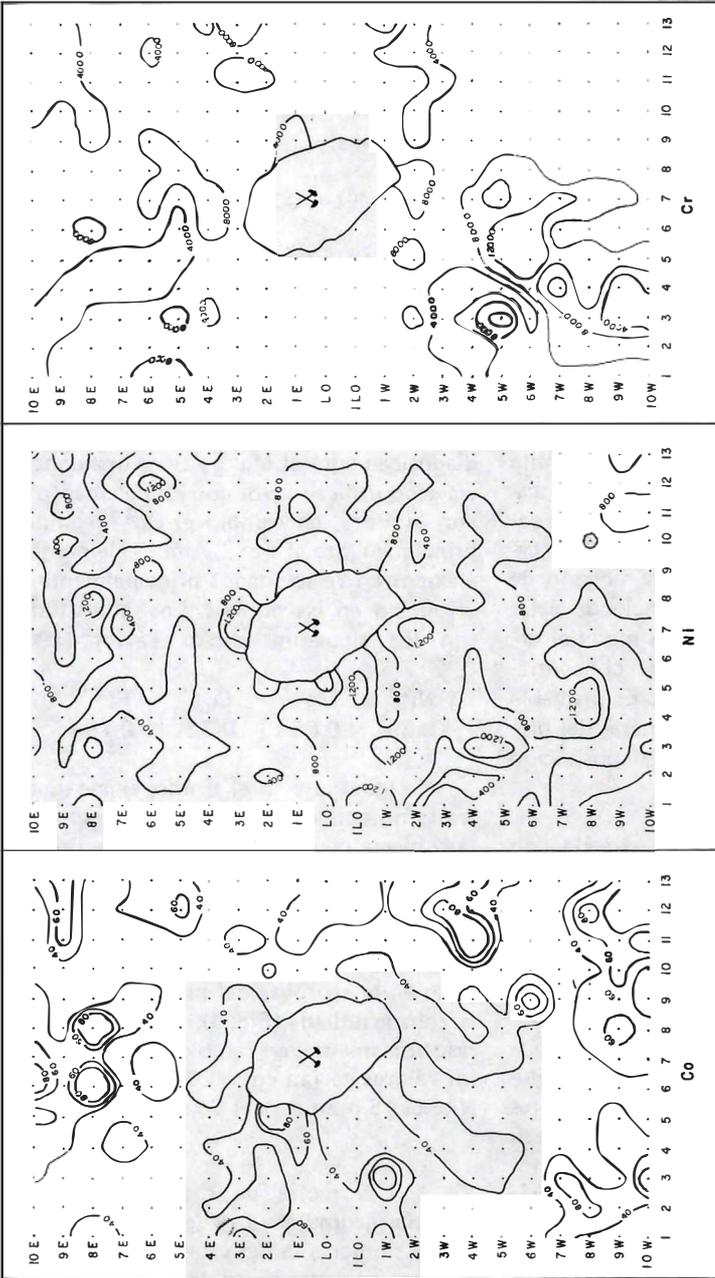


FIG. 7: Distribución de Cobalto, Niquel y Cromo en saprolita de dunita. Area de Santa Elena

lo suficientemente favorables para que su espesor tuviera alguna importancia o dichos suelos fueran erodados. Este hecho fue corroborado por los sondeos, puesto que en ellos no se encontró una clara cubierta laterítica bajo las cenizas y encima de la saprolita, aunque algunos valores de cromo en los análisis podrían sugerir su presencia y quizá mezcla con cenizas. Concomitantemente es probable que se hayan formado "riegos" de cromita sobre los depósitos de este mineral y que los granos diseminados del mismo en las dunitas fueran liberados. En el mapa de curvas de isoconcentración (Fig. 7), la ubicación de los valores "altos" de cromo hacia una zona situada al noroccidente del depósito, topográficamente más alta que éste, y la ausencia de los mismos hacia áreas más bajas situadas al oriente del depósito, sugiere tentativamente que no existió dispersión clástica de granos de cromita con movimientos pendiente abajo, que ocasionaran la formación de concentraciones coluviales sobre la pendiente o aluviales en canales de drenaje. De hecho, en ninguno de los sondeos se observó, infrayaciendo a las cenizas, alguna capa o lente de material detrítico de cromita producto de concentración residual o por transporte. Es probable que un incipiente desarrollo general del drenaje haya existido antes de la depositación de las cenizas.

La erosión en el área muestreada, con posteridad a la depositación de las cenizas, aparentemente no ha sido intensa. El drenaje es principalmente subterráneo. En cambio, en áreas vecinas mejor drenadas, las quebradas corren directamente sobre la dunita.

El hecho de que los minerales de cromo en estado trivalente sean muy insolubles y que probablemente sólo a altos valores de pH se produzca un cambio limitado en su estado de oxidación, con formación de cromatos (GOLDSCHMIDT, 1958), excluiría los procesos de meteorización química con formación de dichas sales, como factores de alguna importancia en el área estudiada, ya que el pH determinado en la saprolita varía de 3,7 a 4,7. De acuerdo con lo anotado antes, los valores "altos" en cromo en la sapro-

lita reflejarían probablemente la distribución primaria del mismo en la dunita, en la cual estaría formando cromita principalmente y quizás en parte incorporado en la magnetita. Ambos óxidos se concentrarían con los inatacados como granos detríticos. El factor de enriquecimiento sería de 7 a 11 con respecto a la concentración promedia de Cr en las dunitas de Medellín, determinada por métodos cuantitativos.

3.1.2. NIQUEL Y COBALTO

El níquel y cobalto, son elementos siderófilos cuya abundancia promedia en rocas ultrabásicas es de 2.000 ppm y 200 ppm respectivamente (VINOGRADOV 1962). En las dunitas de Medellín los valores promedios son de 2800 ppm y 130 ppm para los elementos antes anotados. El Ni^{2+} reemplaza diadósicamente el Mg^{2+} y tiene una coherencia geoquímica mayor con este elemento que con el Fe^{2+} , en cambio el Co^{2+} reemplaza principalmente al Fe^{2+} . Ambos elementos se encuentran relacionados principalmente con el olivino en las dunitas. Los radios iónicos son los siguientes según Taylor (1965):

Ni^{2+}	Mg^{2+}	Co^{2+}	Fe^{2+}
0.69Å	0.66Å	0.72Å	0.75Å

Igual que en el cromo, existe un contraste notable en Ni y Co entre la saprolita y la cubierta piroclástica andesítica y una buena correlación positiva entre dichos elementos (Fig. 3).

Las concentraciones normales de Ni y Co en la saprolita del perfil A.A al este de la zona estudiada (Fig. 4), son 700 y 50 ppm respectivamente; en cambio en las anfibolitas los valores varían entre 20- 150 ppm para el Ni y 5- 15 ppm para el Co (Fig. 4).

Las rectas de distribución de frecuencia acumulativa (Fig. 5), tienen una forma similar a la del cromo, lo cual podría sugerir una causa parecida para la pendiente suave en la parte superior de las mismas.

El valor modal de la concentración

de níquel y cobalto en la zona saprolítica es de 700 y 30 ppm respectivamente, iguales al valor de la correspondiente media aritmética obtenida, acercando el promedio al valor más próximo en la lectura del espectrógrafo, lo cual es un reflejo de la poca dispersión de los datos. Obteniendo los valores normal y umbral de las rectas de distribución de frecuencia acumulada (Fig. 5), dan para el Ni 800 ppm y 1600 ppm y para el Co 40 ppm y 120 ppm respectivamente. La diferencia con los valores modales de los histogramas se debe precisamente al agrupamiento de los valores de acuerdo a los intervalos de lectura del espectrógrafo.

En los mapas de isoconcentración (Fig. 7), la distribución de los valores altos de Ni y Co equivalentes a más de 2 veces los respectivos modos, es relativamente heterogénea; sin embargo en el sector noroccidental se observa homogeneidad en el primer elemento mencionado coincidiendo parcialmente con las más altas concentraciones de cromo. Asimismo, la relación Ni/Co es mayor en el sector anotado, en cambio Cr/Ni es baja y se incrementa a valores altos hacia el sector oriental. De hecho, la constancia relativa de cualquiera de las razones mencionadas podría señalar un comportamiento relativo parecido en los respectivos elementos.

Es importante hacer notar que en las vecindades del depósito de cromita, los valores para Ni y Co son bajos con excepción de unos pocos valores altos cuya ubicación no es coincidente para ambos elementos.

3.1.2.1. Interpretación.- En el ciclo geoquímico exógeno, el Ni y el Co son elementos relativamente móviles bajo condiciones ácidas, como las imperantes en la saprolita procedente de la dunita en el área de Santa Elena, cuyo pH varía entre 3,7 y 4,7. Comparando los contenidos de Ni y Co con el promedio en las dunitas de Medellín, se observa que ambos elementos han sido lixiviados en mayor o menor grado (Fig. 7).

En un diagrama Eh-pH, bajo condiciones estandar, el campo determinado por

las diversas muestras se ubica en la parte de níquel y cobalto solubles (Fig. 8).

La distribución de las isoconcentraciones para Ni y Co (Fig. 7), sugiere que en las vecindades del depósito de cromita no existen cambios notables en la mineralogía primaria, que, a pesar de los procesos supérgenos, den lugar a anomalías positivas o negativas. Naturalmente que dichos procesos pueden enmascarar la repartición primaria de los elementos a causa de la lixiviación y redistribución de los mismos, lo que constituye una desventaja cuando se hace la interpretación.

Buena parte de los valores altos en Co se encuentran situados en zonas de muy bajo relieve o relativamente planas y relacionadas en gran parte con altas concentraciones en Fe y en parte de Mn. El coeficiente de correlación existente entre Co y Fe es de 0,46, que puede considerarse como bueno, si se tiene en cuenta que los análisis químicos son semicuantitativos. La correlación entre Co y Mn es menor teniendo un valor de 0,23 (Fig. 9). El níquel presenta altos valores, coincidentes con los del Co, en la parte central del sector oriental e independientes de este último elemento en la zona noroccidental. La relación del Ni con altas concentraciones de Fe es más o menos clara y el coeficiente de correlación entre ambos elementos es de 0,36. En cambio el Ni tiene una coherencia menor con el Mn siendo el coeficiente de correlación de 0,25 (Fig. 9). Este hecho contrasta con la fijación muy limitada del Ni por los óxidos de hierro en perfiles lateríticos. Las dificultades encontradas en diagramas de covarianza entre el Co, Mn y Ni - Fe radica en la imprecisión del método analítico empleado. Debido a ello los puntos se dispersan, y no forman tendencias claras de correlación.

La concentración local de Co y Ni en algunas zonas, ya sea en uno de los elementos o los dos, en comparación con áreas vecinas, podría deberse a la lixiviación en diferentes grados de Co y Ni en la saprolita y su transporte como iones solubles por aguas subterráneas, hacia lugares de topografía relativamente plana. Dichos iones podrían ser

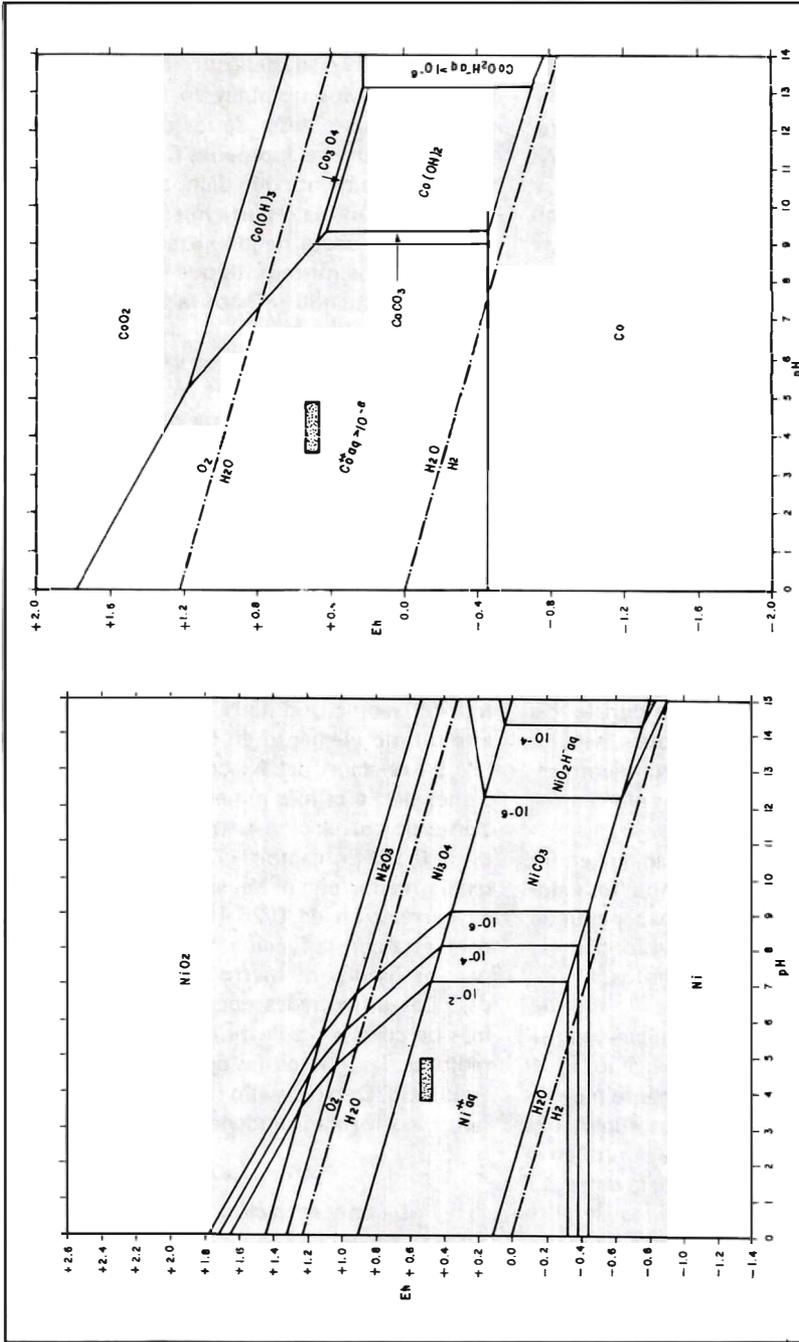


FIG. 8: Relaciones de estabilidad entre algunos minerales de Ni y Co en agua a 25°C y 1 atmósfera de presión total. Para Ni, $PCO_2 = 10^{-4.9}$; para Co, total de especies carbonatadas disueltas $= 10^{-4.9}$ (GARRELS Y CHRIST, 1965) El área punteada corresponde a la ubicación de las muestras de saprolita de Santa Elena.

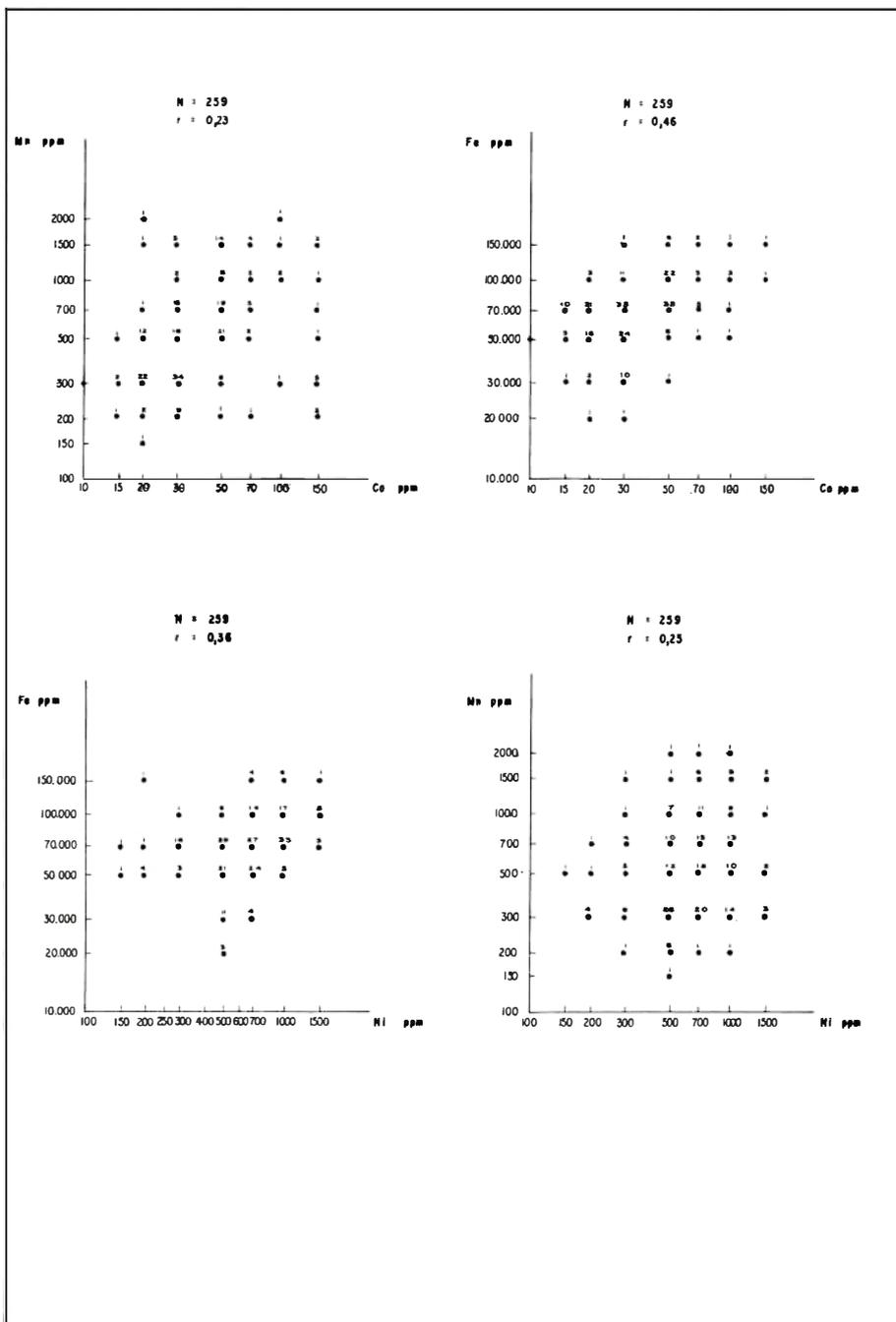


FIG. 9: Diagramas de correlación Co - Fe, Co - Mn, Ni - Fe, Ni - Mn en muestras de saprolita derivada de dunita del área de Santa Elena. El número sobre el punto indica la cantidad de muestras, $r =$ coeficiente de correlación $N =$ número total de muestras.

captados por minerales arcillosos y coloides hidratados de óxidos de hierro y manganeso a causa de la capacidad sortiva de dichos óxidos. En el análisis por difracción de rayos X, la existencia de material arcilloso tipo caolinita o montmorillonita es dudosa, por lo tanto la segunda posibilidad parece ser la más aceptable. Bajo las condiciones imperantes de Eh-pH en el área de estudio tanto el óxido de Fe como el de Mn serían estables. Asimismo, es posible que algún porcentaje de Ni y Co haya sido lixiviado de las cenizas y transportado por las aguas de infiltración.

Otra posibilidad para la existencia de zonas con valores relativamente altos en Ni y Co pero con contenidos por debajo de valor promedio en dunitas, puede ser simplemente la lixiviación preferencial de algunos sectores de la saprolita con respecto a otros. De todas maneras, la saprolita no muestra enriquecimiento en Ni por precipitación de garnierita, fenómeno que se presenta en depósitos de lateritas níquelíferas.

Los altos valores de la relación Cr/Ni fluctuando de 27 a 33 y la relativa homogeneidad de los mismos en todo el sector oriental del área, en donde para ambos elementos las concentraciones son normales, podrían sugerir la influencia de la paleotopografía de la dunita, esencialmente coincidente con la topografía actual, del drenaje y del pH. En efecto, el cromo hace parte de minerales estables y resistentes a reacciones químicas como son la cromita y magnetita, en este último mineral como un elemento traza, y el níquel es un elemento soluble y más móvil; por lo tanto el Cr se enriquece con relación al Ni.

La meteorización química es más activa e intensa en terrenos más o menos planos por mayor permanencia de las aguas superficiales y subterráneas; en estas condiciones la dispersión de los productos solubles es esencialmente hidromórfica.

Las razones más altas de Ni/Co, que varían de 30 a 75, coinciden con los valores altos de Cr y Ni. Este hecho podría deberse a varios factores, tales como el mayor enrique-

cimiento de los silicatos máficos primarios en níquel y/o a reacciones de intercambio iónico con óxidos hidratados principalmente de Fe. No obstante, la existencia de los valores altos en Ni en una zona relativamente pendiente con respecto al resto del área, donde la meteorización es lenta, podría sugerir que el primer factor es más posible.

3.2. CROMO, NIQUEL Y COBALTO EN LOS CONCENTRADOS EN BATEA

Como se anotó anteriormente, el drenaje en el área donde aflora la dunita es inapropiado para realizar un buen muestreo. Buen porcentaje de las quebradas cortan el cuerpo de dunita en las partes marginales del mismo y algunas de ellas, especialmente las situadas en los sectores central y sur del cuerpo, solo contienen agua en épocas de invierno. El muestreo más sistemático se llevó a cabo en la quebrada Las Palmas que forma una red de drenaje aceptable en el extremo sur de la dunita. Algunas de las muestras se tomaron en drenajes ubicados en la anfibolita, roca que encaja a la dunita, con el fin de observar el contraste en el contenido en Cr, Ni y Co entre ambas rocas.

En 21 quebradas se recolectaron 52 muestras de minerales pesados obtenidos mediante concentración por batea de los sedimentos arenosos comúnmente ricos en guijarros, las cuales se analizaron para cromo, níquel y cobalto (Figs. 10, 11).

3.2.1. RESULTADOS

La dispersión del cromo como granos detríticos es esencialmente clástica. En los sedimentos procedentes de la dunita, el cromo se encuentra principalmente en los resistentes (magnetita y cromita). La magnetita tiene un contenido en cromo superior a 100.000 ppm, el níquel varía de 700 a 1500 ppm y el cobalto no pudo determinarse por problemas de interferencia del cromo y titanio. El níquel y el cobalto, además de hallarse en parte en éstos, se encuentran también en los ferromagnesianos (olivino). Los análisis espectrográficos semicuantitativos realizados en las fracciones magnéticas y no

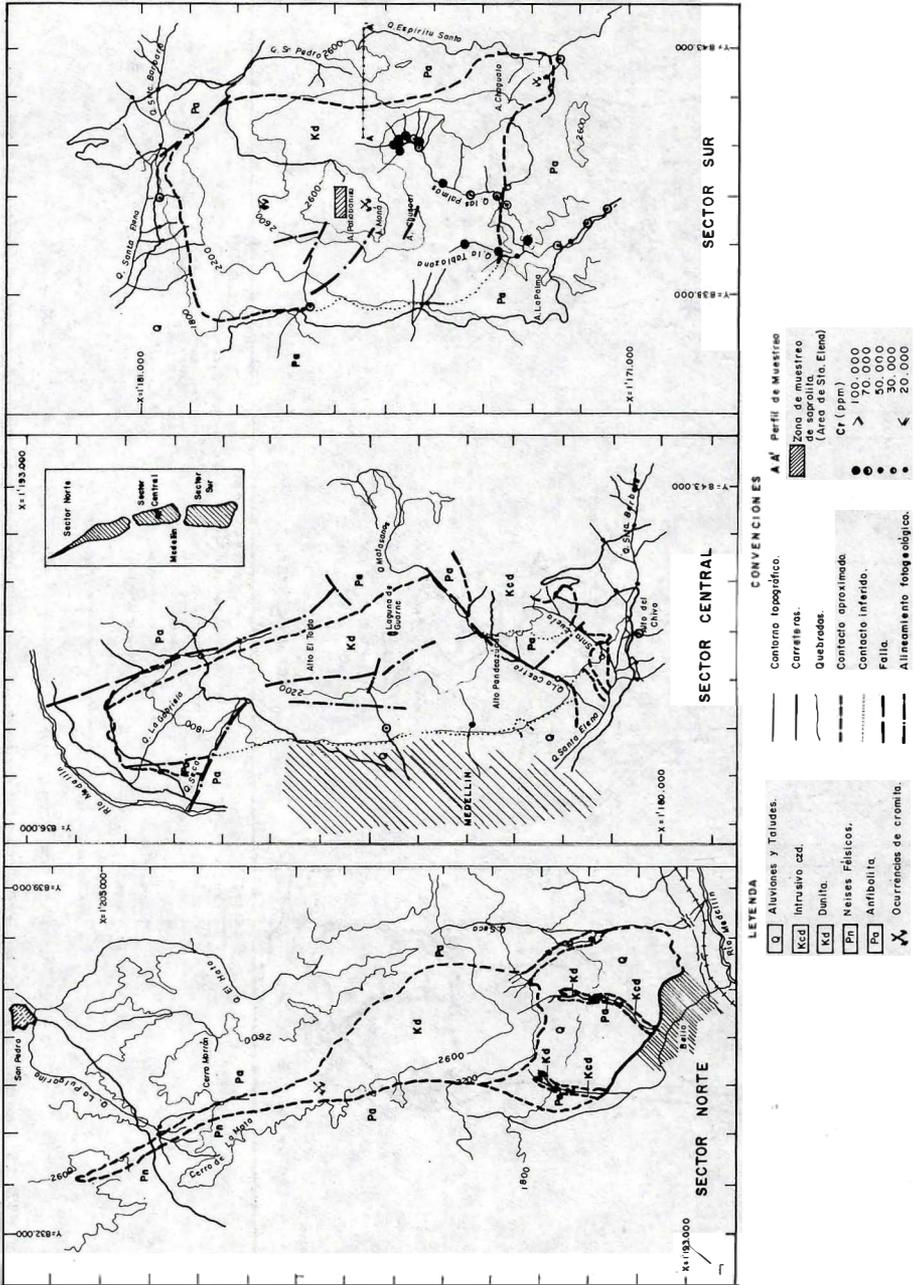


FIG. 10: Contenido de Cromo en los concentrados de las quebradas que drenan el cuerpo de dunitas de Medellín.

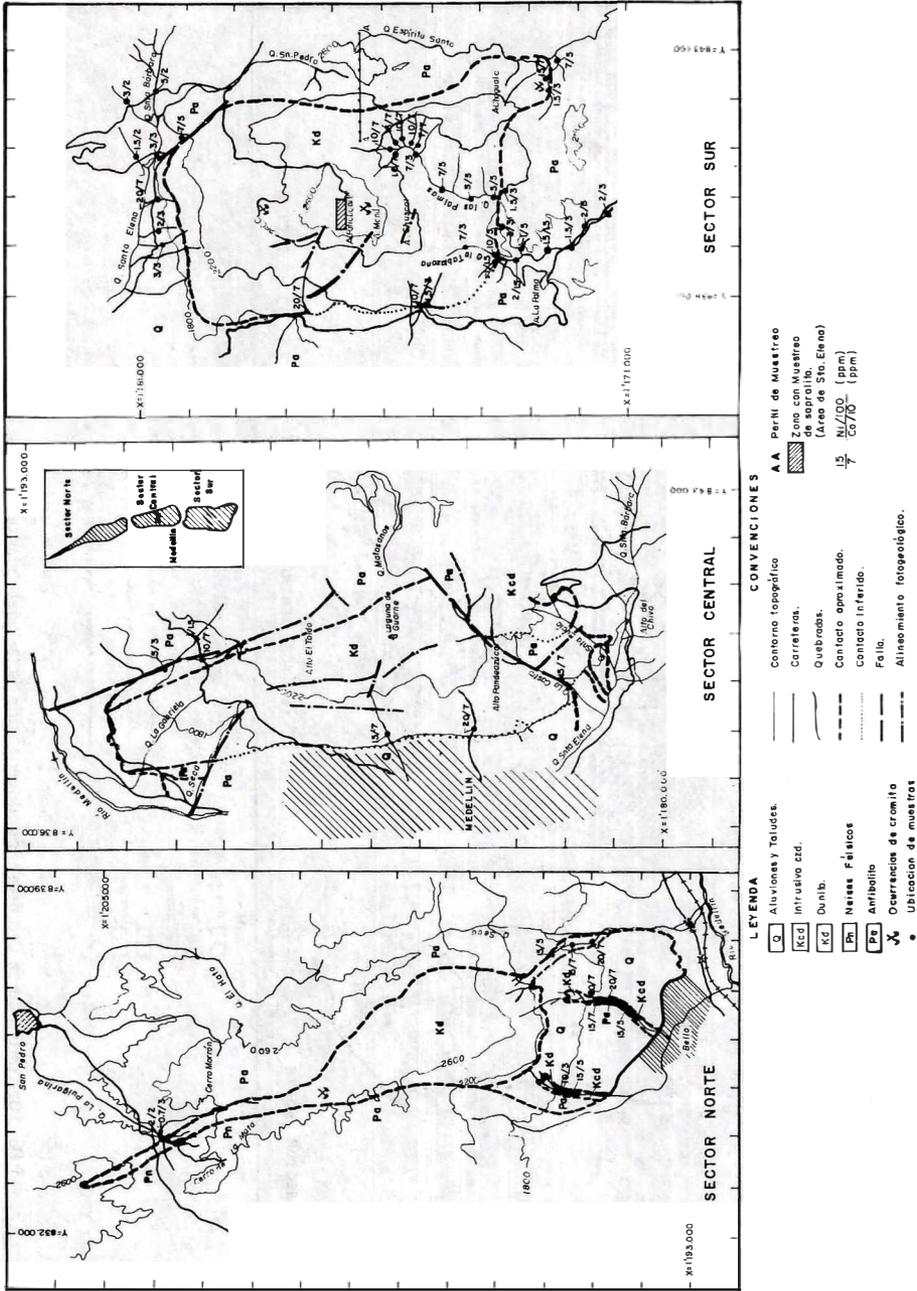


FIG. 11: Contenido de níquel y cobalto en los concentrados de las quebradas que drenan el cuerpo de dunitas de Medellín.

magnéticas, con porcentajes de esta última fracción variando entre 5 y 80%, indican preliminarmente que el Ni está repartido más uniformemente en ambas fracciones, en cambio el Co muestra una concentración preferencial en la fracción magnética.

Los histogramas de la Figura 12 se hicieron considerando todas las muestras, es decir, los concentrados provenientes de la dunita y de las rocas encajantes de la misma. En ellos se observa que el cromo especialmente y un poco menos el níquel, tienen una amplia dispersión de los valores, fenómeno que no sucede con el cobalto. En las curvas de frecuencia acumulativa de la Figura 13, se ve claramente la influencia de los concentrados derivados de varias unidades litológicas, por los quiebres frecuentes en las curvas. Sin embargo, a un nivel del 7% se presenta para el cromo un quiebre equivalente a valores mayores de 100.000 ppm que podrían considerarse como anómalos.

En general, la alta dispersión de los valores de cromo puede deberse a varias causas tales como un muestreo deficiente por inexistencia de un drenaje apropiado, falta de homogeneidad en el mismo y posiblemente influencia de factores geomorfológicos difíciles de evaluar en este trabajo. La configuración del sistema de drenaje, con corrientes de diferentes pendientes, puede influir sobre la concentración de cromita (cromita) sobre la roca base. Sin embargo, en las muestras recolectadas, las diferencias en la pendiente de las quebradas no parece influir mayormente en los valores de Cr, Co y Ni (Figs. 10, 11).

Dentro del cuerpo de dunita los valores de cromo en los concentrados varían de 3% a más de 20%, descendiendo drásticamente en la anfíbolita, en cambio en Ni y Co la variación litológica no se manifiesta con claridad, muy seguramente a consecuencia del muestreo escaso y poco uniforme. Los valores mayores de 50.000 ppm en Cr, 1500 ppm en Ni y 50 ppm en Co corresponden esencialmente a concentrados derivados de zonas donde aflora dunita (Figs. 10, 11).

Las cantidades de Ni y Co en las muestras tienen una correlación positiva con dispersión aceptable si se considera que los análisis son semicuantitativos; en cambio no existe correlación entre Ni - Cr y es muy pobre entre Co - Cr (Fig. 14).

La covarianza Ni - Co sugiere que dichos elementos pudieron seguir una trayectoria geoquímica similar en el ciclo de meteorización y que ambos no están relacionados durante la dispersión secundaria de la cromita, es decir, no se encuentran incorporados como era de suponer, en la estructura cristalina de la misma. Probablemente se hallan en la magnetita, en silicatos ferromagnesianos (olivino) o en granos ricos en óxidos hidratados de hierro. La relación con estos últimos es obvia en las muestras recolectadas en las corrientes que drenan áreas donde se presenta cubierta laterítica, tal como sucede al norte de la población de Bello y en otros sitios a lo largo del cuerpo de dunita; estas muestras tienen un contenido de Ni y Co comúnmente mayor que las demás (Fig. 11).

Las concentraciones más altas en cromo están localizadas en las cabeceras de la quebrada Las Palmas y en el tributario de ésta que nace en el Morro La Tablazona (Fig. 10). En la quebrada Las Palmas se observaron abundantes guijarros y guijos de cromita dentro de los rodados. Las cuencas respectivas de captación, aguas arriba de las muestras anómalas, tienen una superficie aproximada de 1.0 y 0.5 km² respectivamente. Los valores altos y anómalos (Fig. 10), están situados en el sector sur del cuerpo dunitico y no corresponden a ninguna ocurrencia conocida de cromita, aunque dicha zona está caracterizada por yacimientos podiformes de dicho mineral.

En la quebrada Las Palmas se observa la dispersión lineal de los valores de cromo (Fig. 10). Estos no descienden notoriamente al ocurrir el cambio litológico de dunita a anfíbolita. Así, aún a 2 km del contacto la concentración de cromo es 1/3 de los valores máximos hallados en las cabeceras de dicha quebrada.

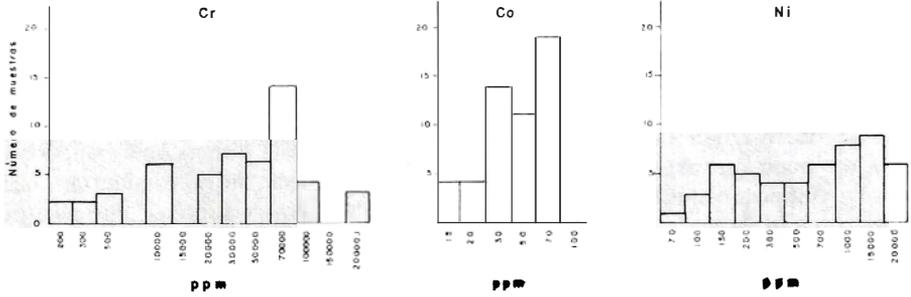


FIG. 12: Histogramas de contenidos de Cr, Co y Ni en los concentrados en batea provenientes de corrientes que drenan la dunita y las rocas encajantes de la misma.

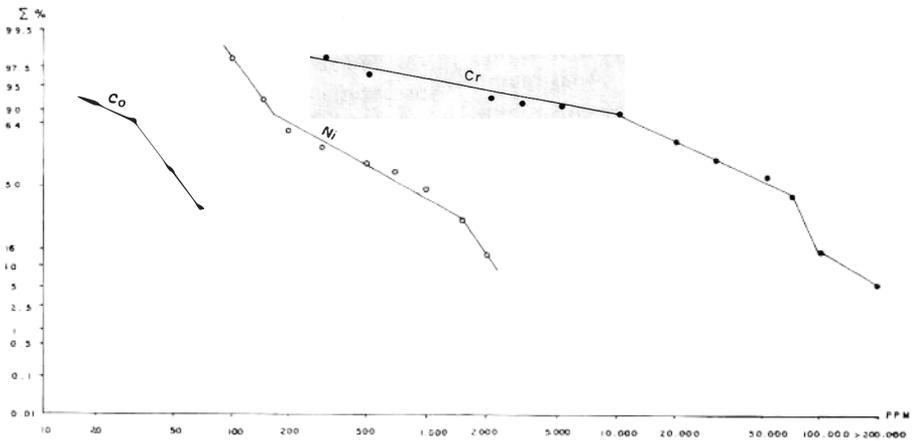
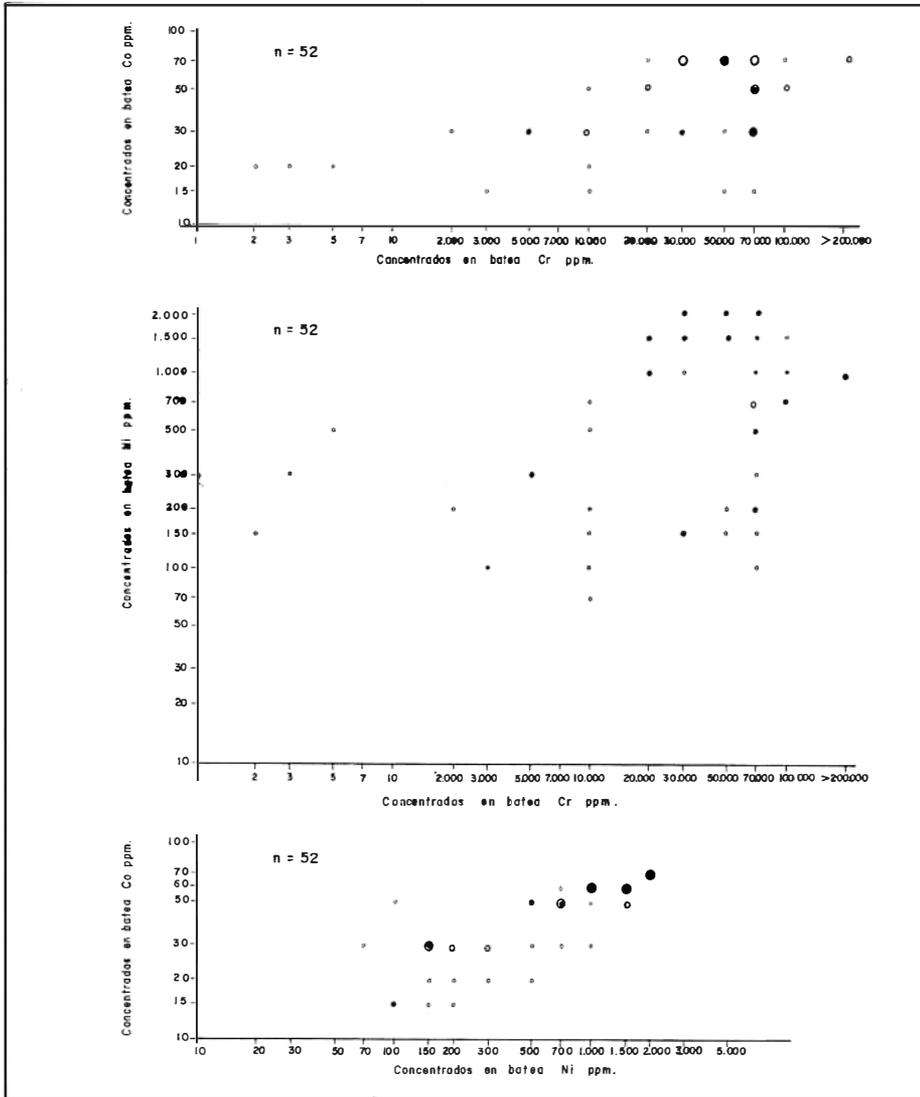


FIG. 13: Distribución de la frecuencia acumulativa en cromo, cobalto y níquel en los concentrados en batea de la dunita de Medellín y de las rocas encajantes.



CONVENCIONES

> Mayor que el límite superior de
detección del espectrógrafo.

Número de muestras (n):

● 6	○ 3
○ 5	* 2
⊙ 4	◦ 1

FIG. 14: Diagramas de dispersión mostrando la correlación entre pares de elementos trazas.

4. CONCLUSIONES

La concentración en cromo, níquel y cobalto en horizontes saprolíticos se puede utilizar para delimitar contactos o diferenciar rocas ultrabásicas (dunitas), de otros tipos de rocas ígneas tanto ácidas como básicas y sus equivalentes metamórficos.

- En el área estudiada, bajo la cubierta de cenizas volcánicas, no existió dispersión clásica de la cromita que hubiese ocasionado concentraciones coluviales sobre las pendientes o aluviales sobre los paleocanales de drenaje.

Los valores más altos en cromo en la saprolita se ubican al oeste del depósito de cromita de Patio Bonito, son iguales a más o menos dos veces el valor modal y coinciden con el valor umbral. Dichos valores indican probablemente la distribución primaria del cromo en la dunita, formando principalmente cromita o incorporado en la magnetita y aunque no señalan la existencia de un depósito grande o acumulación importante de cromita, sugieren una mayor concentración de este mineral en dicho lugar.

- La distribución de la isoconcentración de níquel y cobalto en la saprolita, señala que en las zonas aledañas al depósito de cromita de Patio Bonito, no existen cambios suficientemente importantes en la mineralogía primaria, de tal manera que a pesar de los procesos supérgenos, dan lugar a anomalías positivas o negativas. Dichos elementos son afectados notoriamente en la saprolita, por procesos de meteorización química. Por lo tanto, es improbable que el cobalto y el níquel en saprolita sirvan como indicadores de ocurrencias de cromita.

- La prospección de cromita usando concentrados en batea, es una herramienta apropiada para el hallazgo de depósitos de dicho mineral.

- Contenidos anómalos en cromo se detectaron en los concentrados recolectados en los drenajes que constituyen las cabeceras de la quebrada Las Palmas y en su afluente la que-

brada La Tablazona. En los primeros drenajes anotados se hallaron, en los bloques rodados de sus cauces, numerosos guijos y guijarros de cromita.

5. RECOMENDACIONES

Realizar en las cuencas de captación de los drenajes anómalos en cromo, un estudio geológico detallado a lo largo de los cauces de las quebradas. Si es necesario debe complementarse con muestreo adicional de concentrados en batea.

- Dependiendo del estudio anterior decidir la utilización de levantamiento geofísico en las zonas anómalas combinando gravimetría y magnetometría. Si no es necesario este paso, se deben hacer trincheras y apiques.

- La ocurrencia en las dunitas de Medellín de abundantes riegos de cromita y de algunos despositos del mismo mineral, hace pensar en la necesidad de realizar estudios más intensos en cuanto a prospección por métodos geofísicos. Estos estudios deben iniciarse en el sector sur del cuerpo de dunita. Asimismo en el sector oeste del depósito de cromita de Patio Bonito, deben realizarse los sondeos manuales menos espaciados y geofísica.

- Si en una área afloran ultramafitas con posibilidades de ocurrencias de cromita y en dicha área se tiene un sistema de drenaje bien desarrollado, se recomienda usar, antes de cualquier otro método, la prospección geoquímica de sedimentos fluviales, empleando concentrados en batea. Si no existe un drenaje apropiado en el área, el método de prospección de ocurrencias de cromita debe realizarse observando la presencia de detritos y bloques de cromita en la superficie de terreno.

- Si la ultramafita con posibles ocurrencias de cromita está cubierta por rocas más recientes, la prospección de cromita podría realizarse por muestreo de saprolita mediante sondeos manuales y el subsiguiente análisis de cromo. Este método podría ser efectivo si la ocurrencia de cromita aflora por de-

bajo de dicha cubierta, pero requiere una densidad alta para la red de sondeos puesto que no existe dispersión clásica o ésta es muy poca.

- En depósitos de cromita cubiertos o no expuestos, se recomienda la utilización de métodos geofísicos combinados de gravimetría y magnetometría.

6. BIBLIOGRAFIA

- ALVAREZ, J., 1978.- *Exploración geoquímica. Inf. 1812*. Ingeominas. 27 p. Bogotá.
- , 1981.- *Aspectos petrológicos y geoquímicos de algunos cuerpos ultramáficos del sector septentrional de la Cordillera Central*. (en preparación).
- , 1982.- *Tectonitas dunitas de Medellín, Departamento de Antioquia, Colombia. (Informe en preparación)*.
- BOTERO, G., 1963.- *Contribución al conocimiento de la Geología de la zona central de Antioquia*. An. Fac. de Minas, No. 57, 101 p. Medellín.
- BOTERO, G., RICO, H., 1965.- *Mapa Geológico de la Plancha I-8 Medellín*. Ministerio de Minas y Petróleos. Inventario Minero Nacional, Bogotá.
- ESPINAL, L.S. 1964.- *Formaciones vegetales del Departamento de Antioquia*. Rev. Fac. Agron., V. 24, (60). 83 p. Medellín.
- GOLDSCHMIDT, V. M., 1958.- *Geochemistry*. Alez Muir ed., Oxford, 730 p. London.
- LEPELTIER, C., 1969.- *A simplified treatment of geochemical data by graphical representation*. Econ. Geol., V. 64, p. 538 - 550.
- MONSALVE, D., 1979.- *Procedimiento para el análisis espectroquímico semicuantitativo. Inf. 1813*. Ingeominas 19 p. Bogotá.
- TAYLOR, S. R., 1965.- *The application of trace element data to problems in petrology*. In physics and chemistry of the Earth. (L. H. Arhens, ed). V. 6. p. 133 - 213. Pergamon Press.
- THAYER, T. P., 1967.- *Chemical and structural relations of ultramafic and feldspatic rocks in alpine intrusive complexes*. In Wyllie, P. J., ed., ultramafic and related rocks John Wiley and Sons, New York, 464 p.
- VINOGRADOV, A. P., 1962.- *Average content of chemical elements in the principal types of igneous rocks of the earth's crust Geochemistry*. V. 7, p. 641 - 644.



**DISTRIBUCION DE CROMO, NIQUEL Y COBALTO EN UN AMBIENTE
EXOGENO RELACIONADO AL CUERPO ULTRABASICO
DE ITUANGO**

Informe 1849

Por:

RAUL H. MUÑOZ ARANGO
Instituto Nacional de Investigaciones
Geológico-Mineras

CONTENIDO

RESUMEN	76
1. INTRODUCCION	76
1.1. OBJETIVOS DEL TRABAJO	76
1.2. LOCALIZACION	76
1.3. GEOLOGIA Y GEOMORFOLOGIA	76
1.4. METODOS DE TRABAJO	78
1.5. AGRADECIMIENTOS	78
2. MARCO GEOLOGICO	78
3. GEOQUIMICA	79
3.1. COMPORTAMIENTO DE LOS ELEMENTOS CROMO, NIQUEL Y COBALTO EN EL CUERPO ULTRAMAFICO	80
3.2. INTERPRETACION	80
3.2.1. CARACTER GEOQUIMICO	82
3.2.1.1. <i>El cromo</i>	82
3.2.1.2. <i>El cobalto y el níquel</i>	82
3.3. ANALISIS ESTADISTICO DE LOS VALORES DE CROMO, NIQUEL, Y COBALTO	84
3.4. RESULTADOS	84
4. CONCLUSIONES	89
5. RECOMENDACIONES	89
6. BIBLIOGRAFIA	90

FIGURAS

1. Localización y geología en el área del cuerpo ultrabásico de Ituango	77
2. Distribución de valores de Cr, Ni y Co en concentrados en batea de la peridotita de Ituango y de las rocas encajantes	81
3. Histogramas de valores de Co, Ni en concentrados en batea. Peridotita	83
4. Histogramas de valores de Co, Ni y Cr en concentrados en batea. Esquistos.	83
5. Diagrama de correlación entre pares de elementos trazas en concentrados en batea de la peridotita	85
6. Curvas de frecuencia acumulativas para los elementos Cr, Ni y Co en concentrados en batea. Peridotita	88
7. Curvas de frecuencias acumulativas para los elementos Cr, Ni y Co en concentrados en batea. Esquistos	88

TABLAS

1. Determinación de parámetros estadísticos de los elementos Cr, Ni y Co. Area de Ituango	86
2. Frecuencia de los elementos Cr, Ni y Co en concentrados en batea de peridotitas y esquistos. Area de Ituango	87

RESUMEN

Se presentan en este trabajo los resultados de un estudio geoquímico en rocas ultrabásicas de Ituango (Antioquia), región norte de la Cordillera Central.

Cincuenta y una muestras de concentrados en batea fueron analizadas espectrográficamente para medir los contenidos de Cr, Ni y Co en ellas. Estos oligo-elementos muestran una relación directa con las unidades litológicas de la zona y sirven para la delimitación y caracterización geoquímica de las rocas ultramáficas y metamórficas existentes en el área de estudio.

Se pudo determinar un aumento en el contenido de Cr en el cuerpo ultramáfico, en una tendencia que varía de sur a norte, siendo el valor promedio de 15.100 ppm; los valores de este mismo elemento en el área donde afloran rocas metamórficas del Grupo Valdivia es de 3.745 ppm. Para el Co y Ni la distribución es muy homogénea en las dos unidades litológicas.

Tres valores altos de Cr (50.000 ppm) se hallaron en el centro del cuerpo ultramáfico; estos valores están relacionados con una zona de intenso fracturamiento y serpentización y posiblemente indique un área anómala para dicho elemento, que es necesario investigar con más detalle.

1. INTRODUCCION

En el año 1979, INGEOMINAS inició en la Regional de Medellín un programa para estudiar las características litogeoquímicas de los llamados complejos "ofiolíticos", que afloran en la parte norte de la Cordillera Central; simultáneamente se están llevando a cabo estudios de prospección geoquímica para la búsqueda de posibles ocurrencias de cromita.

Este trabajo se presenta como una continuación del estudio que se hizo en las cromitas de Santa Elena (ALVAREZ y MUÑOZ, 1981); en él se indican los resultados obtenidos del estudio de prospección geoquímica, realizado en un cuerpo ultrabásico de unos 30 km², que se halla localizado en las cercanías del municipio de Ituango, al noroeste del Departamento de Antioquia.

La investigación se inició en el mes de septiembre del año 1979, época en la que recolectaron 51 muestras de concentrados en batea durante el trabajo de campo. Posteriormente en los laboratorios del INGEOMINAS en Medellín, se efectuaron los análisis espectrográficos semicuantitativos para determinar el contenido de Cr, Ni y Co.

1.1. OBJETIVO

Esta investigación tiene como propósito fundamental determinar la concentración de los elementos cromo, níquel y cobalto en los concentrados de batea de los sedimentos, depositados en los canales activos de las quebradas que drenan el cuerpo ultrabásico de Ituango. Al mismo tiempo, estudiar la movilidad de dichos elementos, para ser utilizada como guía en futuros trabajos de prospección y ubicación de cuerpos ultrabásicos en un ambiente tropical.

1.2. LOCALIZACION

El área de estudio está ubicada en las vecindades del municipio de Ituango y tiene una extensión de 15 km², correspondiente a las hojas 104-III-B, D y 115-I-B del Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC), escala 1:25.000 (Fig. 1).

1.3. GEOGRAFIA Y GEOMORFOLOGIA

El área presenta una topografía abrupta con elevaciones que fluctúan entre 400 y 1.800 m s.n.m.; las pendientes generalmente son mayores de 35° y los principales cursos fluviales que drenan la zona se encuentran en cañones relativamente profundos.

La zona comprende las cuencas de las quebradas Sardinas, Los Galgos y sus tributarios, que vierten sus aguas a los ríos Cauca e Ituango, respectivamente. El sistema de drenaje en el cuerpo ultrabásico es paralelo a subparalelo, con afluentes cortos con muy poca agua o carente de ella, los cuales desembocan en ángulo casi recto a la corriente principal.

Otros rasgo geomorfológico importante son las terrazas altas que se presentan en varios sitios de la cuenca drenada por la quebrada Sardinas; algunas en forma de cuña y otras disectadas por tributarios, son lengüiformes. Dichas terrazas tienen en general una

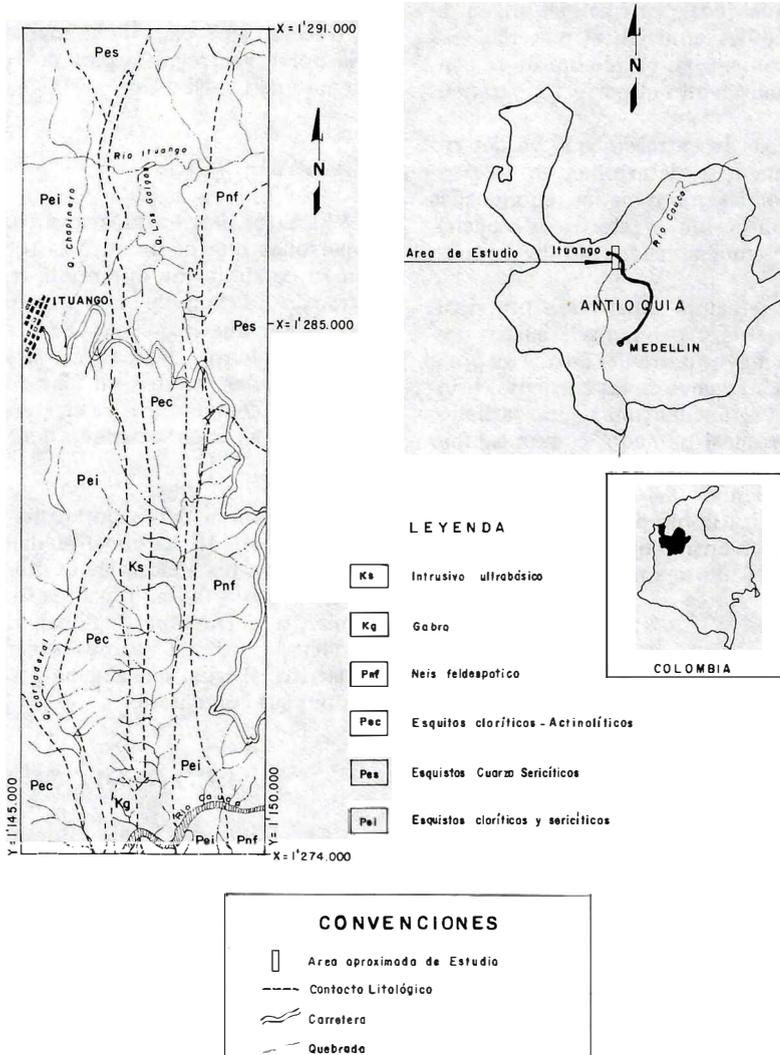


FIG. 1: Localización y geología en el área del ultrabásico de Ituango. (Modificado de Hall et al, 1972).

longitud menor de 1 km, acunándose hacia la ladera donde afloran las rocas ultramáficas. Están compuestas por bloques de dicha roca, de tamaño variable desde algunos centímetros a varios metros, cementados por material arcilloso y magnetita. La superficie de las terrazas es subhorizontal o inclinada menos de 10° al este, y están limitadas por paredes verticales mayores de 40 m de altura, con relación a la quebrada principal. El origen de dichas terrazas es coluvial; el material más reciente acumulado en el quiebre de la pendiente está suavizando el perfil topográfico.

Al sur de la carretera que va del río Cauca a Ituango, se desarrollan en las peridotitas, en colinas más o menos redondeadas con formación de suelos lateríticos especialmente en la cima aplanada de las mismas.

Una vegetación constituida principalmente por pastos y pequeños arbustos predomina en la mayor parte del área, excepto a lo largo de las márgenes de las corrientes principales donde se encuentran algunos árboles. El clima es tropical húmedo, con un cambio marcado en la temperatura de acuerdo con la altura sobre el nivel del mar; hacia Ituango (1.700 m s.n.m.) la temperatura es de 17°C en promedio, mientras que en las cercanías del río Cauca (300 m s.n.m.), alcanza hasta 28°C .

1.4. METODOS DE TRABAJO

El trabajo de campo se llevó a cabo en el mes de septiembre de 1979 y durante el período de verano. En dicha época se recolectaron 51 muestras de concentrados en batea.

Se recolectaron sedimentos activos en cada una de las corrientes que drenan el cuerpo ultrabásico. Cada muestra es el resultado de una concentración de los materiales más pesados recuperados de la corriente activa; en ocasiones se hizo necesario hasta tres bateadas para poder obtener una cantidad suficiente de material concentrado. El espaciamiento entre cada muestra fue de 250 a 500 m, variable cuando se presenta la confluencia de dos corrientes; el muestreo no fue como se hubiera deseado.

El problema principal para una adecuada densidad del muestreo fue la existencia de

un drenaje exiguo, que disecta el cuerpo ultrabásico, carente de agua en el verano especialmente, además de que se tiene en la región una topografía abrupta de paredes muy fuertes; a pesar de ello se procuró tomar muestras aún en aquellos tributarios con flujo ocasional.

Las muestras obtenidas fueron posteriormente secadas, se pasaron por malla 80, y la fracción que pasó dicha malla fue analizada por espectrografía para determinar el contenido de Cr, Ni y Co.

1.5. AGRADECIMIENTOS

El autor desea agradecer a todas aquellas personas que de una u otra forma prestaron su colaboración durante la realización del trabajo de campo y en la preparación del informe. De una manera especial agradecer al geólogo Jairo Alvarez A., director del proyecto, quien mostró un interés permanente. Sus comentarios y sugerencias fueron tenidas en cuenta para enfocar la investigación.

Al personal del Laboratorio Químico del INGEOMINAS Regional Medellín, quienes realizaron los análisis geoquímicos de las muestras recolectadas. Finalmente mi agradecimiento al Director Regional, Humberto González I. por sus valiosas sugerencias al manuscrito, al igual que al geólogo Franklin Ortiz por sus comentarios.

2. MARCO GEOLOGICO

En el área de trabajo afloran rocas ultrabásicas del tipo peridotitas serpentinizadas y serpentinitas, asignadas por Hall et al. (1972), al Cretáceo, las cuales están encajadas dentro de gabros néisicos y esquistos metamórficos, que pertenecen muy probablemente al Grupo Valdivia de edad Paleozoico.

Las rocas ultramáficas conforman un cuerpo alargado norte-sur, de unos 15 km de longitud y de 250 m de ancho (Fig. 1). El costado oriental se caracteriza por fuertes pendientes, mayores de 35° , aparentemente como consecuencia de una falla. Hacia el costado occidental, el contacto aparentemente es tectónico y hay mucha mezcla de las rocas adyacentes con el cuerpo ultrabásico.

Macroscópicamente la roca ultramáfica es de color verde oscuro a gris verdoso con textura finogranular a foliada. Comúnmente se aprecian superficies de cizalladura. Su composición corresponde a una peridotita.

En el costado oriental del cuerpo ultramáfico, las rocas que afloran corresponden a esquistos cloríticos y sericíticos intercalados, de color azul grisáceo, grafitosos con presencia esporádica de cristales de andalucita, en forma de agujas y "tabacos" que se entrecruzan. Localmente dan la apariencia de ser filitas. También afloran esquistos cloríticos-actinolíticos de color gris medio a gris verdoso, finogranulares y finamente laminares. Dichas rocas al meteorizarse están originando suelos arcillosos que son de color rojo anaranjado.

La roca encajante del cuerpo ultramáfico, hacia el costado occidental, corresponde a un gabro néisico, aparentemente foliado, con fenocristales de hornblenda en una matriz félsica. Localmente muestra variaciones en la textura.

3. GEOQUIMICA

En la presente sección se hace un análisis de los resultados teniendo como base la distribución de los oligoelementos Cr, Ni y Co y sus comportamientos geoquímicos, que van a servir para caracterizar las dos unidades litológicas del área.

En esta caracterización no solo se tiene en cuenta la abundancia relativa y la distribución de estos oligoelementos, sino también diversos factores físicos externos y el posible aporte de contenido de un elemento por parte de minerales accesorios.

En el análisis, los resultados se separaron en dos clases: los que pertenecen a muestras recolectadas en quebradas que drenan el cuerpo ultramáfico y los que corresponden a muestras tomadas en corrientes que drenan las rocas metamórficas. Mediante un proceso estadístico se determinaron los valores normales (o background) en la unidad ultramáfica y en las rocas metamórficas y se compararon entre sí.

Esta primera separación muestra a grandes rasgos, que los contenidos de Cr y Ni sir-

ven para caracterizar las dos unidades litológicas, más no así el Co que presenta una distribución similar.

El contenido promedio detectado para Cr es más alto en las muestras pertenecientes al primer grupo (unidad ultramáfica), alcanzando un valor de 15.100 ppm; esto parece tener su explicación desde el punto de vista geoquímico, por ser el cromo un componente normal y abundante de las rocas que tienen los más altos porcentajes de olivino denominadas peridotitas; en cambio el contenido promedio (o de background) para Ni es relativamente bajo en esta unidad (830 ppm). Comparativamente el valor promedio de Ni en las muestras pertenecientes al segundo grupo (unidad metamórfica), de 811 ppm, que puede ser normal en este tipo de rocas. Los contenidos bajos en Ni, en las ultramafitas pueden ser explicados mediante el grado de serpentinización de la roca; parece que por estar la peridotita demasiado serpentinizada el contenido de Ni es mucho menor. Es posible que en sección delgada se pueda determinar el alto grado de serpentinización de la peridotita.

Se encontraron diferencias acentuadas en los contenidos de cromo a lo largo de uno o más afluentes que drenan el cuerpo ultrabásico, a pesar de que el muestreo no fue uniforme y que la mayor parte de la población de muestras corresponde a la margen oriental de dicho cuerpo. El mayor rango de valores es de 10.000 a 30.000 ppm en promedio.

El contenido disminuye hasta 1.500 ppm en las muestras recolectadas distante del cuerpo, donde se puede presentar una mezcla en los sedimentos fluviales, por el aporte de material que proviene de los esquistos; en algunas muestras hay valores altos, explicable por la presencia de derrumbes, localizados hacia el lado de la carretera, que aportan material pesado al canal de los afluentes que drenan esta zona.

Determinados los contenidos promedio de los elementos Cr, Ni y Co que sirven en parte para caracterizar geoquímicamente las dos unidades litológicas que afloran en el área, veamos en detalle las características del cuerpo ultramáfico y su comportamiento para estos oligoelementos.

3.1. COMPORTAMIENTO DE LOS ELEMENTOS Cr, Ni Y Co EN EL CUERPO ULTRABÁSICO AREA DE ITUANGO

La concentración de Cr, Ni y Co define cuatro zonas (Fig. 2): la primera, localizada en la parte sur del cuerpo ultrabásico, se caracteriza por contenidos bajos de Cr con un rango de valores que fluctúa entre 500 y 10.000 ppm en promedio; Ni, entre 300 y 1.000 ppm y Co, entre 10 y 30 ppm en promedio; es una zona con drenajes que tiene canales en formación que drenan la peridotita, con muy poca agua y sin el suficiente poder de arrastre para transportar el material más pesado hasta la corriente principal.

La segunda zona comprende desde el afluente Ventiadero hasta la Cañada Tesoro, donde se presentan corrientes de más longitud y con más caudal de agua que en el área anterior, lo que permite que una mayor cantidad de sedimentos fluviales puedan ser transportados; también hay presencia de cubiertas lateríticas que están siendo drenadas por afluentes que pueden aportar material pesado a los canales. La concentración de Cr, Ni y Co es mayor notándose un incremento en los tres elementos proporcionalmente. Los valores, en promedio, para el Cr fluctúan entre 300 y 30.000 ppm, para el Ni entre 500 y 1.000 ppm y para el Co entre 10 y 50 ppm.

La tercera zona es la más pequeña y comprende las cabeceras de la quebrada Los Galgos, cerca a la carretera; está caracterizada por la mayor concentración de Cr (50.000 ppm), más no así el Ni y el Co que no aumentan en la misma proporción. Los valores, en promedio, para Cr varían entre 15.000 y 50.000 ppm, para el Ni entre 700 y 1.500 ppm y para el Co permanece constante el valor de 50 ppm. El alto contenido de cromo puede deberse al fracturamiento de la serpentinita y de la roca huésped lo que ha facilitado el arranque y transporte del material pesado hasta el canal de la quebrada, sin descartar una posible contaminación debida al aporte de material extraído de la carretera.

La cuarta zona comprende la parte norte del cuerpo ultrabásico y está caracterizada por contenido altos en Cr, en valores promedio que fluctúan entre 5.000 y 30.000

ppm; el Ni varía entre 700 y 1.500 ppm y el Co entre 30 y 50 ppm. El incremento en la concentración de estos tres elementos, está relacionado con una mayor cantidad de material pesado encontrado en el canal de los afluentes, material que proviene en su mayor parte, del cuerpo ultrabásico que aflora en la pared aledaña a la quebrada principal que drena esta zona.

3.2. INTERPRETACION

El análisis de los datos indica que el Cr tiene un contenido mayor en los concentrados de la peridotita que en los esquistos, mas no así el Ni y el Co que muestran una distribución muy homogénea en los concentrados de las dos unidades litológicas. En la peridotita los valores mayores se localizan de la parte central hacia el norte del área en estudio. Se tiene además, que en los sitios donde las muestras presentan un mayor contenido en Cr, es donde la peridotita presenta un fracturamiento más intenso, acompañado de un alto grado de alteración y meteorización, lo que puede indicarnos que parte del cromo existente en los componentes félicos de la peridotita, haya sido liberado durante la meteorización y solamente pequeñas cantidades de óxido como cromita, magnetita e ilmenita, se hayan acumulado en los sedimentos inatacados, por ser los minerales antes citados resistentes a la meteorización.

En los siguientes parágrafos se indican los resultados, que se han separado en dos grupos: los pertenecientes al cuerpo ultrabásico y los de esquistos, teniendo en cuenta la localización de la muestra y el contenido de minerales máficos y félicos en cada muestra. La interpretación se hace mediante gráficos, tablas y comparación entre éstos, que nos muestran la distribución de los elementos Cr, Ni y Co en el área de estudio.

Los histogramas (Fig. 3) para Cr, Ni y Co en la peridotita presentan las siguientes características: El Cr muestra una distribución entre 1.000 y 50.000 ppm, reflejando una curva asimétrica, aunque no muy marcada, negativa y unimodal; la forma es alargada, con un valor modal de 10.000 ppm, siendo este valor común en 13 muestras de las 33 recolectadas en los afluentes que drenan esta unidad litológica; 11 muestras tienen un contenido por encima de 10.000 ppm, lo que implica que las 2/3 partes de

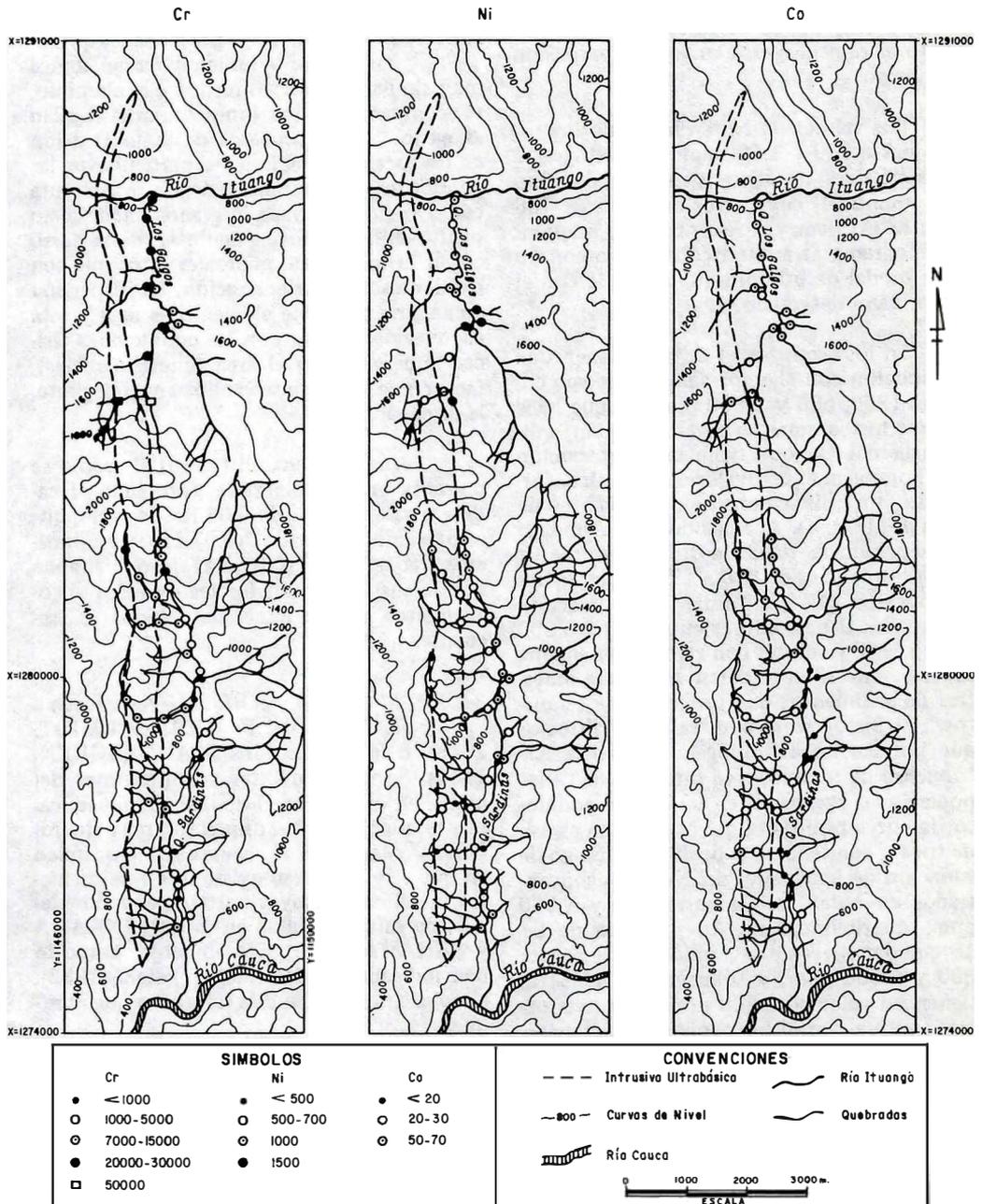


FIG. 2: Distribución de valores de Cr, Ni y Co en concentrados en batea de la peridotita de Ituango y de las rocas encajantes.

estas muestras tienen un rango de variación entre 10.000 y 50.000 ppm. Los valores "altos" de cromo no se encuentran agrupados en áreas específicas con excepción de tres valores detectados en la tercera zona. Por lo tanto la distribución de valores para este elemento es muy dispersa en toda la extensión del cuerpo.

Los valores de Ni, en la peridotita, oscilan entre 300 y 1.500 ppm. El histograma es asimétrico, negativo, siendo la distribución unimodal, cuyo valor modal es de 700 ppm. El Co tiene valores entre 15 y 50 ppm; el histograma es asimétrico negativo con un valor modal de 50 ppm que coincide con el mayor valor detectado.

En los esquistos el Cr y Ni tienen una distribución con algunos valores que son comunes (300, 500 y 1.500 ppm) lo que hace que sus histogramas en parte coincidan, a diferencia del Co que tiene una distribución más homogénea, con valores más bajos, formando un histograma independiente de otros dos (Fig. 4). Analizando cada elemento por separado se tiene: la distribución de Cr en esta unidad es de 300 a 1.500 ppm; de las 18 muestras que conforman esta población, 13 de ellas tienen valores entre 300 y 3.000 ppm y las 5 restantes con valores por encima de éste, que se consideran altos para muestras de sedimentos que provienen de esquistos. El histograma muestra varios altibajos que indican poca homogeneidad en la distribución del cromo, o la presencia de varias poblaciones agrupadas en un mismo conjunto; la curva resultante del histograma es asimétrica y con tendencia positiva. El rango de variación de los valores del Ni en los concentrados en batea, oscila entre 300 y 1.500 ppm, distribuidos así: 16 muestras de las 18 que pertenecen a esta unidad varían entre 300 y 1.000 ppm, y solamente 2 muestras tienen un valor de 1.500 ppm. La curva formada al suavizar el histograma es asimétrica, unimodal, con un valor modal de 1.000 ppm.

La distribución del Co en los concentrados oscila entre 10 y 50 ppm, con un valor modal de 15 ppm, siendo la curva asimétrica positiva.

3.2.1. CARACTER GEOQUIMICO

Teniendo en cuenta las características físico-químicas de los elementos Cr, Ni y Co

y la afinidad geoquímica que poseen con otros oligoelementos, se investigó la presentación y la conducta que siguen durante el ciclo exógeno.

3.2.1.1. *El cromo.*- Tiene propiedades químicas, tamaño iónico y carga iónica muy similares al hierro férrico y al aluminio, y acompaña a estos iones durante el ciclo exógeno. En los procesos de meteorización de las rocas ultrabásicas, en particular en las peridotitas, el contenido de Cr se presenta como cromita formando granos pequeños o sustituyendo diadóticamente al hierro férrico en la magnetita, minerales éstos que son resistentes a la meteorización. La dispersión secundaria para este elemento es baja y está en relación directa con las condiciones físicas imperantes en el área (que son malas), factor que está controlando, en gran parte, la dispersión.

Según Zachariassen (1948) el cromo se presenta en los minerales, formando el catión trivalente Cr^{3+} de 0.64 Kx de radio, que es parecido al del Al^{3+} (0.57Kx), y en particular, al del Fe^{3+} (0.67 Kx), lo que supone que la sustitución diadótica de estos oligoelementos en los minerales citados es frecuente.

3.2.1.2. *El cobalto y el níquel.*- Pertenecen a la familia del Fe (GOLDSCHMIDT, 1958) o a los férridos (LANDERGREIN, 1943). Son los parientes más próximos del hierro en el Sistema Periódico. Geoquímicamente el cobalto y el níquel son muy siderófilos, y cuando en el sistema físico-químico en que se encuentran existe una fase de hierro metálico, la mayor parte de aquellos elementos está contenida en ésta (RANKAMA y SAHAMA, 1962). Sin embargo, como lo han indicado Goldschmidt y Peters (1932), el cobalto es mucho más siderófilo que el níquel.

El Ni^{2+} y el Co^{2+} son coherentes geoquímicamente, debido a su posición en el Sistema Periódico y puede ocurrir una sustitución diadótica del primer oligoelemento mencionado por Mg^{2+} y del segundo por Fe^{2+} . Según Goldschmidt (1958) los radios iónicos son los siguientes: Ni^{2+} (0.78 Kx), Mg^{2+} (0.78 Kx), Co^{2+} (0.82Kx) y Fe^{2+} (0.83 Kx).

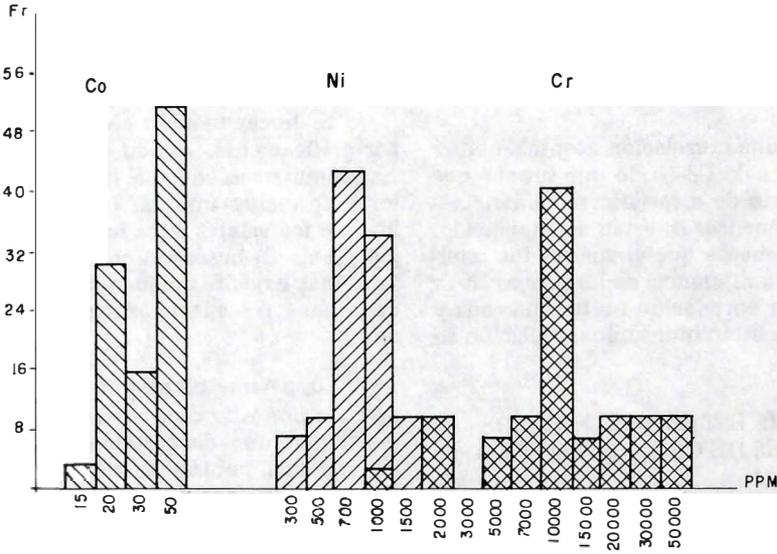


FIG. 3: Histogramas de valores de Co, Ni y Cr en concentrados en batea. Peridotita.

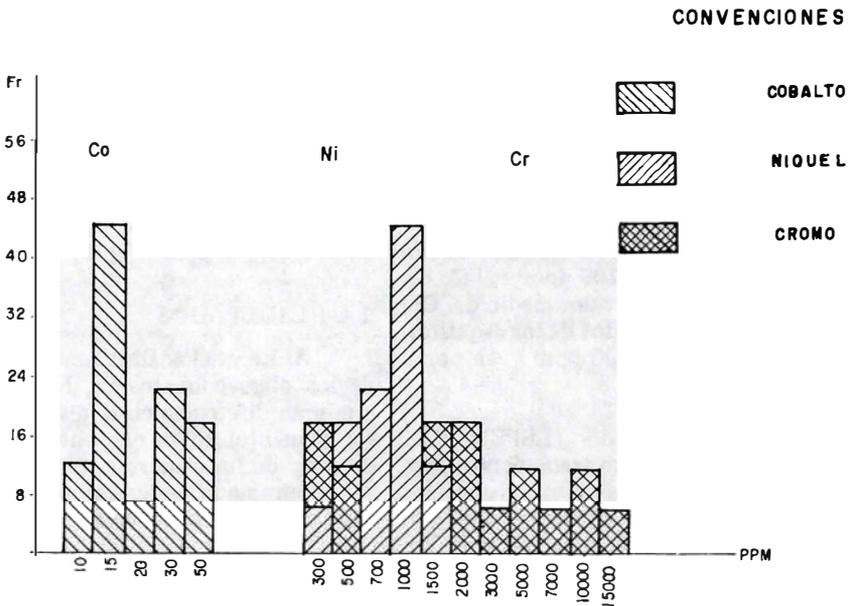


FIG. 4: Histogramas de valores de Co, Ni y Cr en concentrados en batea. Esquistos.

Durante el ciclo de meteorización de las rocas ultrabásicas, en especial las peridotitas, los contenidos de Ni y Co pueden encontrarse, en parte, en los minerales atacados cromita, magnetita e ilmenita, en minerales ferromagnesianos (olivino) y en hidrosilicatos.

Existe una correlación aceptable entre los contenidos de Co-Ni, lo que supone que durante el ciclo de dispersión secundaria, este par de elementos se están acompañando, teniendo en cuenta que el análisis fue semicuantitativo, a diferencia de las parejas Ni-Cr que muestran correlación no tan marcada y Co-Cr que no están indicando correlación alguna (Fig. 5).

3.3. ANALISIS ESTADISTICO DE LOS VALORES DE CROMO, NIQUEL Y COBALTO

En la determinación de parámetros estadísticos se utilizaron tres métodos de análisis, que dieron como resultado valores distintos para los parámetros buscados.

El primer método (HAWKES and WEBB, 1962) consiste en el ordenamiento de los datos de cada uno de los elementos en cada unidad litológica, haciendo que el 50% del número de observaciones equivalga al valor normal y el 2.5% del total de observaciones sea el valor umbral (Tabla 1A); mediante este sistema únicamente se obtuvo el primer valor mencionado, más no el segundo por ser muy reducido el número de muestras recolectadas. La distribución es la siguiente: en los concentrados de los afluentes que drenan la peridotita, el Cr tiene un valor medio de 10.000 ppm, el Ni de 700 ppm y el Co de 50 ppm; a diferencia del valor medio del Cr, Ni y Co en los concentrados de los esquistos que es de 1.500 ppm, 700 ppm y 15 ppm, respectivamente.

El segundo método (LEPELTIER, 1969) consiste en hacer un tratamiento estadístico de todos los datos de un mismo elemento en cada unidad litológica, el cual dio como resultado el poder determinar todos los parámetros estadísticos buscados (Tabla 1B). En los concentrados de la peridotita el Cr tiene un valor medio de 15.000 ppm y un valor umbral de 42.000 ppm; el Ni tiene un valor medio de 830 ppm, un valor umbral de 1.412 ppm y el Co un valor medio de 37

ppm y un valor umbral de 65 ppm. En los concentrados de los esquistos, el Cr tiene un valor medio de 3.744 ppm, un valor umbral de 11.911; el Ni un valor medio de 811 y un valor umbral de 1.380; el Co un valor medio de 21 ppm y un valor umbral de 45 ppm.

El tercer método consiste en determinar gráficamente, usando curvas de frecuencia acumulativas en papel logarítmico, los valores normal y umbral. La acumulación se hizo de los valores altos hacia los valores bajos (Tabla 2) buscando con esto que los valores más bajos se ubiquen hacia un extremo de la línea, o sea la parte más imprecisa de la misma.

Los parámetros así obtenidos fueron imprecisos por estar cada elemento geoquímico mostrando una distribución de valores con más de una población, además de estar el quiebre de la línea recta cerca al nivel del 50% o por encima de éste lo que implica hacer una interpretación subjetiva en cada uno de los casos.

Los valores obtenidos fueron los siguientes: en los concentrados en batea en la peridotita, el Cr tiene un valor normal (\bar{X}) de 12.000 ppm y un valor umbral (t) de 25.000 ppm; para el Ni son de 950 ppm y 1.800 ppm, y para el Co el valor normal es de 35 ppm y el umbral de 67 ppm (Fig. 6); en la unidad de esquistos los valores cambian sustancialmente, el Cr tiene un valor medio de 2.900 ppm y un valor umbral de 28.000 ppm, el Ni 900 ppm para el valor normal y 1.900 ppm, para el umbral y para el Co el valor medio es de 19 ppm y el valor umbral de 130 ppm (Fig. 7).

3.4. RESULTADOS

Al hacer el análisis estadístico de datos de los oligoelementos Cr, Ni y Co se nota una gran diferencia en la distribución de estos elementos en los concentrados de la peridotita y de los esquistos. Por encima del nivel determinado como umbral se obtuvieron algunos valores, considerados anómalos.

En los resultados de la peridotita, se determinaron tres valores "altos" para Cr, que corresponden a 50.000 ppm; dichos valores fueron detectados en muestras cuyo principal constituyente es material que proviene del cuerpo ultramáfico y luego fue de-

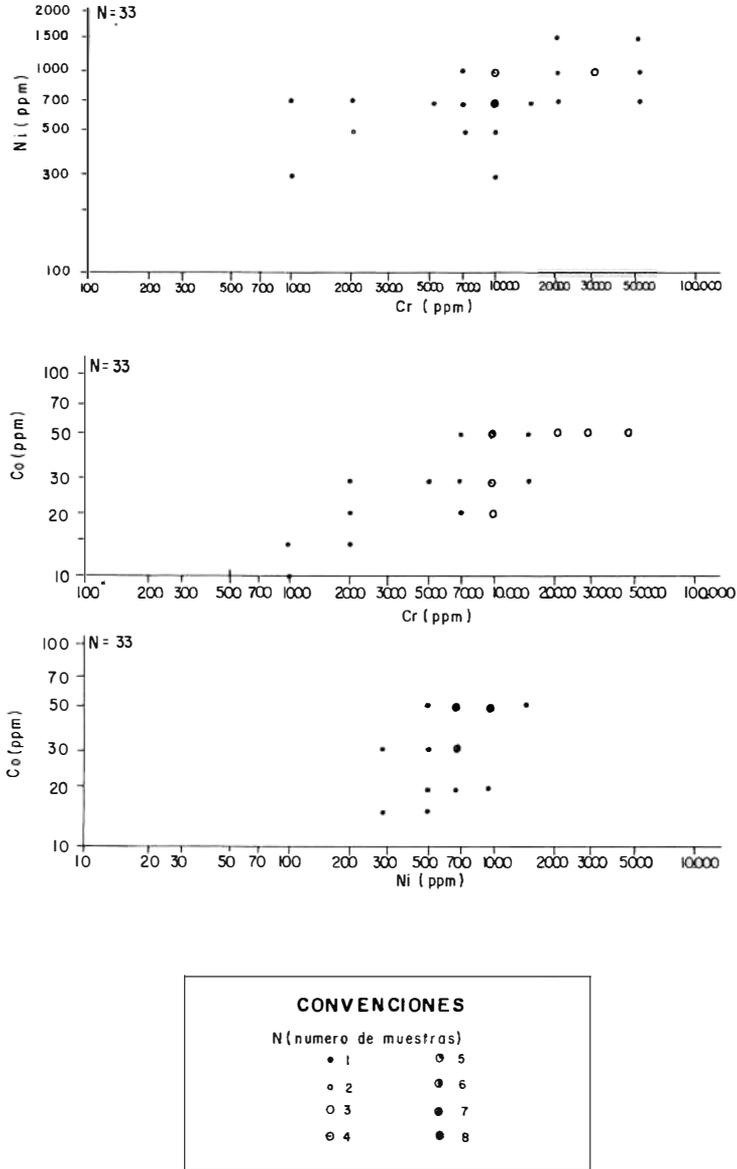


FIG. 5: Diagrama de correlación entre pares de elementos trazas en concentrados en batea de la Peridotita.

TAB. 1: Determinación de parámetros estadísticos de los elementos Cr, Ni y Co. Area de Ituango.

TABLA 1								
IA - Cálculo de valores utilizando el método de Hawkes and Webb, 1962.								
PERIDOTITA								
Contenido de Cr (ppm)	Número de observaciones	Contenido de Ni (ppm)	Número de observaciones	Contenido de Co (ppm)	Número de observaciones			
1000	1	300	2	15	1			
2000	3	500	3	20	10			
5000	2	700	14	30	5			
7000	3	1000	11	50	17			
10000	13	1500	3					
15000	2							
20000	3							
30000	3							
50000	3							
Valor medio = 10.000 ppm Valor umbral = 50.000 ppm		Valor medio = 700 ppm Valor umbral = 1500 ppm		Valor medio = 50 ppm Valor umbral =				
ESQUISTOS								
300	3	300	1	10	3			
500	2	500	4	15	9			
1500	3	700	4	20	1			
2000	3	1000	8	30	3			
3000	1	1500	1	50	2			
5000	2							
7000	1							
10000	2							
15000	1							
Valor medio = 1500 ppm Valor umbral = 1500 ppm		Valor medio = 700 ppm Valor umbral = 1500 ppm		Valor medio = 15 ppm Valor umbral = 50 ppm				
1B - Cálculo de valores utilizando métodos convencionales.								
Unidad Litológica	Elemento	Rango de valores	\bar{X}	t	σ_n	σ_{n-1}	$\sum x$	$\sum x^2$
Peridotita N=33	Cr	1000-50000	15091	41708	13308.4	13514.7	498000	13360000
	Ni	300-1500	830	1412	290.75	295.26	27400	25540000
	Co	15-50	37	65	14.02	14.24	1215	51225
Esquistos N=18	Cr	300-15000	3744	11911	4083.5	4201.9	67400	55250000
	Ni	300-1500	811	1380	284.6	292.8	14600	13300000
	Co	10-50	21	45	12.1	12.4	375	10425
\bar{X} : valor medio, t: valor umbral, σ_n : desviación estandar poblacional, σ_{n-1} : desviación estandar muestral, N= Número de muestras.								

86

TAB. 2: Frecuencia de los elementos Cr, Ni y Co en concentrados en batea de Peridotitas y Esquistos. Area de Ituango.

TABLA: 2						
PERIDOTITA						
Elemento y n(# de muestra)	Orden menor a mayor (ppm)	Frecuencia Relativa	F. R. %	Frecuencia Acumulada	F.A.C. %	
Cr	1	1000	1	3.00	33	100.00
	3	2000	3	9.00	32	96.90
	2	5000	2	6.00	29	87.80
	3	7000	3	9.00	27	81.80
	13	10000	13	39.40	24	72.70
	2	15000	2	6.00	11	33.30
	3	20000	3	9.00	9	27.20
	3	30000	3	9.00	6	18.10
	3	50000	3	9.00	3	9.00
	Ni	2	300	2	6.00	33
3		500	3	9.00	31	93.90
14		700	14	42.00	28	84.80
11		1000	11	33.00	14	42.40
3		1500	3	9.00	3	9.00
Co	1	15	1	3.00	33	100.00
	10	20	10	30.00	32	96.90
	5	30	5	15.00	22	66.00
	17	50	17	51.00	17	51.00
ESQUISTOS						
Cr	3	300	3	16.60	18	100.00
	2	500	2	11.10	15	83.33
	3	1500	3	16.60	13	72.22
	3	2000	3	16.60	10	55.55
	1	3000	1	5.55	7	38.88
	2	5000	2	11.10	6	33.33
	1	7000	1	5.55	4	22.22
	2	10000	2	11.10	3	16.66
	1	15000	1	5.55	1	5.55
	Ni	1	300	1	5.55	18
4		500	3	16.60	17	94.44
4		700	4	22.22	14	77.77
8		1000	8	44.40	10	55.50
1		1500	2	11.11	2	11.11
Co	3	10	2	11.10	18	100.00
	9	15	8	44.40	16	88.80
	1	20	1	5.55	8	44.40
	3	30	4	22.20	7	38.80
	2	50	3	16.60	3	16.60

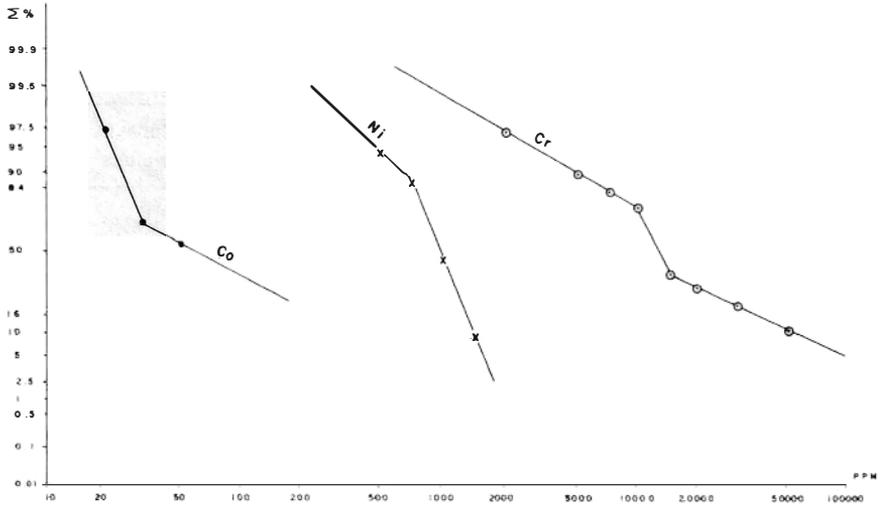


FIG. 6: Curvas de frecuencias acumulativas para los elementos Cr, Ni y Co en concentrados en batea, Peridotitas.

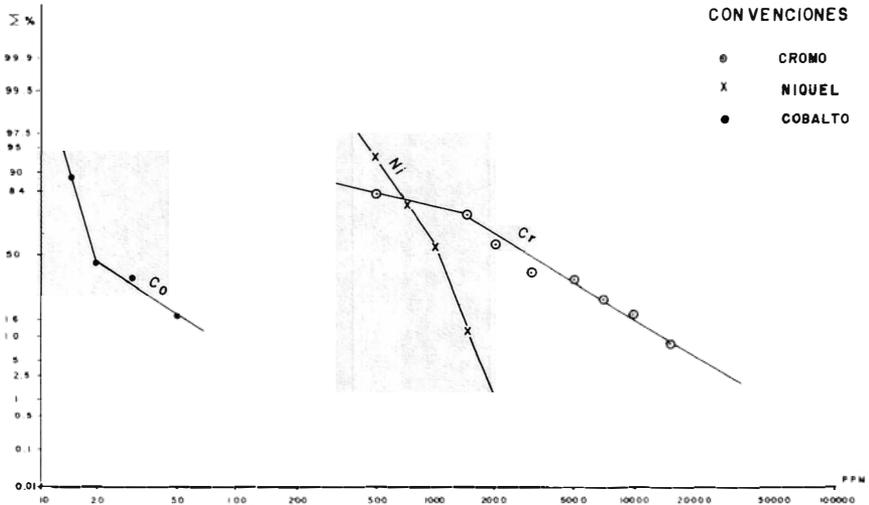


FIG. 7: Curvas de frecuencias acumulativas para los elementos Cr, Ni y Co en concentrados en batea, Esquistos.

positado y acumulado mediante procesos mecánicos, en varios períodos de fuerte esorrentía, en las quebradas La Eme y Mandarina. Puede existir cierta contaminación en las muestras en esta parte, por estar cerca a la carretera y por lo tanto, presentarse una adición de material que ha sido extraído de allí y no material que normalmente arrastra la corriente. El Ni en las muestras de esta misma unidad tiene dos valores "altos", por encima del valor umbral de 1.500 ppm, localizados en la misma quebrada. El Co no tiene valores por encima del valor umbral.

En los resultados de los esquistos se detecto un valor "alto" para Cr de 15.000 ppm, dos valores para Ni de 1.500 ppm y dos valores para Co de 50 ppm; estos valores corresponden a las muestras localizadas en la parte media de la quebrada Los Galgos. Los "altos" valores en Cr y Ni pueden ser debidos a un aporte de minerales pesados que provienen de la unidad ultrabásica, lo que ocasionó una mezcla del material en el canal de la quebrada, incrementándose de esta manera los contenidos en estos elementos. El Co tiene dos valores por encima del valor umbral siendo, en general, la distribución de valores muy homogénea.

4. CONCLUSIONES

Varios aspectos se emplearon para evaluar los resultados del presente estudio geoquímico. El primero hace énfasis en las relaciones entre los datos geoquímicos obtenidos y la geología local, y el segundo enfatiza una sencilla evaluación estadística de los valores de los oligoelementos Cr, Ni y Co.

El Cr es el elemento que está caracterizado geoquímicamente en el cuerpo ultrabásico. A diferencia del Co que presenta, en general, una distribución muy homogénea en toda el área, con valores demasiado bajos, siendo los datos de la unidad metamórfica relativamente los más bajos. El Ni muestra diferencias en la distribución de valores, siendo menores los del cuerpo ultrabásico comparados con los de la unidad metamórfica.

Mediante el reconocimiento geoquímico se determinaron variaciones en los contenidos de Cr, Ni y Co en el cuerpo ultramáfico; hay una marcada tendencia de aumento

del contenido en estos elementos de sur a norte, siendo más notoria a partir de la parte central. Es relevante que los valores son más altos en las partes donde la roca ultrabásica está más fracturada, meteorizada y alterada, lo que permite un mayor aporte de cromita a los canales de las corrientes y por consiguiente una mayor liberación de cromo.

Los contenidos de Ni y Co en el cuerpo ultrabásico, están indicando una buena correlación en un ambiente secundario, de tal manera que parecen seguir una misma trayectoria durante el ciclo de dispersión secundaria; no acontece igual con los contenidos de Ni y Cr que muestran una pobre correlación y con los de Co-Cr que presentan una correlación negativa.

A pesar de que las condiciones fisiográficas del área no son favorables, se determinó una pequeña zona, parte central, delimitada por tres valores altos (50.000 ppm) para Cr. Dichos valores al parecer tienen que ver con el intenso fracturamiento y serpentinización de la roca ultrabásica y de la roca encajante.

Los valores tan bajos en Cr, Ni y Co parece que tienen relación con la poca cantidad de material pesado existente en los canales de las corrientes que drenan el cuerpo ultrabásico; las causas son una topografía demasiado abrupta y un drenaje inmaduro, carente de agua en algunos sitios.

5. RECOMENDACIONES

Varias son las sugerencias para obtener un mejor detalle del área. Es recomendable hacer un muestreo de roca y establecer qué valores se detectan para Cr, Ni y Co; esto permite una comparación real de los valores en un ambiente primario y lo que acontece en un ambiente secundario, con la finalidad de delimitar áreas anómalas.

Además, utilizar otro tipo de análisis distinto al de espectrografía para las mismas muestras, con el fin de obtener datos más precisos, y observar los concentrados al microscopio binocular para determinar los minerales presentes, así como el porcentaje de cromita que hay en cada muestra.

Es posible que mediante un muestreo de sedimentos activos finos, debido a la po-

ca cantidad de material pesado que movilizan las corrientes, se detecten valores más altos para Ni y Co, teniendo en cuenta que las rocas serpentínicas que se derivan de la peridotita son propensas a contener mucho níquel, además de la presencia de cubiertas lateríticas en el área.

Si se desea continuar estudios en el área, a partir de los definidos por el muestreo de concentrados en batea, se recomienda ha-

cer un levantamiento geofísico, acompañado de un muestreo detallado de suelos sobre retícula en la zona central y norte del cuerpo ultrabásico, en el cual se utilice el mismo horizonte para la recolección de las muestras y un espaciamiento no mayor de 25 m entre perfil y perfil. Esto permitirá una mejor delimitación de la zona donde se encontraron valores altos y a la vez permite examinar en profundidad la variación en el contenido de los elementos Cr, Ni y Co.

6. BIBLIOGRAFIA

- ALVAREZ, J. y MUÑOZ, R., 1981.- *Distribución de cromo, níquel y cobalto en la saprolita y en los concentrados de sedimentos fluviales derivados de las dunitas de Medellín. Inf. 1841. Ingeominas, 46 p. Medellín.*
- GOLDSCHMIDT, V.M., 1958.- *Geochemistry*. Alez Muir Ed., Oxford, 730 p. London.
- GOLDSCHMIDT, V.M. und PETTERS, Cl. 1932b.- *Zur Geochemie der Edelmetalle*. Nachr Ges. Wiss. Göttingen, Math - Physik. Klasse III; IV, p. 165.
- HALL, R., ALVAREZ, J. y RICO, H., 1972.- *Geología de parte de los departamentos de Antioquia y Caldas (Sub-Zona II-A)*. Bol. Geol. Vol. XX, No.1. Bogotá.
- HAWKES, H. E. and WEBB, J.S., 1962.- *Geochemistry in Mineral Exploration*. Harper & Row Ed., 415 p. New York.
- INGEOMINAS, 1978.- *Recursos Minerales de Colombia*. Pub. Geol. Esp. del Ingeominas No. 1, 544 p. Bogotá.
- KRAUSKOPF, K., 1967.- *Introduction Geochemistry*. Mac-Graw Hill Ed., 721 p. New York.
- LANDERGREN, S., 1943.- *Geochemiska studier över Grängesbergfältets Järnmalmer*. Ing. Vetenskaps Akad. Handl. 172.
- LEPELTIER, C.A., 1969.- *A Simplified Statistical Treatment of Geochemical Data by Graphical Representation*. Econ. Geol., Vol. 64, pp. 538-550.
- MUÑOZ, R., 1978.- *Prospección Geoquímica en la cuenca de los ríos Guadalupe - Porce*. Tesis de grado (inédita), Universidad Nacional de Colombia, Seccional Medellín.
- RANKAMA, K. y SAHAMA, Th. G., 1962.- *Geoquímica*. Ed. Aguilar, 862 p. Madrid.
- ROSE, A., HAWKES, H. y WEBB, J., 1979.- *Geochemistry in Mineral Exploration*. Second Edition. Academic Press Ed., 657 p. London.
- ZACHARIASEN, W.H., 1948.- *Crystal radii of the heavy elements*. Phys. Rev. 73, p. 1104.

* * *

**SERPENTINITAS Y EPIDOTA ANFIBOLITAS DE ITUANGO
DEPARTAMENTO DE ANTIOQUIA, COLOMBIA**

Informe 1989

Por:

JAIRO ALVAREZ AGUDELO
Instituto Nacional de Investigaciones
Geológico - Mineras

1984

CONTENIDO

	Página
RESUMEN	95
1. INTRODUCCION	95
1.1. OBJETIVOS DEL TRABAJO Y LOCALIZACION	96
1.2. METODOS DE LABORATORIO	96
1.3. TRABAJOS ANTERIORES	96
1.4. AGRADECIMIENTOS	96
2. GEOLOGIA	96
2.1. MARCO REGIONAL	96
2.2. MARCO LOCAL	98
3. SERPENTINITAS	98
3.1. PETROGRAFIA	100
3.2. ESTRUCTURA DE LA ULTRAMAFITA	103
4. EPIDOTA-ANFIBOLITAS	103
4.1. EPIDOTA-ANFIBOLITAS METASOMATIZADAS	108
5. CONTACTOS	109
6. GEOQUIMICA	110
6.1. SERPENTINIZACION	110
6.2. EPIDOTA-ANFIBOLITAS	112
6.2.1. EPIDOTA-ANFIBOLITAS METASOMATIZADAS	112
7. ORIGEN Y EMLAZAMIENTO	115
8. BIBLIOGRAFIA	119

FIGURAS

1. Localización del área de estudio	97
2. Morfología del cuerpo de serpentinita al Sur de Ituango	99
3. Serpentinita cizallada. Carretera Ituango-Medellín	99
4. Textura en malla de la serpentinita (22X) Nic +, Nic II	101
5. Textura en malla. Detalle de serpentina pseudomorfa según olivino (55X) Nic +, Nic II	102
6. Dunita con textura granular xenoblástica (22X)	104
7. Serpentinita foliada parcialmente meteorizada	104
8. Epidota-anfibolita néisica	106
9. Epidota-anfibolita esquistosa	106
10. Contacto Oeste (camino a la Fonda) de serpentinita-epidota anfibolita néisica-filitas básicas	110
11. Diagrama Na ₂ O y CaO vs SiO ₂ para las epidota-anfibolitas asociadas a las serpentinitas de Ituango	116
12. Diagrama álcalis-siice de las epidota-anfibolitas de Ituango	116

	Página
13. Diagrama de variación química AFM de las epidota-anfibolitas asociadas a las serpentinitas de Ituango.	117
14. Variación del contenido de TiO_2 con el índice máfico ($FeO^*/FeO^* + MgO$) en las epidota-anfibolitas (metagabros) de Ituango.	117

TABLAS

1. Análisis y fórmula sobre la base de 23 (0) de los anfíboles de las epidota-anfibolitas tipo 1 y 2 de Ituango.	107
2. Análisis químicos de las serpentinitas de Ituango.	111
3. Promedio y comparación del contenido en algunos elementos trazas de las serpentinitas de Ituango y de roca ultramáfica promedia.	
4. Comparación de la composición química de las serpentinitas de Ituango con dunitas y harzburgitas serpentinizadas de las Montañas Burro.	113
5. Análisis químicos de las epidota-anfibolitas de Ituango.	114
6. Comparación de la composición química promedia de las epidota-anfibolitas con rocas gabroicas intermedias dragadas del Océano Atlántico	115
7. Comparación de la composición química promedia de epidota anfibolitas néisicas típicas con epidota anfibolitas metasomatizadas	118

PLANCHA

1. Mapa geológico de las serpentinitas y epidota-anfibolitas de Ituango, Departamento de Antioquia	entre : 98 - 99
--	-----------------

RESUMEN

Las serpentinitas y epidota-anfibolitas del área de Ituango, forman un cuerpo discontinuo, muy largo y delgado, con rumbo norte-sur y 35 km de longitud, que hace parte de la faja máfica-ultramáfica, tipo alpino, relacionada con la zona tectónica de Romeral. Dicho cuerpo está encajado dentro de una secuencia eugeosinclinal plegada (Grupo Valdivia), con metamorfismo de bajo grado y edad posiblemente Paleozoica y los litotipos que lo conforman tienen contactos tectónicos entre sí y con las metamorfitas encajantes.

La serpentinita, cizallada e internamente fracturada, está constituida por antigorita y/o lizardita y crisotilo. Tiene una razón $MgO/MgO + FeO^*$ entre 0,82 y 0,85 y MgO/SiO_2 entre 0,92 y 1,07 lo cual sugiere que la serpentinitización fue un proceso isoquímico, acompañado solamente por la adición de agua y que el protolito fue principalmente una harzburgita. Las características químicas y mineralógicas relictas insinúan que esta roca fue residuo de fusión parcial en el manto.

Se distinguieron epidota-anfibolitas néisicas y esquistosas que difieren en mineralogía, grado de recristalización y cizalladura; son gradacionales entre sí, predominando el segundo tipo hacia la base del "thrust" ofiolítico. La composición química de estas rocas sigue la tendencia toleítica, es similar a la de los gabros intermedios dragados de la dorsal Atlántica y se sitúa en el campo de las ofiolitas de alto Ti. El protolito fue, quizás, un gabro homogéneo ligeramente rico en magnesio, generado en una dorsal de una cuenca oceánica mayor o en una cuenca marginal.

El cuerpo de Ituango fue emplazado en forma sólida, en el Cretáceo tardío-Terciario temprano, como un fragmento ofiolítico desmembrado, a lo largo de fallas inversas profundas inclinadas hacia el este. Durante el emplazamiento, las rocas fueron recristalizadas y deformadas penetrativamente. El emplazamiento al nivel presente es post-Mioceno temprano y continúa en la actualidad a causa del movimiento activo de las fallas que limitan dichas rocas.

1. INTRODUCCION

En varias fajas orogénicas del mundo se ha observado la íntima asociación de peridotita-gabro, conformando lo que Thayer (1967) llamó complejos tipo alpino, a los cuales les señaló unas características petrológicas y estructurales particulares, además de considerar entre las litounidades una relación consanguínea.

El advenimiento de la teoría de tectónica de placas, suministró nuevas herramientas para explicar el origen y emplazamiento de las asociaciones máficas-ultramáficas, tipo alpino, más acordes con las observaciones de terreno e investigaciones experimentales.

Por otra parte, la definición por la conferencia Penrose (1972) del término ofiolita, el cual era empleado en un sentido muy amplio, y la apreciación de que probablemente las ofiolitas son fragmentos de la litosfera oceánica que han sido obductados en las márgenes continentales (COLEMAN, 1971; DEWEY and BIRD, 1971), ha llevado a estimar a las asociaciones peridotita-gabro, tipo alpino, como ofiolitas incompletas o desmembradas.

En la zona occidental de Colombia y principalmente a lo largo del flanco occidental de la Cordillera Central, se presenta un cinturón constituido por cuerpos alargados de peridotita y gabro homogéneo o únicamente peridotita, los cuales están íntimamente relacionados con la zona de Falla de Romeral (BARRERO et al, 1969; GONZALEZ, 1974; ALVAREZ, 1979, 1982). Estos cuerpos se encuentran encajados tectónicamente en rocas volcánicas del Cretáceo, entre éstas y metamorfitas eugeoclinales pre-mesozoicas o en estas últimas, (ALVAREZ, 1979).

La asociación máfica-ultramáfica de Ituango forma parte de ese cinturón oriolítico de varios centenares de kilómetros de longitud y está dentro de metamorfitas pre-mesozoicas.

1.1. OBJETIVOS DEL TRABAJO Y LOCALIZACION

Este estudio tiene como propósito describir las características petológicas y la posible historia del cuerpo de epidota-anfibolita y serpentinita de Ituango. Se trata de contribuir en esta forma a la comprensión de los procesos tectónicos que se realizan en la corteza y manto en las márgenes continentales.

El cuerpo está situado en el Departamento de Antioquia, al este de la población de Ituango (Fig. 1), en las Planchas 104-I-D, 104-III-B, D, 115-I-B, D, en escala 1:25.000 del IGAC.

1.2. METODOS DE LABORATORIO

Se efectuaron un total de 44 análisis petrográficos de secciones delgadas, de los cuales 15 corresponden a serpentinita, 26 a epidota-anfibolita y dos a anfibolitas con metasomatismo.

La composición de los olivinos fue obtenida por el químico Antonio Gutiérrez, en el laboratorio del INGEOMINAS en Medellín, empleando un espectrómetro difractor JEOL, modelo 60P2, con goniómetro modelo DX-GOS. También efectuó dos análisis por fluorescencia de rayos-X. En el mismo laboratorio, el químico Alvaro Bedoya R., determinó estroncio, bario, cromo, níquel, vanadio, cobalto y cobre en cuatro muestras de roca, empleado un espectrofotómetro de absorción atómica marca Shimadzu, modelo AA-64-13.

En el laboratorio químico del INGEOMINAS en Bogotá, se realizaron 26 determinaciones cuantitativas en igual número de muestras de roca para elementos mayores, menores y trazas. Estas determinaciones fueron efectuadas por los químicos Ada Yolanda V. de Sánchez y Gabriel Torres. La sílice y el aluminio se hicieron por gravimetría, el hierro y titanio por volumetría, el fósforo por colorimetría y el magnesio por complejometría. Calcio, manganeso, sodio, potasio, estroncio, bario, cromo, níquel, vanadio, cobalto y cobre se determinaron por espectrometría de absorción atómica usando un aparato Perkin Elmer, modelo 306, de lectura digital.

1.3. TRABAJOS ANTERIORES

Hall et al (1972) y Alvarez et al (1970), informaron por primera vez en un trabajo regional de la existencia, al este de Ituango, de un cuerpo de serpentinita y de la presencia de una masa de metagabro al sur de éste. Estos autores no reportaron la prolongación de dichos cuerpos hacia el norte y solo hicieron referencia somera y general de los mismos en los aspectos tanto geológico como petrológico.

1.4. AGRADECIMIENTOS

El autor desea agradecer al doctor Tomas Feininger los análisis efectuados en anfíboles utilizando la microsonda Kevex, E.D.S. del Servicio Geológico de Canadá (Ottawa).

2. GEOLOGIA

2.1. MARCO REGIONAL

En el sector septentrional de la Cordillera Central, afloran las metamorfitas del Grupo Valdivia (HALL, et al, 1972; ALVAREZ et al, 1970), constituidas principalmente por metapelitas, metabasitas y neises félsicos, de edad posiblemente Paleozoica (HALL et al, 1972), intruidas por rocas granitoides del Cretáceo. Parte de la secuencia es eugeoclinal, está intensamente deformada y su metamorfismo es de bajo grado. El origen de los neises félsicos es una incógnita aún no resuelta. Pequeños remanentes locales de sedimentitas clásticas continentales del Terciario (Oligoceno tardío Mioceno), se presentan con contactos fallados en las metamorfitas. Dentro de esta secuencia, se encuentra la asociación máfica-ultramáfica metamorfozada de Ituango, que forma parte de un cinturón ultramáfico discontinuo (ALVAREZ, 1982), ubicado en el flanco occidental de la Cordillera Central.

Las masas que forman dicho cinturón, están relacionadas con la zona tectónica de Romeral (BARRERO et al. 1969; GONZALEZ, 1974; ALVAREZ, 1979), y algunas de ellas, se encuentran encajadas en rocas metamórficas premesozoicas.

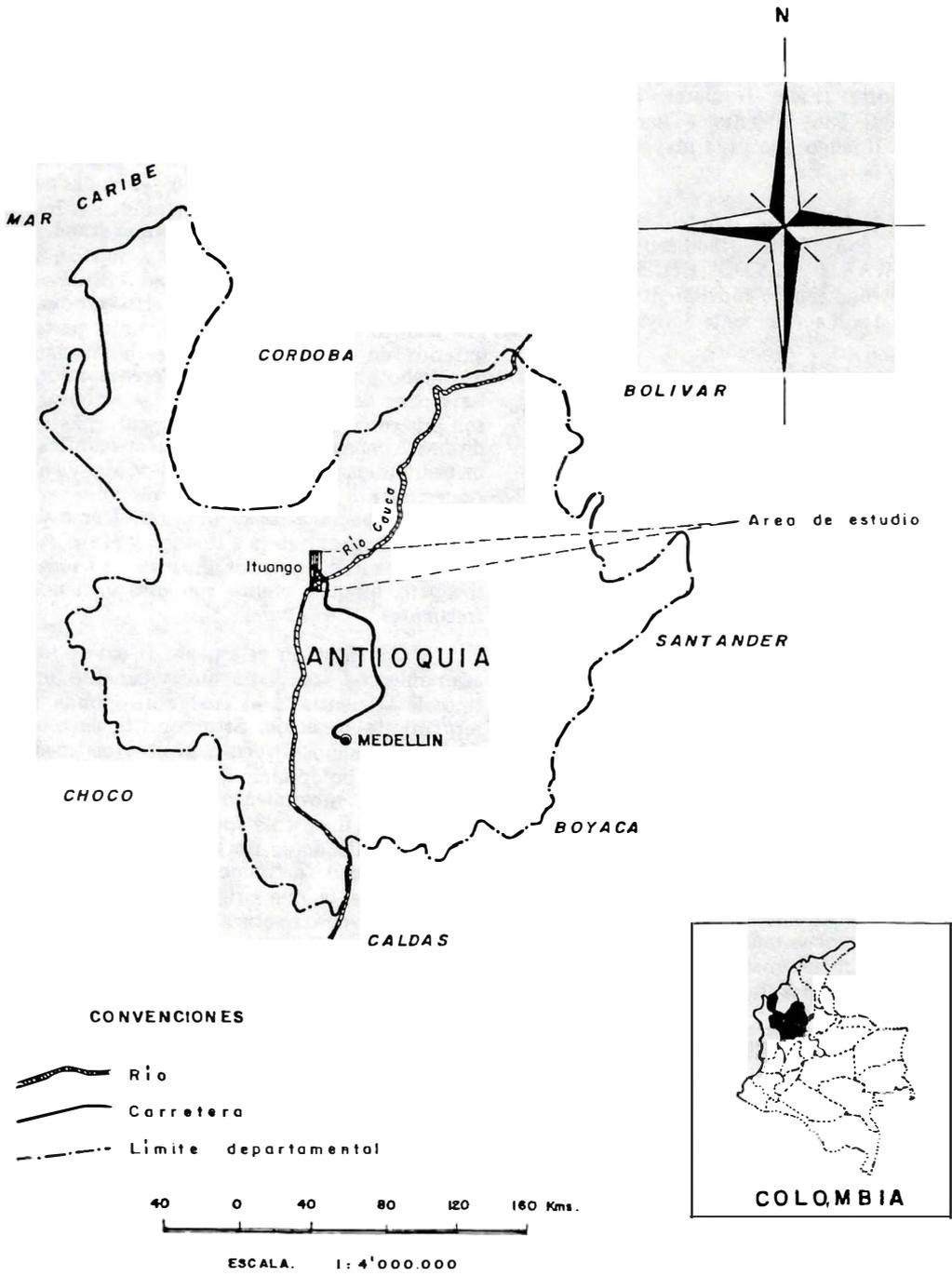


FIG. 1: Localización del área de estudio.

Estructuralmente la región está situada en el llamado bloque Ituango (WOODWARD CLYDE CONSULTANTS, 1980), caracterizada por un complejo conjunto de fallas subparalelas de dirección general Norte (Falla Romeral, Sabanalarga, Contaderal- San Eugenio y Sardinás) y la Falla de Ituango que es la mayor falla transversal de la región.

Las fallas son generalmente del tipo inverso, con fuerte inclinación al este (WOODWARD CLYDE CONSULTANTS, op. cit.); han tenido movimiento en el Cuaternario o son actualmente activas.

2.2. MARCO LOCAL

Las serpentinitas y las epidota-anfibolitas están emplazadas tectónicamente en una secuencia metamórfica de bajo grado, facies esquisto verde, perteneciente al Grupo Valdivia, sin que exista relación con una determinada unidad litológica. Así, al sur del río Ituango, se encuentran predominantemente dentro de filitas básicas, en cambio al norte del mismo, las filitas básicas intercaladas con metapelitas y metasemitas gris oscuras a negras y ricas en materia orgánica, constituyen las rocas encajantes. (Pl. 1).

Cuerpos de neises félsicos se presentan en la secuencia esquistosa, pero sin contacto directo con las ofiolitas.

La esquistosidad de las metamorfitas tiene un rumbo regional norte-sur, con inclinación pronunciada tanto al este como al oeste, y coincide con la estratificación. Asimismo, las rocas máficas y ultramáficas poseen una actitud más o menos concordante con la de las rocas encajantes.

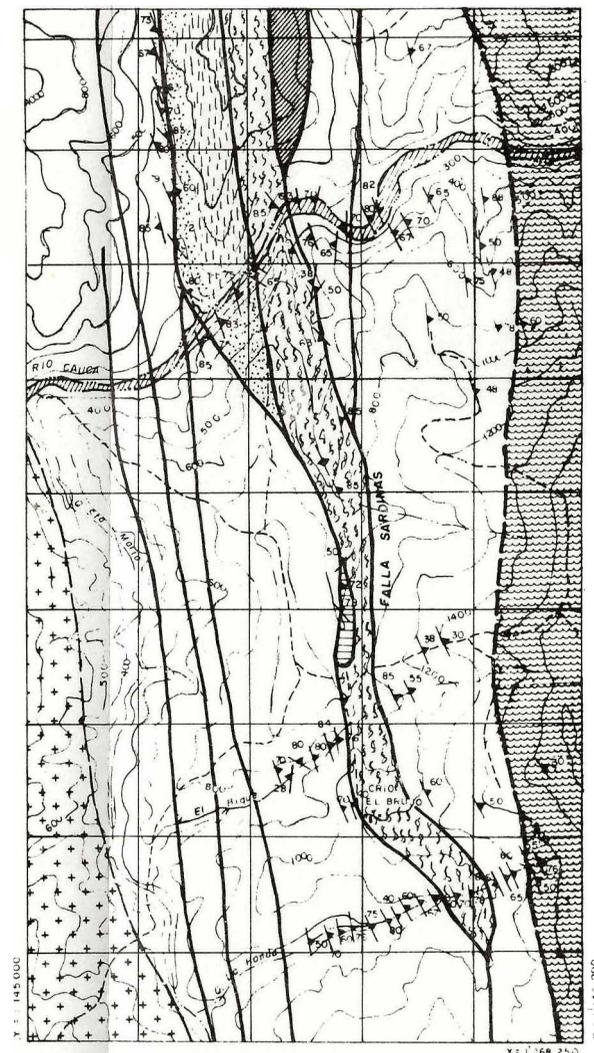
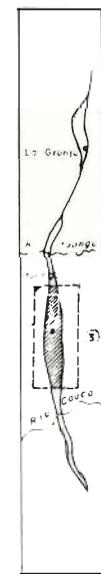
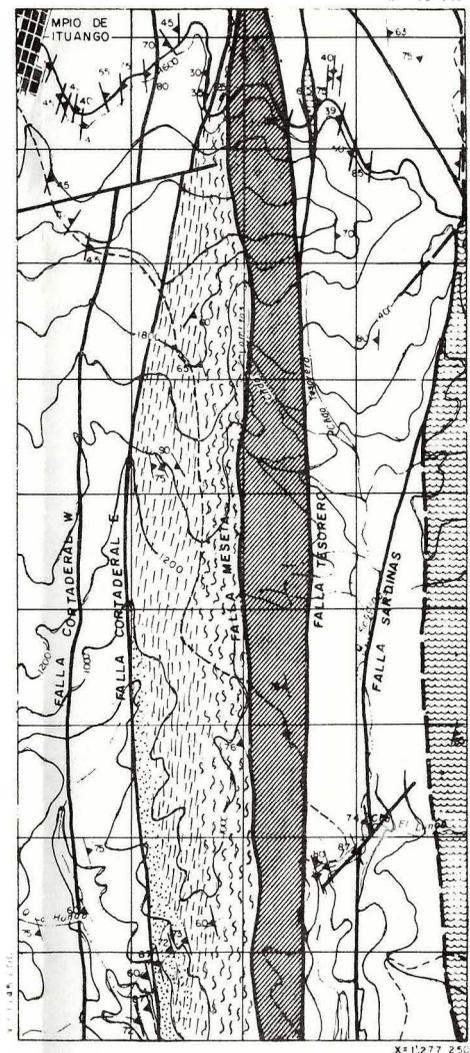
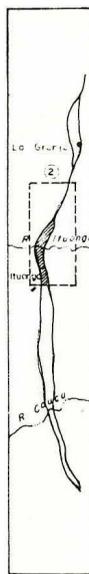
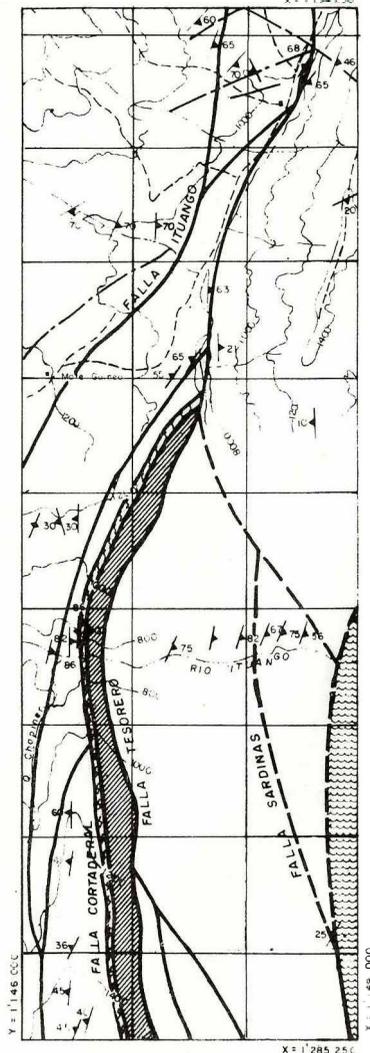
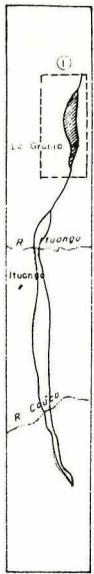
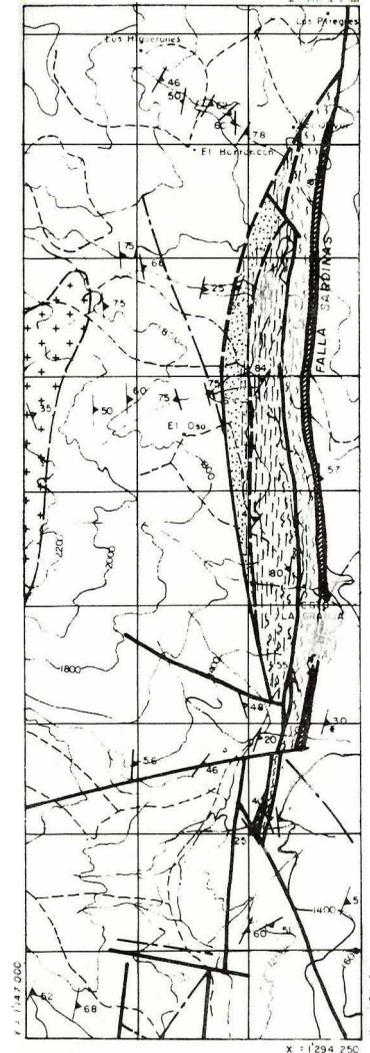
3. SERPENTINITAS

Las serpentinitas forman un cuerpo discontinuo muy largo y delgado de dirección norte-sur. En el sector sur (Ituango), aflora continuamente, tiene una longitud de 15 km y un espesor menor de 600 m. En el sector central, se observa únicamente un pequeño cuerpo alargado de pocos metros de espesor y de más o menos 40 m de longitud, para luego reaparecer al norte (La Granja) en forma de dique con un espesor de unos cuantos metros a 30 m aproximadamente y una longitud mayor de 8 km (Pl. 1).

En el sector sur, se presentan buenas exposiciones de serpentinita fresca, en la carretera que va a la población de Ituango y en los tributarios de la quebrada Sardinás. En este mismo sector, el cuerpo forma colinas redondeadas, y en sus partes topográficamente más altas con morfología relativamente suave, se desarrolló una cubierta laterítica, en general pobre en vegetación, de color rojizo oscuro (Fig. 2). En cambio, en zonas de pendientes pronunciadas, son abundantes los bloques de serpentinita, ya sea como grandes cantos dispersos, de decímetros a metros, o como pequeños guijarros en estados diversos de meteorización, con colores gris verdoso, gris claro o ligeramente marrón. En la parte exterior de algunos bloques se desarrollan por dicho proceso, capas de diferente color, las cuales de la superficie hacia el interior, son gris verdosas, verdes y gris oscuras. Estas diversas capas, analizadas espectrográficamente, indican lixiviación de Fe y Mg, y enriquecimiento en Ni en la capa de color verde con respecto a las demás. En el área situada entre la carretera a Ituango y el río del mismo nombre, los afloramientos son escasos pero bloques sueltos son más o menos frecuentes.

Con base en el aspecto físico de los afloramientos, se distinguió solamente un tipo de serpentinita el cual corresponde a serpentinita cizallada. Esta consiste en bloques de tamaños diversos, de centímetros a decímetros predominantemente, los cuales han tenido movimiento diferencial entre ellos, con la invariable formación de serpentinita recrystalizada de fibra deslizada (Fig. 3). El movimiento tectónico a lo largo de las fracturas, de la que originalmente fue una serpentinita con fractura en bloques, se ha efectuado con diversos grados de intensidad, dando lugar a un leve desarrollo de serpentinita cizallada entre bloques, pero donde el cizallamiento es extremo se forma serpentinita en escama de pescado.

La serpentinita de fibra deslizada y cizallada tiene superficies suaves y brillantes, de colores que forman manchas de varias tonalidades: blanco grisáceo, amarillo verdoso, verde amarillento y verde pálido. Ocasionalmente se ven venas de crisotilo menores de 2 cm de espesor, con deformación y ligero deslizamiento de las mismas. Algunos bloques de decímetros de diámetro, muestran fracturamiento interno sin movimiento diferencial, pero éste es notorio en la superficie exterior de ellos.

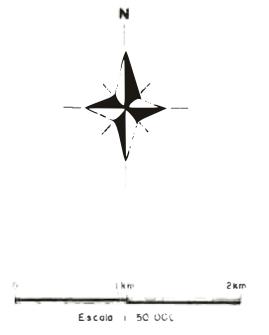


LEYENDA

Terciario		Sedimentitas clásticas continentales
		Serpentino
		Epidoto anfíbolita néisico (tipo 1)
Cretáceo		Epidoto anfíbolita esquistosa (tipo 2)
		Epidoto anfíbolita esquistosa transicional a filita básica
		Granitoides
Pre-cretáceo		Neises félsicos
		Esquistos de bajo grado

CONVENCIONES

CONTACTOS	
	Localización aproximada
FALLAS	
	Localización precisa
	Probable o incierto
	Lineamiento fotogeológico
FOLIACION	
	Inclinada
	Vertical



PLANCHA. — 1 Mopo geológico de las serpentinitos y epidoto anfíbolitas de Ituango, Dpto de Antioquío (Modificado de Alvarez et al., 1970)

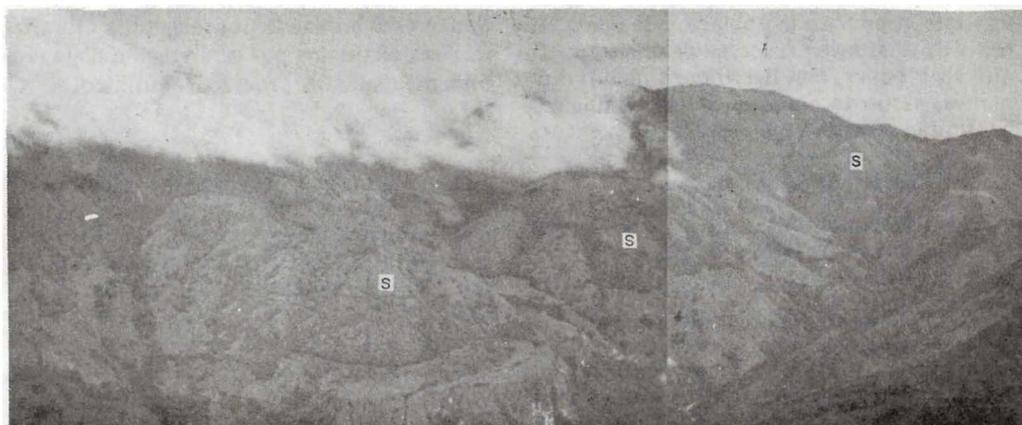


FIG. 2: Morfología del cuerpo de serpentinita(s) al sur de Ituango.

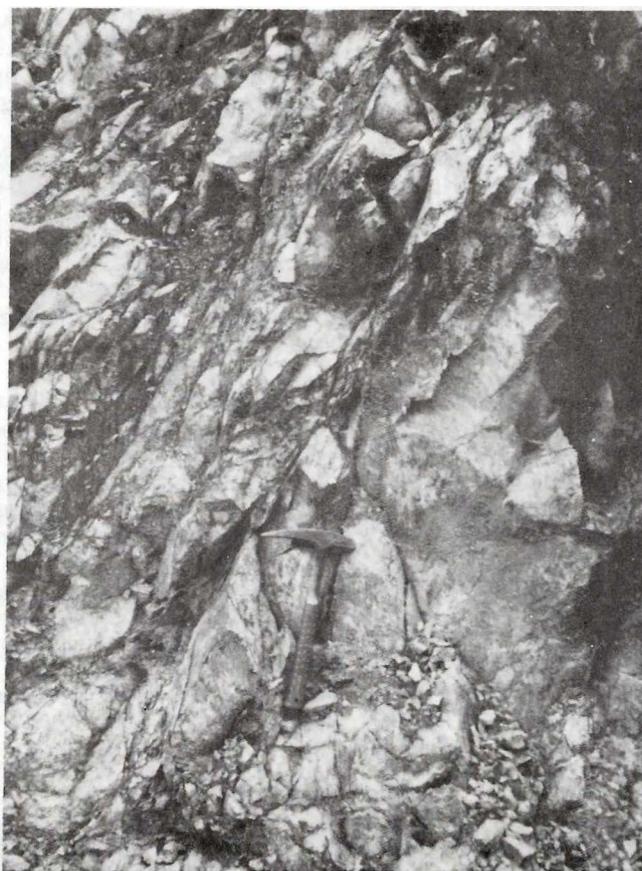


FIG. 3: Serpentinita cizallada. Carretera Ituango-Medellín

En el sector norte (La Granja), se observan buenos afloramientos, sobre la carretera que conduce a la población de Santa Rita. Allí el aspecto físico es de una serpentinita en bloques, con ligero movimiento diferencial, variando a zonas donde es una serpentinita esquistosa o en escama de pescado.

3.1. PETROGRAFIA

Las serpentinitas en su parte interna son de color negro grisáceo, gris oscuro medio y negro verdoso.

El fracturamiento que se observa megascópicamente, también se ve a escala microscópica y es mucho más claro cuando existe mineralogía primaria, no siendo así al aumentar la serpentización. El modelo de fracturamiento es triangular y rectangular complementado por abundantes fracturas irregulares.

Algunas de las muestras tomadas en bloques, sin movimiento diferencial interno, han sufrido el proceso de serpentización en una forma relativamente estática. En ellas se observa al microscopio, la configuración geométrica de los granos de olivino bordeados por magnetita, conformando una típica textura en malla (Fig. 4). En muestras moderadamente cizalladas, los contornos de antiguos cristales de olivino serpentizados se encuentran más raramente y sólo en algunas partes. Normalmente existen relictos ocasionales y dispersos de olivino, aunque esporádicamente este mineral constituye más del 90% de la roca.

Los minerales de serpentina son fibrosos (crisotilo), o laminares (antigorita o lizardita). En algunas partes el crisotilo forma hileras dobles separadas por magnetita o serpentina laminar fina. Se presenta en los bordes de microfracturas y reemplazando algunos cristales primarios, olivino y piroxeno, siendo su tamaño menor de 1,5 mm. Ocasionalmente forma venas hasta de 6 mm de espesor y en ellas está flexionado por cizalladura. La serpentina no fibrosa, ocurre en placas, venas y láminas, generalmente menores de 0,4 mm, y en pequeñas escamas. Cuando la serpentización es completa se observan los límites de los cristales de olivino definidos por magnetita muy fina. Continuando hacia el interior del antiguo cristal existe algunas veces, una franja de crisotilo y luego cristales de serpentina no fibrosa, magnetita pulverulenta y en ocasiones carbonato (Fig. 5).

El espinel crómico original se observa generalmente como relictos en serpentina, donde está bordeado por magnetita cromífera. Esta se origina por la alteración de la cromita mediante un proceso isoquímico.

La magnetita se presenta como polvo fino, forma manchas o algunas veces venillas en compañía de carbonato. Contornea y reemplaza olivino y piroxeno y bordea cromita. Los carbonatos forman venillas irregulares.

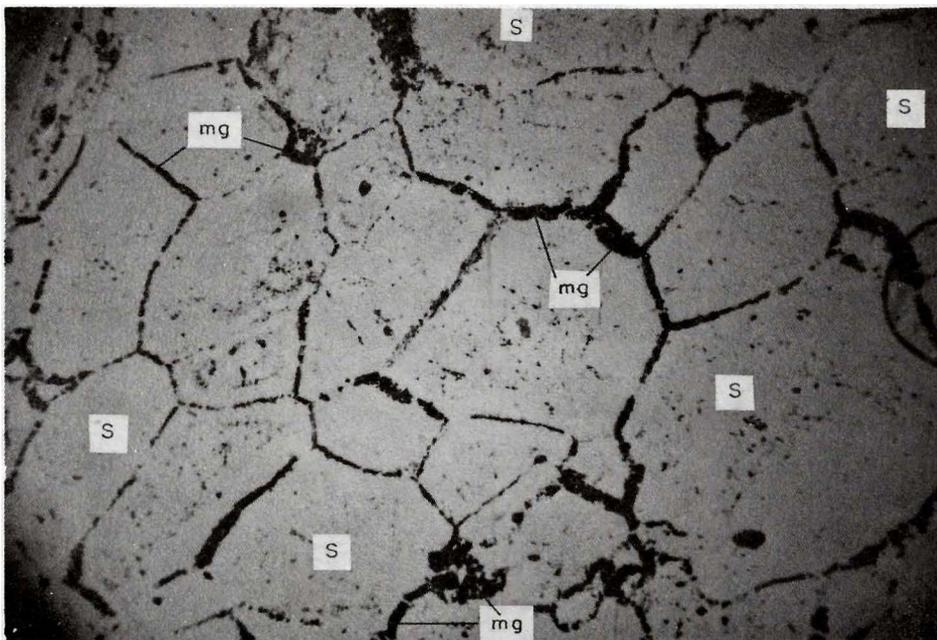
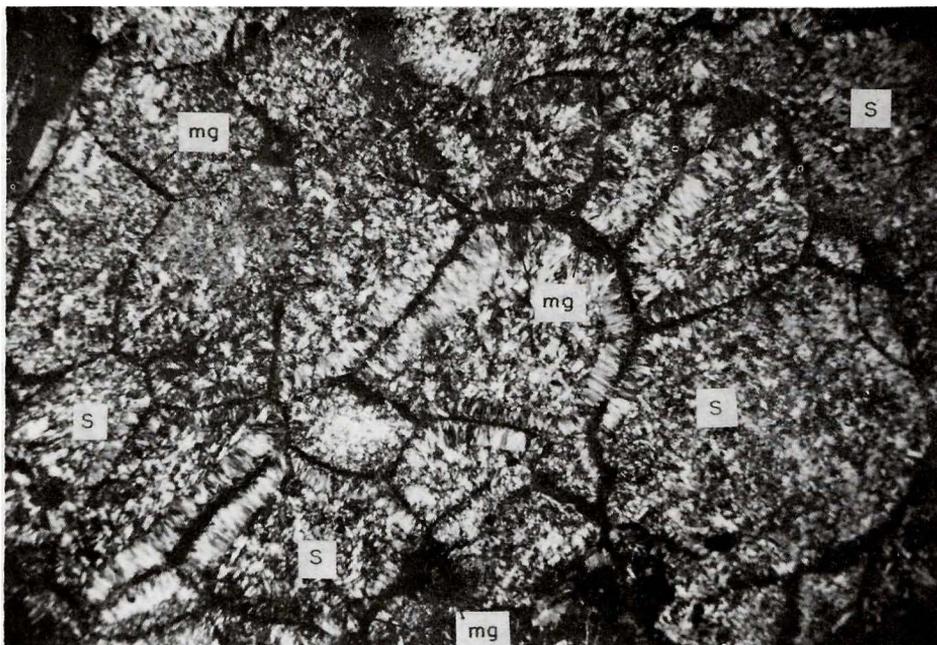
La clorita es incolora a verde pálida, escasa, ocurre como hojas anhedrales y escamas de 0,2 a 1 mm de longitud. Se encuentra dispersa o formando venas irregulares posteriores a las de serpentina. A veces está asociada con magnetita y/o carbonatos.

En resumen, los principales minerales producto de la serpentización son serpentina fibrosa (crisotilo), y no fibrosa (antigorita o lizardita), además de magnetita.

Protolito. A causa de la fuerte serpentización es difícil decir cuál es el protolito de la ultramafita de Ituango. Sin embargo, en una muestra, la mineralogía primaria es de una dunita con aproximadamente 7% de minerales serpentínicos, aunque en otros especímenes podrá corresponder a una harzburgita.

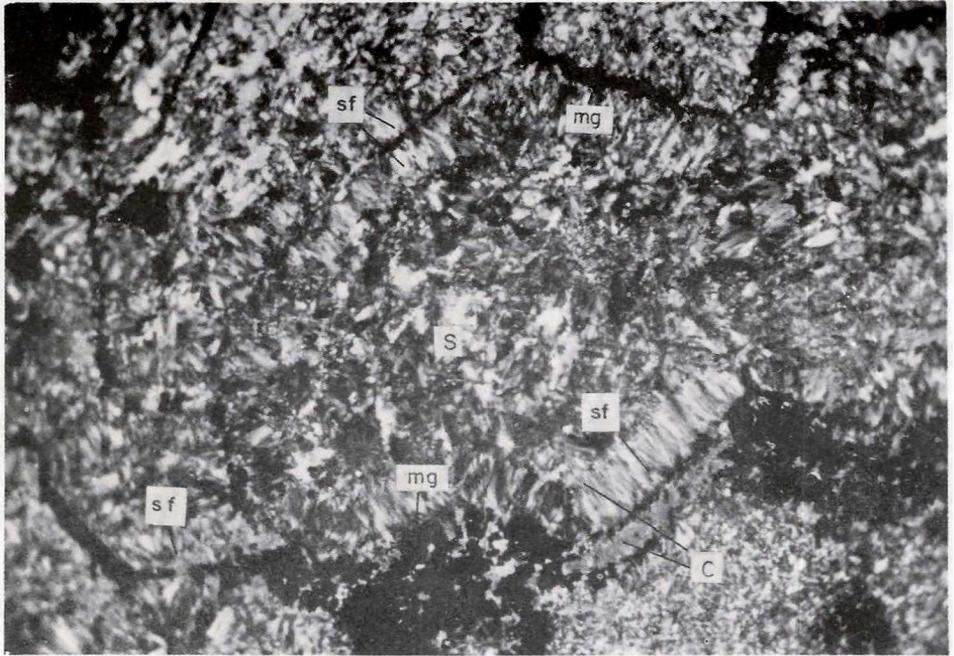
La dunita está compuesta por olivino y espinel crómico. La textura es granular xenoblástica y algunos cristales de olivino tienen bordes que se interfieren unos con otros (Fig. 6). Dichos cristales son equidimensionales y principalmente equigranulares, su tamaño predominante varía de 0,5 a 1 mm, aunque algunos alcanzan hasta 2 mm. En todos los cristales se observa extinción ondulatoria, pero en los de mayor tamaño y fragmentados, dicha extinción es desigual. Microfranjas, con fuerte fracturamiento, atraviesan los minerales ocasionando granulación.

La presencia de "lamaellas de deformación" no es clara, aunque en algunos cristales parecen estar limitadas por fracturas. Es probable que en parte su existencia sea difusa en razón al abundante fracturamiento intragranular. La determinación por DRX de la composición de los olivinos fue posible

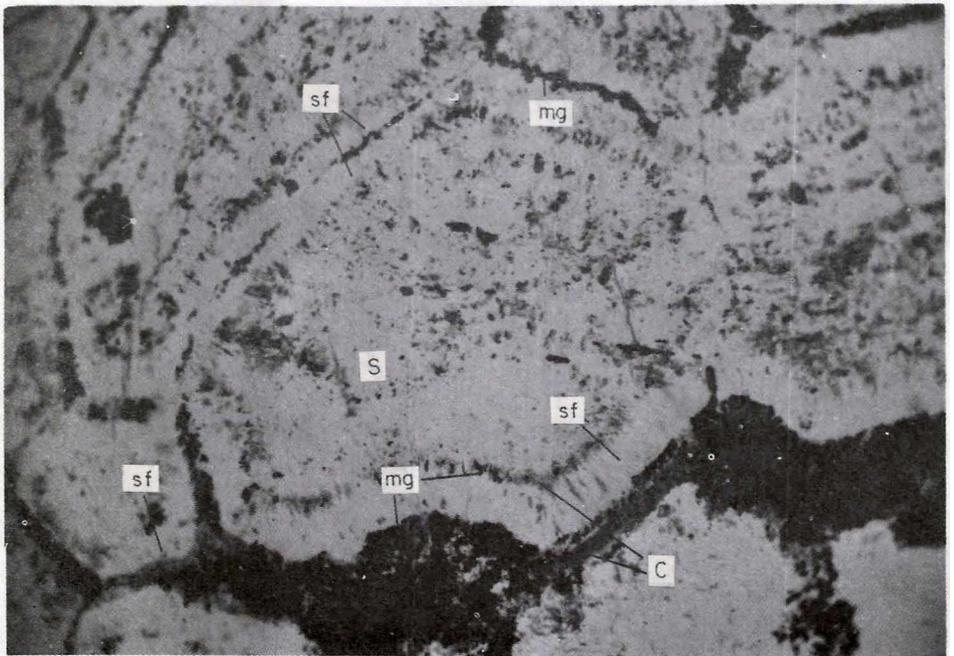


(b)

FIG. 4: Textura en malla de la serpentinita (22X). (a): Nic +; (b): Nic II, s: serpentina, mg: magnetita.



(a)



(b)

FIG. 5: Textura en malla. Detalle de serpentina pseudomorfa según olivino (55X). (a): Nic + (b): Nic II. s: serpentina no fibrosa. sf: serpentina fibrosa. mg: magnetita. c: carbonato.

hacerla únicamente en dos muestras, en las cuales los porcentajes de este mineral son mayores del 5%. Se utilizó el método de Yoder y Sahama (1957), dando por resultado una composición promedio de $Fo_{92} Fa_8$ con un rango del 4% molecular de Fo .

Relictos de cristales de ortopiroxeno se hallan algunas veces. Este mineral se encuentra como granos aislados, menores de 1 mm, transformados parcial o completamente a serpentina (bastita), como también reemplazados por carbonato. Poseen "lamaellas de deformación" (Kink banding) más o menos paralelas, pero la extinción difiere en orientación de unas a otras. Todos los cristales de ortopiroxeno tienen extinción ondulatoria.

El espinel crómico ocurre como granos dispersos anhedrales, subredondeados o esqueléticos de color pardo rojizo. La parte alterada de este mineral es opaca, de color negro y enriquecida en hierro férrico (magnetita). Su tamaño varía comúnmente de 0,3 a 1,5 mm. En ultramafitas intensamente serpentinizadas o serpentinitas se presenta a su alrededor magnetita secundaria y a veces clorita y carbonatos.

Aunque en las ultramafitas de Ituango se conservan su mineralogía primaria algunos rasgos que sugieren deformación en estado sólido, ellos no son tan claros como en las dunitas de Medellín (ALVAREZ, 1982).

3.2. ESTRUCTURA DE LA ULTRAMAFITA

Cuando la roca ultramáfica está poco serpentinizada, como sucede con algunas rocas duníticas, no se observan estructuras planares macroscópica ni microscópicamente. En este último caso, los cristales de olivino podrían tener cierta orientación cristalográfica que no fue definida en este estudio. Sin embargo, cuando la serpentización es avanzada, se observa bandeamiento en mayor o menor grado.

Dicho rasgo planar está representado por bandas, como hojas de papel a milímetros de espesor, en general discontinuas, lenticulares y de diferente color, gris oscuro a gris verdoso, que presentan una diferente resistencia a la meteorización. El aspecto que muestran en la superficie algunos bloques, parcialmente meteorizados, es de una "piel

rugosa" con salientes y acanaladuras discontinuas (Fig. 7), con aspecto similar al de las dunitas foliadas de Medellín (ALVAREZ, 1982).

Microscópicamente las bandas están constituidas por minerales de alteración y minerales primarios. Se observan lentículos y listas discontinuas constituidas por cristales de olivino y ortopiroxeno (?), algunos de ellos en proceso de serpentización o totalmente serpentinizados, pero conservando los contornos originales definidos a veces por opacos y/o carbonatos, además de cromita. Estas bandas están separadas por serpentina junto con manchas y granos de opacos (magnetita), ocasionalmente cromita, además de carbonato. Granos diminutos de opacos y en ocasiones de carbonatos se disponen en forma lineal como si estuvieran controlados por un clivaje muy fino similar al de un clinopiroxeno y conformando manchas hasta de 3,5 mm. Aunque no se sabe con certeza la razón de esa disposición, parece que en el proceso de alteración del olivino, antes de serpentinizarse, se transforma a un anfíbol (?) de color ligeramente pardusco y a veces fibroso, a lo largo de cuyo clivaje se colocan los opacos cuando se serpentinizan. En el proceso de descomposición algunos cristales de olivino adquieren una rara forma de madeja. Placas alargadas o fibras de clorita están asociadas con opacos o carbonatos.

Algunas de las características antes anotadas en el bandeamiento, son parecidas a las reportadas por Alvarez (1982), para las tectonitas dunitas de Medellín y es posible que los rasgos estructurales secundarios sean controlados por la disposición mineralógica primaria. No obstante, no existen suficientes bases para pensar que el cuerpo de Ituango sea similar al de Medellín.

4. EPIDOTA-ANFIBOLITAS

El cuerpo de las epidota-anfibolitas se encuentra al oeste de la serpentinita; aflora paralelamente y tiene contactos tectónicos con ésta y con las metamorfitas paleozoicas que afloran al oeste. En el sector sur (Ituango), posee un ancho menor de 1000 m y una longitud de 21 km; al norte (La Granja), se amplía localmente hasta 500 m, y se extiende por unos 8 km (Pl. 1).



FIG. 6: Dunita con textura granular xenoblástica (22X). ol: olivino. s. serpentinita.

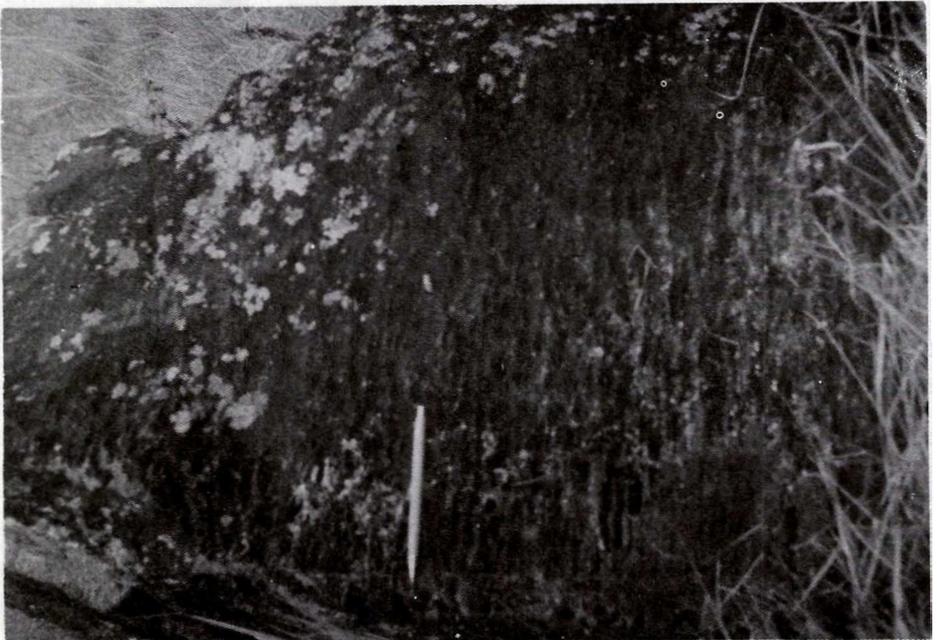


FIG. 7: Serpentinita foliada parcialmente meteorizada.

En general, los afloramientos son regulares. Los mejores se encuentran en los tributarios de las quebradas Sardinas y Lomitas situadas al sur de la carretera a Ituango y en los cortes de la vía que conduce del caserío de La Granja a Santa Rita.

Las epidota-anfibolitas están afectadas por cizalladura y metamorfismo dinámico en mayor o menor grado. Se distinguieron dos tipos de epidota-anfibolita, que cambian gradualmente uno a otro, relacionados posiblemente con un metamorfismo dinámico progresivo, expresado por cambios mineralógicos y texturales a partir del contacto oeste con la serpentinita.

Tipo 1. Epidota-anfibolita néisica (Fig. 8). Aflora al oeste de la serpentinita y en algunos sitios es la única variedad existente. Predominantemente tiene grano medio a grueso y apariencia gabroica con cruda orientación mineralógica dimensional. Localmente se encuentran segregaciones monomineralicas de grano grueso y color verde oscuro, de hornblenda-anfibolita como también anfibolitas normales que gradan a rocas de grano fino a medio. No se observa bandeamiento composicional típico, aunque se presentan bandas discontinuas de centímetros a decímetros. La cizalladura es especialmente notable al sur del río Cauca, y en rocas adyacentes a la serpentinita se desarrollan protomilonitas, milonitas y filonitas.

La textura primaria del protolito gabroico de la epidota-anfibolita fue borrado completamente por los procesos de recristalización metamórfica, aunque en el tipo 1, dicho proceso está en una etapa menos avanzada que en el tipo 2. En efecto, como se verá más adelante, existen diferencias en cuanto a la composición de los anfíboles y en el grado de recristalización de plagioclasa y epidota.

Tipo 2. Epidota-anfibolita esquistosa (Fig. 9). Es de color verde oscuro, con capitas menores de 1 mm compuestas por minerales claros y oscuros, los cuales definen a veces bandeamiento composicional, con listas discontinuas o lenticulares de diferente composición, que ocasionalmente tienen capas de plagioclasa hasta de 2 cm de espesor. Hacia el oeste, cuando se aproxima a la secuencia metamórfica pre-mesozoica de bajo

grado, la esquistosidad es muy fina, el tamaño de grano disminuye, las segregaciones de plagioclasa y cuarzo, lenticulares y alargadas hasta de 5 cm de espesor aumentan y son concordantes con la foliación, aunque algunas más delgadas son discordantes. La apariencia de la roca paulatinamente se vuelve igual a la de una filita básica, facies esquistoso verde, perteneciente a la secuencia antes dicha.

Las asociaciones mineralógicas observadas son las siguientes:

- Hornblenda - epidota - albita - cuarzo - clorita - esfena.
- Hornblenda - actinolita - epidota - andesina - albita - clorita - mica blanca - cuarzo - esfena .
- Hornblenda - epidota - albita - clorita - carbonato - mica blanca - esfena - opacos.
- Hornblenda - epidota - clorita - albita - actinolita - mica blanca - hematita - esfena.
- Hornblenda - epidota - albita - cuarzo - clorita - esfena

La hornblenda es pleocroica y se presenta en cristales prismáticos gruesos, rómbicos o pseudo hexagonales, idioblástica a subidioblástica y con clara extinción ondulatoria. En la epidota-anfibolita del tipo 1, tiene comúnmente un tamaño menor de 5 mm, aunque a veces alcanza 1 cm y su color Z axial es amarillento a verde amarillento. Es magnésiana, más pobre en Fe y más rica en Ti que las anfibolitas del tipo 2 (Tab. 1).

El mayor contenido en Ti se debe posiblemente a condiciones diferentes en temperatura (RAASE, 1974), siendo probable que las del tipo 1 recristalizaran a mayor profundidad y quizá a más alta temperatura que las rocas esquistosas más tardías del tipo 2.

En las partes marginales del anfíbol, por recristalización y reacción, se ha formado clorita verde muy pálida, en plaquitas entrelazadas y sin orientación preferencial, menores de 0,16 mm, o se presenta como láminas delgadas que siguen el clivaje. Acompa-

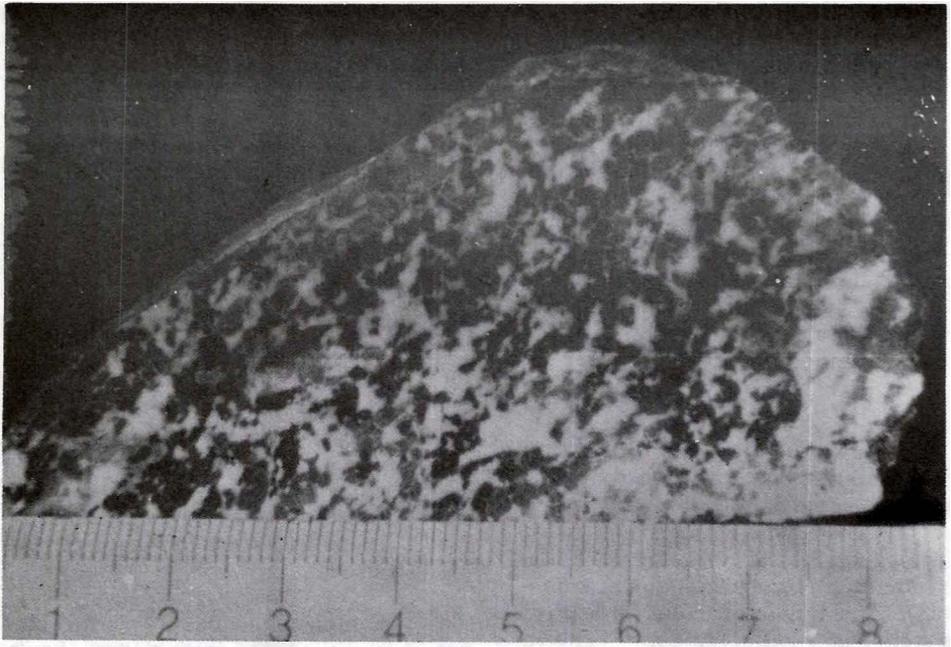


FIG. 8: Epidota-anfibolita néisica.

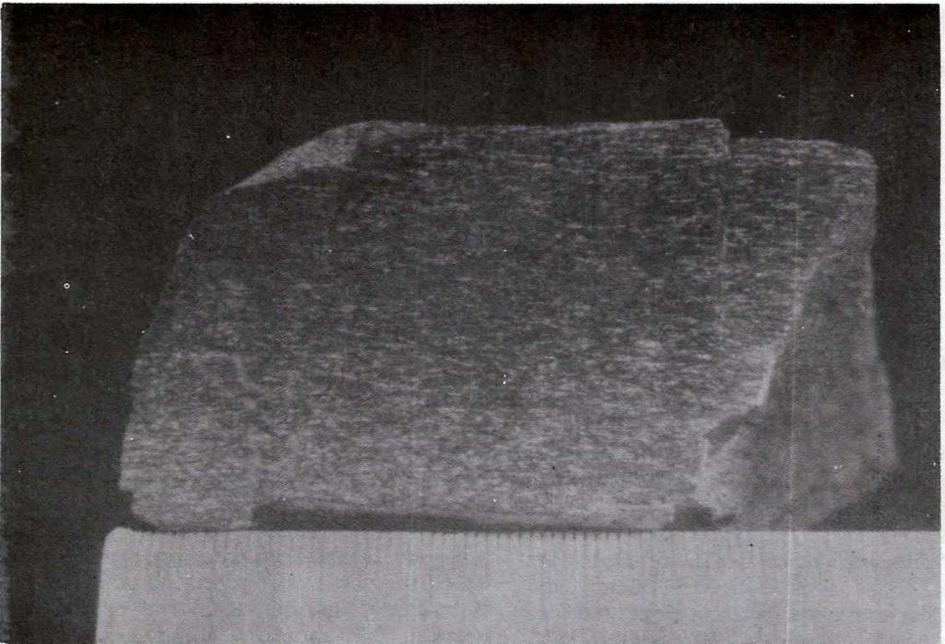


FIG. 9: Epidota-anfibolita esquistosa.

TAB. 1: Análisis y fórmula sobre la base de 23(O) de los anfíboles de las epidota-anfibolitas tipo 1 y 2 de Ituango.

Peso %	Tipo 1					Tipo 2					Tipo 2						
	Secc. Anfb.		IGM-174274		(JAA-1265	Secc. Anfb.		IGM-174275		(JAA-1271A)	Secc. Anfb.		IGM-174975		(JAA-1804)		
	1	2	3	4	5 Prom.	1	2	3	4	5 Prom.	1	2	3	4	5 Prom.		
SiO ₂	48,11	47,54	47,82	49,19	48,06	48,14	46,43	45,47	46,15	46,91	46,20	45,91	46,14	45,77	45,59	45,60	45,80
TiO ₂	0,59	0,75	0,70	0,61	0,66	0,66	0,58	0,46	0,51	0,47	0,45	0,49	0,46	0,36	0,37	0,42	0,42
Al ₂ O ₃	10,36	9,30	9,38	8,09	9,79	9,38	11,32	11,73	11,27	10,77	10,89	11,20	12,33	12,72	11,60	12,78	12,06
Cr ₂ O ₃	0,09	0,10	0,10	0,11	0,12	0,10	0,16	0,20	0,11	0,04	0,01	0,14	0,13	0,09	0,06	0,04	0,09
FeO	10,86	11,26	11,29	10,99	11,13	11,28	13,52	12,88	13,31	12,55	13,14	13,08	12,43	13,00	12,07	12,28	12,53
MnO	0,15	0,19	0,08	0,21	0,21	0,17	0,33	0,24	0,32	0,27	0,23	0,28	0,22	0,26	0,24	0,17	0,29
MgO	14,95	14,81	15,10	15,91	14,98	15,15	13,32	13,08	13,41	13,14	13,23	13,24	12,90	12,56	13,31	12,78	13,14
CaO	11,97	12,39	12,28	12,52	12,19	12,27	12,27	11,83	12,35	12,16	12,15	12,15	12,16	12,88	12,79	11,80	11,89
Na ₂ O	1,62	1,39	1,63	1,27	2,09	1,60	1,49	1,83	1,88	1,46	1,48	1,63	2,54	2,73	2,41	2,66	2,30
K ₂ O	0,27	0,06	0,04	0,09	0,12	0,12	0,08	0,10	0,07	0,12	0,08	0,09	0,06	0,07	0,10	0,05	0,07
Totales	98,97	97,78	98,41	99,29	99,21	98,72	99,50	97,82	99,39	97,89	97,68	98,46	99,18	99,95	98,74	98,54	98,74

Número de Iones sobre la base de:

Si	23(0)	23(0)	23(0)	23(0)	23(0)	23(0)	23(0)	23(0)	23(0)	23(0)	23(0)	23(0)	23(0)	23(0)	23(0)	23(0)	23(0)
Ti	6,848	6,873	6,867	6,993	6,848	6,886	6,673	6,637	6,650	6,809	6,724	6,699	6,605	6,597	6,668	6,590	6,616
Al	0,063	0,082	0,076	0,066	0,070	0,071	0,062	0,050	0,055	0,051	0,049	0,054	0,053	0,050	0,040	0,041	0,046
Cr	0,010	0,012	0,011	0,012	0,014	0,012	0,018	0,023	0,012	0,004	0,001	0,012	0,016	0,015	0,010	0,007	0,005
Fe	1,293	1,360	1,354	1,343	1,310	1,332	1,625	1,572	1,604	1,523	1,606	1,586	1,496	1,555	1,471	1,484	1,521
Mn	0,018	0,024	0,010	0,025	0,025	0,020	0,041	0,030	0,040	0,034	0,029	0,34	0,027	0,031	0,030	0,021	0,036
Mg	3,172	3,192	3,232	3,372	3,183	3,230	2,853	2,845	2,880	2,844	2,883	2,861	2,766	2,677	2,891	2,753	2,786
Ca	1,825	1,920	1,889	1,907	1,861	1,880	1,890	1,850	1,907	1,891	1,902	1,888	1,874	1,820	1,840	1,828	1,841
Na	0,447	0,359	0,453	0,351	0,578	0,444	0,414	0,519	0,524	0,410	0,419	0,458	0,708	0,757	0,680	0,745	0,708
K	0,050	0,012	0,007	0,017	0,022	0,021	0,015	0,018	0,015	0,022	0,015	0,017	0,011	0,012	0,018	0,009	0,012
Totales	15,464	15,348	15,486	15,441	15,555	15,473	15,509	15,561	15,602	15,431	15,504	15,522	15,648	15,658	15,640	15,655	15,630

Proporciones

Fe	20,55	20,02	20,91	20,27	20,61	20,67	25,53	25,08	25,10	24,34	15,13	25,04	24,37	25,69	23,71	24,47	24,51
Mg	50,43	49,32	49,91	50,93	50,10	50,14	44,80	45,40	45,07	45,44	45,11	45,16	45,08	44,23	46,62	45,39	45,81
Ca	29,02	29,86	29,18	28,80	29,29	29,19	29,67	29,52	29,83	30,22	29,76	29,80	30,54	30,08	29,67	30,14	29,68
Razón																	
FM	0,29	0,30	0,30	0,28	0,29	0,29	0,36	0,35	0,36	0,35	0,36	0,35	0,35	0,37	0,33	0,35	0,35

Tipo de Anfíbol: Hornblenda magnesiana

Tipo de Anfíbol: Hornblenda magnesiana

Tipo de Anfíbol: Hornblenda edenítica.

ñando la clorita existen granos diminutos de epidota y esfena. Algunas veces con la clorita se ven cristales aciculares incoloros a verde muy pálido, pobres en Fe, de tremolita-actinolita, menores de 0,3 mm, formando un borde marginal de reacción. Ocasionales manchas de carbonato existen en la hornblenda. Es común que los contactos de este mineral con epidota, albita y cuarzo, provenientes de plagioclasa, tengan forma irregular o aserrada sugiriendo reacción.

En la epidota-anfibolita del tipo 2, la hornblenda es generalmente menor de 0,5 mm y el color *Z* axial es verdoso. Su composición es edenítica y más rica en Fe y pobre en Ti que la de las anfibolitas tipo 1 (Tab. 1). Este hecho se debe posiblemente a que la esfena y epidota, más abundantes en el tipo 2, restringen la entrada del Ca en los anfíboles permitiendo el ingreso de Na disponible. Asimismo, estos tienen menos TiO_2 a causa de que las anfibolitas tipo 2 poseen mayor cantidad de otras fases de Ti como la esfena, que reduce el contenido de este óxido en los anfíboles. También, la hornblenda es más pobre en SiO_2 y más rica en Al, porque en las anfibolitas esquistosas la actividad de la sílice es mayor fomando cuarzo de segregación y plagioclasa sódica, lo que conduce a variaciones inversas en el anfíbol.

La hornblenda se encuentra recristalizada a clorita a lo largo del clivaje, y con ésta, tienen contactos penetrativos y fluctuantes, pero este mineral comúnmente se presenta en hojas bien formadas alternando con los demás, aunque es mucho más escaso.

Tres análisis de anfíbol hechos con microsonda, dieron los resultados que se observan en la Tabla 1.

La plagioclasa, menor de 0,5 mm, se encuentra recristalizada en grados variables. En la epidota-anfibolita del tipo 1, es característicamente sausrítica, nublosa, en la cual diminutos granos de epidota (se usa al término como sinónimo de minerales del grupo de la epidota), se enlazan tomando el aspecto de madeja; a veces con una reacción y recristalización más avanzada, estos granos se soldan formando granos más grandes y bien constituidos, que inundan densamente a la plagioclasa tomando un aspecto poiquilítico.

En algunos casos se observan en la plagioclasa, maclas polisintéticas, a veces difusas, que indican que recristalizó a composiciones relictas cercanas a An_{34} , aunque predominantemente la recristalización es más fuerte, próxima a An_{10} , siendo en este caso, intersticial. En mucho menor cantidad, se presentan marginalmente a la plagioclasa granos homogéneos de clorita, moscovita, calcita y cuarzo.

En la epidota anfibolita del tipo 2, aunque también se presenta plagioclasa sausrítica, nublosa o poiquilítica, en su mayor parte constituye cristales albiticos homogéneos bien formados que alternan con anfíboles, epidota y cuarzo.

La epidota, como cristales columnares gruesos y delgados con fuerte orientación dimensional o granos robustos, ocurre alternándose con cristales homogéneos de cuarzo, anfíbol y a veces albita limpia o sausrítica en epidota-anfibolitas del tipo 2. Ocasionalmente en el tipo 1 se encuentran gruesos cristales prismáticos en los cuales están incluidos abundantes granos de hornblenda de bordes curvos. Sin embargo, en esta roca normalmente no se llega a esta etapa de homogenización y recristalización de la epidota.

Ocasionalmente se presentan en el tipo 1 intercrecimientos simpletícticos entre albita y epidota.

El cuarzo cuando se presenta es escaso y anhedral. En la epidota-anfibolita de tipo 1, forma agregados policristalinos con bordes suturados y sombras de presión, pero en el tipo 2 se observan granos homogéneos bien formados y el porcentaje de cuarzo, en general, es mayor. La esfena se presenta dispersa en las rocas y su longitud es menor de 0,3 mm. Algunos cristales tienen un núcleo de color amarillo. Es más abundante en las anfibolitas del tipo 2.

4.1. EPIDOTA-ANFIBOLITAS METASOMATIZADAS

Epidota-anfibolitas néisicas parcialmente metasomatizadas se observaron únicamente en la carretera La Granja-Santa Rita y su composición mineralógica aunque sufrió algunos cambios, no presenta las características de las rodingitas (COLEMAN, 1967).

El afloramiento ocurre en el contacto con la serpentinita. Allí, se ve un lente de 4,0 m por 1,5 m en sección vertical, en contacto directo con dicha roca y algunos bloques como inclusiones tectónicas. La roca que los constituye es de color gris claro a verde amarillento, cataclástica en mayor o menor grado y con estructura néisica relicta.

En el lente anotado, se presentan dos variedades de rocas metasomatizadas sin una distribución zonal clara. La primera, está compuesta por epidota, albita intersticial deformada y maclada y menores porcentajes de tremolita y clorita; la segunda, por epidota, albita con escasa esfena.

La mineralogía de las inclusiones tectónicas en la serpentinita, consta de hornblenda relicta, clorita abundante, tremolita y poca esfena.

5. CONTACTOS

Las serpentinitas y epidota-anfibolitas se encuentran en contacto tectónico entre sí y con las metamorfitas encajantes. Las fallas que bordean la serpentinita tienen, además de rocas con fuerte metamorfismo cataclástico, una buena expresión geomórfica representada por notorios quiebres topográficos y cauces de quebradas profundos y orientados. En cambio, el contacto de las epidota-anfibolitas con las rocas metamórficas del Paleozoico, aunque es tectónico y neto en algunos sitios como el río Ituango y la carretera Ituango-Medellín en otros se llega gradualmente a las filitas básicas empezando por anfibolitas, cuyo grano se va haciendo más fino a la vez que el metamorfismo dinámico y la recristalización se van acrecentando hasta llegar a filonitas similares a las filitas (Camino La Granja-Alto El Oso).

La Falla Tesorero, que limita la serpentinita al este, forma parte de la zona de Falla Sardinas-Tesorero (Pl. 1), tiene más de 60 km de longitud y está constituida por dos fallas subparalelas que se encuentran hacia el sur, con ramales de las fallas Espíritu Santo y Romeral; aunque podría ser el ramal este de la continuación norte de la zona de Falla Romeral. El movimiento cuaternario de la falla es normal con inclinación 55° a 70° E (WOODWARD CLYDE CONSULTANT, 1980).

La zona de falla Meseta - Cortaderal este y Cortaderal oeste, está situada al occidente de las epidota-anfibolitas, siendo posiblemente la traza Cortaderal este la que las separa de las filitas pre-mesozoicas, aunque como se mencionó antes, el paso entre ambos tipos de rocas es transicional en algunas zonas y de una roca se pasa a la otra sin que se presente, excepto localmente, una fractura definida. Existe por lo tanto, una zona transicional de deformación en donde la cizalladura es paralela a la foliación que incluye en el extremo oeste, la falla Cortaderal oeste. Hacia el norte de Ituango las varias ramas convergen, junto con la falla transversal Ituango, formando una zona tectónica más estrecha y cuya falla principal sería la Falla Sardinas. A nivel superficial, estas fallas, como las anteriores, son actualmente del tipo normal con buzamiento pronunciado al este. Específicamente la Falla Sardinas tiene una posición N5-10°W, 55-75°SE y su movimiento, en algún momento, tuvo un componente horizontal ya que los lisos existentes en la serpentinita esquistosa, que aflora inmediatamente al sur del Caserío La Granja, así lo sugieren,

Los efectos del fallamiento en el contacto oeste, entre serpentinita y anfibolita néisica, se observan en varios sitios, pero son especialmente claros en las carreteras La Granja-Santa Rita y Medellín-Ituango y en el camino que va al caserío La Fonda, en dirección este, paralelo al río Ituango. En el último sitio se observan las siguientes características (Fig. 10).

1. Serpentinita cizallada, color negro verdoso, con superficies brillantes abigarradas en tonalidades verde amarillento a verde manzana, a lo largo de las cuales ha habido movimiento con formación de serpentinita recristalizada.
2. Serpentinita fuertemente cizallada, esquistosa con superficies brillantes verde negruzco.
3. Ultramilonita de epidota-anfibolita, color gris verdoso claro, fuertemente esquistosa, con lentecillos de cuarzo y bloques de protomilonita. Hacia el oeste grada a rocas menos deformadas, de protomilonita a epidota-anfibolita néisica.

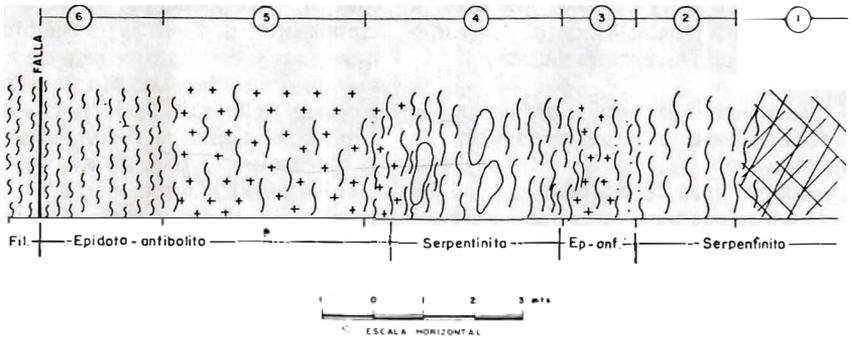


FIG. 10: Contacto Oeste (camino a la Fonda): Serpentinita-epidota-anfibolita néisica-filitas básicas.

4. Serpentinita con poliedros de cizalladura. Lente tectónico en la epidota anfibolita.
5. Epidota-anfibolita néisica sin cizalladura o ésta es leve.
6. Protomilonitas y milonitas de epidota anfibolita, color verde gris claro a gris claro, en contacto fallado con filonitas provenientes de filitas verdes.

En general, en los sitios donde se observa dicho contacto las rocas son cataclásticas. Merece mencionarse además la ocurrencia, en un tributario de la quebrada Lomitas, de una roca gris clara muy deformada proveniente de anfibolitas néisicas, constituida por abundante tremolita fibrosa, epidota, carbonatos y esfena. Además, allí se presenta a lo largo de la zona de falla un dique andesítico (?), delgado, cizallado y foliado, compuesto por hornblenda, plagioclasa sódica, epidota y sausurita con menores cantidades de biotita, calcita, cuarzo, esfena, clorita y apatito.

Buenas exposiciones del contacto Este no se conservaron. Sin embargo, sobre la carretera Ituango-Medellín, en el contacto con las serpentinitas, las rocas metamórficas de bajo grado, filitas básicas, cuarcitas y esquistos cuarzoceríficos, forman un pliegue antiformal con el flanco oeste verticalizado y en contacto fallado con la ultramafita.

6. QUIMICA

6.1. SERPENTINIZACION

El proceso de serpentización, con sus implicaciones geoquímicas, es importante por su relación con el tectonismo en límites convergentes de placas.

Para conocer acerca de dicho proceso en las serpentinitas de Ituango, se efectuaron siete análisis químicos de roca total, en muestras con grados diversos de serpentización y en cuatro de ellas se hicieron determinaciones de algunos elementos traza (Tab. 2). Los análisis químicos fueron normalizados sustrayendo agua con el fin de poder comparar con otros cuerpos.

La gravedad específica es un método seguro para establecer el grado de serpentización (COLEMAN y KEITH, 1971), y el contenido de agua, cuando no se presenta brucita como sucede en el cuerpo de Ituango, sirve también para tal objetivo. Se observa que existe una clara correlación entre la gravedad específica, el contenido de agua y el factor de oxidación, con disminución en la primera e incremento en los demás, cuando aumenta la serpentización (Tab. 2).

La razón $MgO/MgO + FeO^*$ es muy constante y varía entre 0,82 y 0,85, valores característicos para Harzburgita. Por otra parte, la cantidad de agua requerida para

TAB. 2: Análisis químicos de las serpentinitas de Ituango.

No. Muestra	171861	171863	171862	171864	174269	174271	174860	174277
IGM	JAA-1251	JAA-1286	JAA-1386	JAA-1386	JAA-1251	JAA-1252	JAA-1286	JAA-1274
	D4	A-D4	A-D1	A-D5	A		A-D7	
Gravedad específica	3,09	2,83	2,67	2,63	2,74	2,67	2,60	2,68
SiO ₂	37,67	39,38	38,95	39,77	34,25	37,24	40,67	39,38
Al ₂ O ₃	0,47	0,57	0,76	0,66	1,61	0,85	0,94	1,80
Fe ₂ O ₃	2,68	3,69	5,95	6,79	6,16	6,10	4,63	3,73
FeO	7,27	3,63	2,17	1,77	2,53	1,69	2,83	4,49
MgO	47,35	40,68	39,50	38,90	36,01	39,77	37,69	36,34
CaO	0,13	0,53	0,11	0,62	3,92	1,08	0,57	0,98
Na ₂ O	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03
K ₂ O	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
TiO ₂	0,13	0,029	0,25	0,46	0,65	0,20	0,39	0,04
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,17	0,12	0,10	0,10	0,09	0,10	0,10	0,08
H ₂ O ⁺	3,69	10,23	11,68	11,17	14,32	12,24	11,62	12,23
H ₂ O ⁻	0,22	0,32	0,24	0,06	0,14	0,34	0,23	0,30
Suma	99,83	99,21	99,75	100,35	99,72	99,66	99,71	99,41
MgO/MgO								
+FeO*	0,83	0,85	0,84	0,85	0,82	0,85	0,84	0,82
MgO/SiO ₂	1,26	1,03	1,01	0,98	1,05	1,07	0,93	0,92
FeO*	9,68	6,95	7,52	6,98	8,07	7,18	8,85	7,8
Fe ₂ O ₃ /FeO								
+Fe ₂ O ₃	0,27	0,50	0,73	0,77	0,71	0,78	0,62	0,45
Elementos traza (ppm)								
Sr	-	-	-	-	10	10	15	10
Ba	-	-	-	-	100	100	100	100
Cr	-	-	-	-	3500	2200	2400	2600
Ni	-	-	-	-	2100	2100	1700	1800
V	-	-	-	-	12	12	20	12
Co	-	-	-	-	125	110	130	120
Cu	-	-	-	-	25	5	30	25
	Dunita Serpentinizada				Serpentinita			
Oxidos recalculados								
SiO ₂	39,28	44,29	44,35	45,14	40,18	42,77	46,33	45,33
Al ₂ O ₃	0,49	0,64	0,87	0,75	1,89	0,98	1,07	2,07
Fe ₂ O ₃	2,79	4,15	6,78	6,57	7,23	7,00	5,27	4,29
FeO	7,58	4,08	2,47	2,00	-2,97	1,94	3,22	5,17
MgO	49,37	45,74	44,98	44,15	42,24	45,68	42,94	41,83
CaO	0,13	0,60	0,12	0,70	4,59	1,24	0,57	1,13
Na ₂ O	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,05	0,03	0,03
K ₂ O	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
TiO ₂	0,14	0,33	0,28	0,52	0,76	0,23	0,44	0,05
P ₂ O ₅	*	*	*	*	*	*	*	*
MnO	0,18	0,13	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,09

serpentinización depende de la mineralogía primaria y de la movilidad del magnesio, de la sílice o de ambos. La relación MgO/SiO_2 fluctúa entre 0,92 y 1,07. Una muestra se sale de este rango con 1,26. Con excepción de este último valor, propio de las dunitas, los demás particularizan harzburgitas. La constancia de dichas razones sugiere que la serpentinización fue un proceso isoquímico acompañado solamente por adición de agua. Sin embargo, se debe hacer notar, que el alto contenido de hierro y calcio de algunas muestras de las serpentinitas es solo comparable al de unas pocas harzburgitas metamórficas citadas por Coleman (1977).

Con respecto a los elementos traza, las serpentinitas de Ituango están relativamente enriquecidas en Cr y bajas en V con respecto a las estimaciones de abundancia promedia en rocas ultramáficas según Vinogradov (1962), Tabla 3. Asimismo, con respecto a las serpentinitas de las Montañas Burro (COLEMAN y KEITH, 1971), existen contenidos similares en la mayor parte de los elementos, exceptuando el Co que es más alto y el níquel que es más bajo (Tab. 4).

TAB. 3: Promedio y comparación del contenido en algunos elementos traza de las serpentinitas de Ituango y de roca ultramáfica promedia.

Serpentinita Ituango*	Roca ultramáfica**	
ppm	ppm	
Cr	2.700	2.000
Ni	1.900	2.000
Co	120	130
V	14	40
Cu	20	20

* Promedio de cuatro análisis

** Según Vinogradov (1962)

6.2. EPIDOTA-ANFIBOLITAS

Se hicieron siete análisis químicos de roca total en diferentes muestras y a cada una de ellas se le determinaron siete elementos traza (Tab. 5).

La composición química promedia (Tab. 6), es similar a la de los gabros intermedios dragados de la dorsal del Atlántico (Miyashiro et al 1970), y de la zona de fracturas Romanche (BONATTI et al, 1971),

aunque es un poco más baja en sílice, sodio y potasio y más alta en calcio.

Muchas de las rocas de complejos gabroicos de ofiolitas y de la corteza oceánica han sufrido metamorfismo hidrotermal de piso oceánico. No obstante, estudios de los efectos químicos de dicho metamorfismo (BONATTI et al, 1971; MIYASHIRO, et al, 1970), indican que las concentraciones en Ti, P, Al, Fe, Mg, y Si en los metagabros de piso oceánico y de las ofiolitas no son afectados significativamente.

En el caso de las epidota-anfibolitas, dados los diversos tipos de metamorfismo que han sufrido, es probable que su composición química haya variado un poco, especialmente los álcalis.

A pesar de ello, utilizando diagramas Na_2O y CaO vs SiO_2 (Fig. 11), tres de las muestras se ubican en los campos delimitados por Miyashiro et al, (1971), para rocas poco alteradas de la dorsal del Atlántico.

En el diagrama álcalis vs SiO_2 (Fig. 12), las muestras de las epidota-anfibolitas se sitúan en el dominio de los basaltos subalcalinos y en el AFM se ubican en la tendencia de diferenciación de la serie toleítica (Fig. 13). Asimismo, la tendencia del fraccionamiento de dichas muestras, cuando se gráfica en TiO_2 vs IM (Fig. 14), es afín con la seguida por ofiolitas de alto Ti (SERRI y SAIITA, 1980), cuyos magmas parentales son más subsaturados en SiO_2 y más ricos en TiO_2 que aquellos de ofiolitas bajas en Ti como el Complejo de Troodos. Según dichos autores, las ofiolitas de alto Ti representan remanentes de corteza oceánica creada en cuencas oceánicas mayores o en cuencas intraoceánicas detrás de arcos durante las etapas intermedias o tardías de apertura.

6.2.1. EPIDOTA ANFIBOLITAS METASOMATIZADAS.

Los análisis químicos de dos muestras de anfibolitas néisicas colectadas en el contacto o zona de reacción con la serpentinita (Tab. 7), indican que los cambios metasomáticos experimentados, además de ser aparentemente erráticos, no presentan la variación química progresiva que se describe en otros lugares (COLEMAN, 1967). Por ejemplo una de las muestras (JAA-1801F), tiene

TAB. 4: Comparación de la composición de las serpentinitas de Ituango con dunitas y harzburgitas serpentinizadas de las Montañas Burro.

	Serpentinitas (1) Rango de valores (%) N=7	Dunitas serp. (2) Rango de Valores (%) N=5	Harzburgitas serp. (2) rango de valores (%) N=4
SiO ₂	34,25 - 39,77	33,59 - 37,43	35,67 - 41,69
Al ₂ O ₃	0,47 - 1,80	0,39 - 0,58	0,72 - 1,06
Fe ₂ O ₃	2,68 - 6,16	2,60 - 3,61	2,28 - 3,84
FeO	1,69 - 7,27	2,87 - 4,64	3,45 - 5,12
MgO	36,01 - 47,35	41,77 - 46,25	39,44 - 44,03
CaO	0,11 - 3,92	0,00 - 0,03	0,27 - 0,76
Na ₂ O	0,03 - 0,04	0,02 - 0,06	0,01 - 0,03
K ₂ O	< 0,01	0,01 - 0,03	0,01 - 0,02
H ₂ O ⁺	3,69 - 14,32	6,54 - 15,78	4,53 - 14,47
H ₂ O ⁻	0,14 - 0,34	0,30 - 1,00	0,28 - 0,83
TiO	0,04 - 0,65	0,00 - 0,001	0,01
MnO	0,08 - 0,17	0,08 - 0,11	0,10 - 0,11
	ppm	ppm	ppm
Cr	2200 - 3500	3000 - 7000	1900 - 300
Ni	1700 - 2100	2300 - 2500	2000 - 2200
Co	110 - 125	32 - 110	75 - 100
V	12 - 20	< 10 - 34	28 - 44
Cu	5 - 90	2 - 5	2 - 34

1) Serpentinitas Ituango

Análisis por Absorción Atómica

2) Dunitas y harzburgitas de las Montañas Burro, California (COLEMAN and KEITH, 1971).

Análisis espectrográfico cuantitativo.

TAB. 5: Análisis químicos de las epidota-anfibolitas de Ituango. (*Análisis absorción atómica. **Análisis fluorescencia Rayos - X).

No. Muestra	174268*	174274*	174275*	174276*	174272*	700315*	712818**
	JAA-1251	JAA-1265	JAA-1271	JAA-1273	JAA-1254	JAA-1801	JAA-1801
	A					F	G
SiO ₂	44,12	48,82	46,76	46,56	38,46	46,32	47,89
Al ₂ O ₃	17,20	18,28	15,98	15,55	16,79	23,81	16,56
Fe ₂ O ₃	0,12	0,05	3,97	3,00	3,83	1,64	1,99
FeO	4,93	5,11	6,55	7,29	10,73	2,41	1,49
MgO	14,10	9,95	8,24	10,28	11,61	5,70	11,35
CaO	14,42	11,20	12,88	11,90	11,20	12,83	15,48
Na ₂ O	1,67	3,25	1,89	2,18	3,20	3,15	1,75
K ₂ O	0,01	0,08	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01
TiO ₂	0,15	0,49	1,13	0,66	0,79	0,53	0,26
P ₂ O ₅	0,05	0,00	0,14	0,09	0,06	0,11	0,02
MnO	0,10	0,12	0,15	0,17	0,21	0,09	0,08
H ₂ O ⁺	0,03	0,26	0,01	0,14	0,15	2,77	2,37
H ₂ O ⁻	2,39	1,58	1,63	1,74	2,38		
Suma	99,29	99,19	99,35	99,58	99,43	99,38	99,25
Elementos traza (ppm)							
Sr	76	126	105	54	42		
Ba	20	80	15	25	15		
Cr	1900	180	390	720	200		
Ni	364	80	68	300	160		
V	100	150	250	185	340		
Co	34	30	38	38	82		
Cu	35	10	36	26	11		
	Tipo 1	Tipo 1	Tipo 2	Tipo 1	Anfib. hornbl.	Anfibolita con metasomat.	Anfibolita con metasomat.
Norma							
Q	-	-	-	-	-		
C	-	-	-	-	-		
Ab	2,15	24,05	15,99	18,45	-		
An	39,41	35,05	35,06	32,58	31,39		
Or	0,06	0,47	0,12	0,12	-		
(En)	-	-	9,85	3,55	-		
opx							
(Es)	-	-	3,44	1,41	-		
(Di)	20,76	12,58	17,17	15,47	9,88		
cpx							
(He)	4,58	3,87	5,23	5,34	4,65		
(Fo)	17,87	13,28	1,90	10,43	17,06		
ol							
(Fa)	4,98	5,17	0,73	4,55	10,15		
ne	6,49	1,87	-	-	14,67		
Lc	-	-	-	-	0,09		
Cs	-	-	-	-	1,82		
mt	0,17	0,07	5,76	4,35	5,55		
il	0,28	0,93	2,15	1,25	1,50		
ap	0,12	-	0,33	0,21	0,14		

TAB. 6: Comparación de la composición química promedia de las epidota-anfibolitas con rocas gabroicas intermedias dragadas del Océano - Atlántico.

	Epidota-anfibolitas A	Dorsal de Atlántico medio cerca a 24° N B	Océano Atlántico C
SiO ₂	46,57	51,53	51,18
Al ₂ O ₃	16,75	15,17	15,26
Fe ₂ O ₃	1,79	1,64	1,47
FeO	5,98	5,75	5,27
MgO	10,60	8,65	7,25
CaO	12,60	10,85	9,74
Na ₂ O	2,25	3,17	4,09
K ₂ O	0,03	0,10	0,74
MnO	0,14	0,14	0,14
TiO ₂	0,61	0,65	0,83
P ₂ O ₅	0,07	0,03	0,05
H ₂ O ⁺	1,84	2,14	3,79
H ₂ O ⁻	0,11	0,33	0,32

A: Epidota-anfibolitas

B: Dorsal del Atlántico medio cerca a 24° N (MIYASHIRO et al, 1970).

C: Océano Atlántico (BONATTI et al, 1971).

un incremento notable en aluminio y disminución en magnesio comparada con la composición química promedia de tres muestras de epidota anfibolitas néisicas (tipo 1). En cambio, la otra (JAA-1801G), no experimentó modificación en estos elementos, pero se aumentó el calcio. Con excepción del hierro que disminuyó en ambas, los demás elementos no experimentaron cambio alguno.

7. ORIGEN Y EMPLAZAMIENTO

Las asociaciones máficas - ultramáficas tipo alpino, son consideradas actualmente como secuencias ofiolíticas que pueden estar completas, pueden haber sufrido desmembramiento o aún haber sido metamorfizadas (COLEMAN, 1971). Asimismo, parte de estas rocas se han tenido como procedentes del manto superior, con base en la evidencia de su deformación en estado sólido, su emplazamiento como un cuerpo sólido y frío, la homogeneidad química en el mundo y el hecho de encontrarse en el núcleo de cinturones montañosos deformados (HESS, 1955; GREEN, 1964, LONEY et al, 1971). En este contexto, la asociación tipo alpino de Ituango, compuesta por serpentinitas y

epidota-anfibolitas, equivalentes metamórficos de peridotita-gabro, se puede considerar como constituida por masas desmembradas tectónicamente de una secuencia ofiolítica.

La mineralogía primaria relictiva de la serpentinita de Ituango y la relación relativamente uniforme de FeO*/FeO* + MgO en la misma roca, sugieren que la ultramafita no se generó por cristalización fraccionada sino que fue probablemente un residuo de fusión parcial en el manto.

El protolito de las epidota-anfibolitas fue quizás un gabro homogéneo ligeramente rico en Mg, probablemente generado en una dorsal de una cuenca oceánica mayor o en las etapas intermedias o tempranas de apertura de una cuenca marginal; dicho gabro se presenta completamente recrystalizado y de él no se encontraron relictos en el área.

La asociación mineralógica en facies epidota-anfibolita, de temperatura intermedia, grada a facies esquisto verde con temperaturas más bajas a medida que se incrementa la recrystalización y la cizalladura. Aunque la homblenda podría ser primaria, producto de diferenciación magmática tardía, u

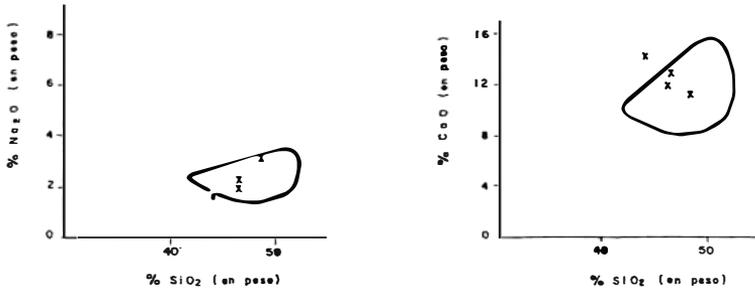


FIG. 11: Diagrama Na₂O y CaO vs SiO₂ para las epidota-anfibolitas asociadas a las serpentinitas de Ituango. Campos delimitados por Miyashiro et al. (1970) para gabros inalterados de la dorsal del Atlántico.

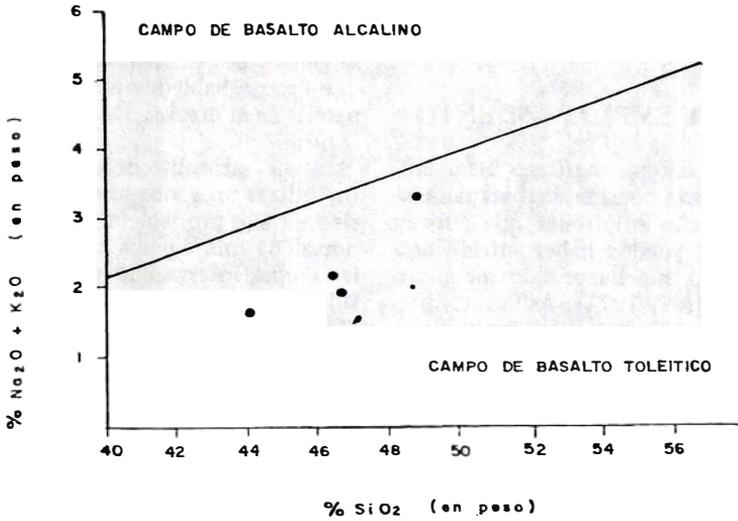


FIG. 12: Diagrama álcalis - sílice de las epidota-anfibolitas de Ituango.

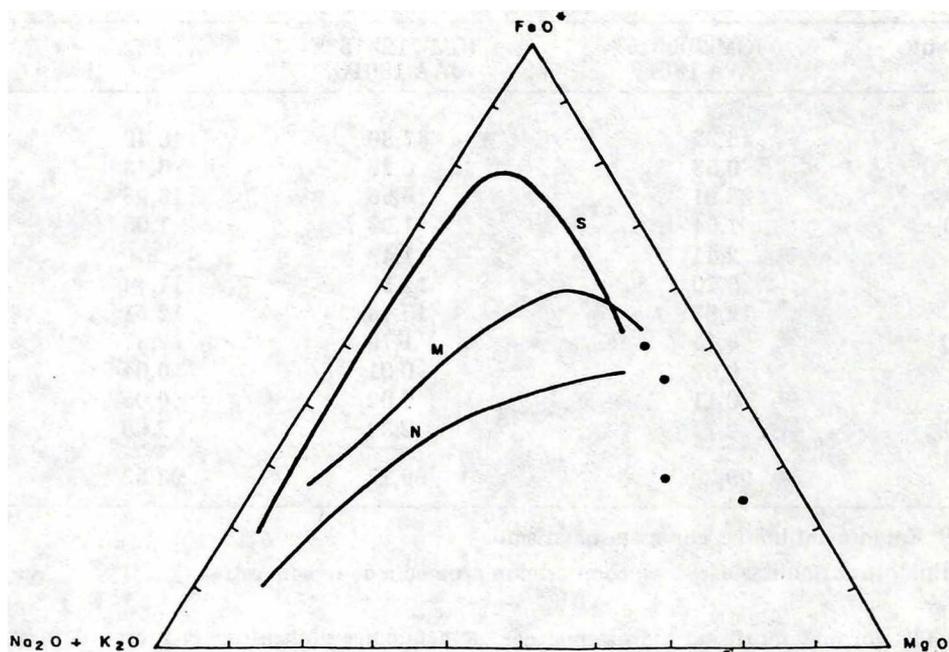


FIG. 13; Diagrama de variación química AFM de las epidota-anfibolitas asociadas a las serpentinitas de Ituango. Se delimita el campo calcoalcalino MN. S es la tendencia de diferenciación de Skaergaard. FeO^* es el hierro total.

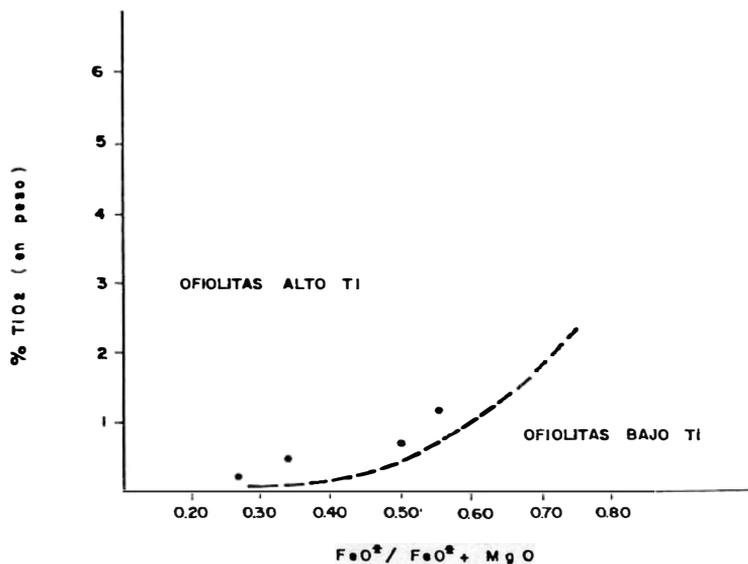


FIG. 14: Variación del contenido de TiO_2 con el índice máfico ($\text{FeO}^*/\text{FeO}^* + \text{MgO}$) en las epidota-anfibolitas (metagabros) de Ituango. La línea interrumpida separa los campos de ofiolitas con alto y bajo Ti. Diagrama tomado de Serri y Saitta (1980). FeO^* es hierro total.

TAB. 7: Comparación de la composición química promedio de epidota-anfibolitas néisicas típicas con epidota-anfibolitas metasomatizadas.

Elemento	IGM-700315* JAA-1801F	IGM-712818** JAA-1801G	***
SiO ₂	46,32	47,89	46,49
TiO ₂	0,53	0,26	0,43
Al ₂ O ₃	23,81	16,56	16,93
Fe ₂ O ₃	1,64	1,99	1,06
FeO	2,41	1,49	
MnO	5,70	11,35	11,44
CaO	12,83	15,48	12,51
Na ₂ O	3,15	1,75	2,37
K ₂ O	0,02	0,01	0,04
P ₂ O ₅	0,11	0,02	0,05
P.P.C.	<u>2,77</u>	<u>2,37</u>	<u>2,08</u>
	99,29	99,17	93,33

* y ** Epidota-anfibolitas con metasomatismo.

*** Epidota-anfibolitas néisicas, composición promedio de tres muestras.

originada por metamorfismo hidrotermal de grado medio en una dorsal oceánica en expansión, las características texturales y composicionales observadas sugieren un origen por metamorfismo dinámico durante el emplazamiento.

La presencia a unos pocos kilómetros al oeste del cuerpo ofiolítico de Ituango, de volcanitas básicas mezcladas con sedimentitas de fosa y pelágicas del Cretáceo, reposando sobre corteza oceánica (CASE et al, 1971) y separadas de las metamorfitas paleozoicas por una sutura mayor, insinúan acreción de litosfera oceánica posiblemente por subducción hacia el este. Las ofiolitas de Ituango pudieron haber hecho parte de esta litosfera y como un fragmento ofiolítico, emplazadas en forma sólida a lo largo de fallas inversas profundas, inclinadas al este, aunque el movimiento actual de ellas sea normal con buzamiento en el mismo sentido.

Durante el emplazamiento, las rocas adquirieron el bandeamiento, la orientación

mineralógica dimensional y fueron deformadas penetrativamente a causa de la cizalladura y el tiempo de su emplazamiento en el Cretáceo tardío - Terciario temprano, a las facies epidota anfibolita y esquisto verde, esta última predominando hacia la base del bloque ofiolítico levantado.

Esta interpretación, con base en nueva información, modifica lo expresado por Alvarez (1981), en cuanto al proceso metamórfico de estas ofiolitas.

El movimiento diapírico hacia arriba de la peridotita causado por el fuerte movimiento tectónico, produjo la serpentinita cizallada que constituye actualmente la casi totalidad del cuerpo. La ausencia de clastos de serpentinita y epidota-anfibolita en conglomerados continentales del Oligoceno tardío - Mioceno temprano sugiere que el emplazamiento al nivel presente es post-Mioceno temprano y continúa en la actualidad a causa del movimiento activos de las fallas que limitan dichas rocas.

8. BIBLIOGRAFIA

- ALVAREZ, J. et al, 1970.- *Mapa geológico del cuadrángulo H-8 (Yarumal) y parte este del cuadrángulo H-7 (Ituango)*. Escala 1:100.000. Ingeominas. Bogotá.
- , 1979.- *Geología de la Cordillera Central y el Occidente Colombiano y petroquímica de los intrusivos granitoides mesocenoicos*. Santiago de Chile. Universidad de Chile. Tesis de doctorado, 359 p.
- , 1981.- *Serpentinitas y metagabros relacionados del área de Ituango, Departamento de Antioquia, Colombia*. Resumen Tercer Congreso Colombiano de Geología. Medellín.
- , 1982.- *Tectonitas dunitas de Medellín, Departamento de Antioquia, Colombia. Informe 1896*. Ingeominas, 62 p. Medellín.
- BARRERO D., ALVAREZ, J., KASSEM, T., 1969.- *Actividad ígnea y tectónica en la Cordillera Central durante el Mesocenoico*. Ingeominas, Bol. Geol. 18 (1-3): 145-173. Bogotá.
- BONATTI, E., HONNAREZ, J. and FERRARA, G., 1971.- *Peridotite-gabro-basalt complex from the Equatorial Mid-Atlantic Ridge*. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A. 268: 385-405.
- CASE, J. et al, 1971.- *Tectonic Investigations in western of Colombia and eastern Panamá*. Geol. Soc. Am. Bull. (Boulder, Colorado), 82 (10): 2686-2711.
- COLEMAN, R.G., 1967.- *Low temperature Reaction zones and Alpine Ultramafic Rocks of California, Oregon and Washington*. Geol. Surv. Prof. Paper 1247, 49 p. Washington.
- , 1971.- *Plate tectonic emplacemet of upper mantle peridotites along continental edges*. Jour. Geophys. Res, 76: 1212-1222. Washington.
- COLEMAN, R.G., KEITH, T.E., 1971.- *A chemical study of serpentinization. Burro Mountain, California*. Jour. Petrol. 12 (2): 311-328. Oxford.
- DEWEY, J.F., BIRD, J.M., 1971.- *Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland*. Jour. Geophys. Res. 76:3179-3206. Washington.
- GONZALEZ, H., 1974.- *Metamorfismo dinámico en la zona de Falla de Romeral, Colombia*. Simposio sobre Ofiolitas, Medellín, 21 p.
- GREEN, D.H., 1964.- *The petrogenesis of the high-temperature peridotite intrusion in the Lizard Area, Cornwall*. Jour. Petrol. 5:134-183. Oxford.
- HALL, R., ALVAREZ, J., RICO, H., 1972.- *Geología de los departamentos de Antioquia y Caldas (Sub-Zona II-A)*. Ingeominas, Bol. Geol. 20: 85 p. Bogotá.
- HESS, H.H., 1955.- *Serpentinites Orogeny and Epeirogeny*. Geol. Soc. Am. Spec. Paper 62:391-407. Washington.
- LONEY, R.A., HIMMELBERG, E.R., COLEMAN, R.G., 1971.- *Structure and Petrology of the Alpine type peridotite at Burro Mountain, California*. Jour. Petrol. 12:245-309. Oxford.

- MIYASHIRO, A., SHIDO, F., EWING, M., 1970.- *Crystallization and differentiation in Abyssal tholeiites and gabbros from mid-oceanic ridges*. Earth Planet. Sci. Lett. 7:361-365. Amsterdam.
- PENROSE FIELD CONFERENCE, 1972.- *Report of conference of ophiolites*. Geotime, 17:24-25.
- RAASE, P., 1974.- *Al and Ti contents of hornblende. Indicator of pressure and temperature of regional metamorphism*. Contr. Miner. Petrol. 45:231-236. Amsterdam.
- SERRI, G., SAITTA, G., 1980.- *Fractionation trends of the gabbroic complexes from high-Ti and low-Ti ophiolites and the crust of major oceanic basins: A comparison*. Ofioliti, 5 (2-3): 241-264. Bologna.
- STERN, C.R., ELTHON, D., 1979.- *Vertical variations and the effects of hydrothermal metamorphism in Chilean ophiolites: their implications for ocean-floor metamorphism*. Tectonophysics. 55:179- 213. Amsterdam.
- THAYER, T.P., 1967.- *Chemical and structural relations of ultramafic and feldspathic rocks in alpine intrusive complexes*. in: Ultramafic and Related Rocks. Wyllie, P.J. (ed), Wiley: 222-238. New York.
- VINOGRADOV, A.P., 1962.- *Average contents of chemical elements in the principal types of igneous rocks of the Earth's Crust*. Geochemistry: Vol. 7: 661-664.
- WOODWARD CLYDE CONSULTANTS, 1980.- *Preliminary Seismic Hazard study, Ituango Project, Colombia. Phase I*. 152 p.
- YCDER, H.S., Jr. SAHAMA, T.G., 1957.- *Olivine X-ray determinative curve*. Am. Min. 42: 475-491. Washington.

**OBSERVACIONES SOBRE EL PROBLEMA DE LA EXAGERACION
VERTICAL EN FOTOINTERPRETACION**

Por:

HUMBERTO ROSAS GARCIA
Instituto Nacional de Investigaciones
Geológico - Mineras

CONTENIDO

	Página
RESUMEN	124
1. INTRODUCCION	124
2. ASPECTOS METODOLOGICOS	124
3. EVOLUCION DE LAS TEORIAS	125
4. ALGUNAS INCONSISTENCIAS	126
4.1. INCONSISTENCIAS RELACIONADAS CON EL CONCEPTO DE EXAGERACION VERTICAL	126
4.2. INCONSISTENCIAS RELACIONADAS CON EL EFECTO DE LA DISTANCIA VISUAL SOBRE LA EXAGERACION VERTICAL	126
4.3. INCONSISTENCIAS RELACIONADAS CON EL EFECTO DEL AUMENTO OPTICO SOBRE LA EXAGERACION VERTICAL	127
5. CONCLUSIONES	128
6. AGRADECIMIENTOS	130
7. REFERENCIAS	130

TABLA

1. Ecuaciones matemáticas propuestas para determinar la exageración vertical en estereovisión	128
---	-----

RESUMEN

El tema de la exageración vertical en estereovisión, ha dado lugar al planteamiento de variadas hipótesis y a la formulación de ecuaciones matemáticas con el fin de precisar y cuantificar este fenómeno. Inicialmente se supuso que la imagen estereoscópica, era producida por convergencia de los ejes visuales sobre un plano llamado "plano de fusión". Pero la idea de convergencia no permitió explicar el hecho de que la estereovisión también puede lograrse cuando los ejes visuales son paralelos y aún divergentes. En consecuencia, la hipótesis de una imagen geométrica tridimensional formada por convergencia de ejes visuales, fue sustituida por la de una imagen "perceptual" formada en el "plano virtual de fijación" (virtual fixation plane). Este nuevo enfoque ejerció una marcada influencia en las investigaciones posteriores, hasta el punto que, en la mayoría de las formulaciones propuestas desde entonces, un factor determinante de la exageración vertical es la distancia del observador a la imagen perceptual, visualmente estimada. En general, las investigaciones no han estado exentas de inconsistencias entre las teorías y los hechos, lo cual ha impedido que el fenómeno de la exageración vertical sea satisfactoriamente explicado.

Algunas de estas inconsistencias son analizadas a la luz de hechos experimentales cuestionables.

1. INTRODUCCION

La búsqueda de una ecuación matemática para determinar la exageración vertical en estereovisión, ha sido considerada de gran importancia en fotointerpretación y en otras áreas de aplicación de la estereoscopia. Desafortunadamente ninguna de las formulaciones propuestas ha resultado suficientemente convincente para ser plenamente aceptada. Es posible que, después de tantos esfuerzos fallidos en la búsqueda de una solución a este problema, el tema de la exageración vertical haya perdido interés a pesar de que en teoría, la solución es lógicamente factible. Precisamente es esta lógica pero desconocida factibilidad, lo que hace que el tema revista singular interés, tanto desde el punto de vista científico como tecnológico. Evidentemente, la posibilidad de controlar la

exageración vertical ampliaría el campo de las aplicaciones de la estereoscopia, no solo en la obtención y observación de estereopares fotográficos, sino también en el diseño de gráficas estereoscópicas, para la exacta representación de objetos o fenómenos en tres dimensiones. Además, podrían producirse instrumentos estereoscópicos más precisos, con control total de la exageración vertical, para observación de estereopares o de objetos reales tridimensionales.

El presente informe es una versión modificada de un primer análisis crítico sobre el estado de la investigación acerca de la exageración vertical (ROSAS, 1986), en el cual se señalan algunas inconsistencias, que han dado lugar a la formulación de hipótesis incorrectas a lo largo de los estudios realizados sobre el tema. En esta forma se intenta hacer un balance de los logros reales alcanzados en la investigación, a manera de base conceptual que permita la unificación de ideas, dentro del ambiente de controversia en que se han desarrollado las teorías propuestas sobre exageración vertical.

2. ASPECTOS METODOLOGICOS

A través de una visión general de las investigaciones realizadas sobre exageración vertical, se aprecia el uso de dos metodologías básicas: inducción y deducción.

INDUCCION

Este método fue empleado por Thurrell (1953) y Miller (1953) quienes efectuaron observaciones empíricas con base en fotografías de bloques de yeso. De esta manera establecieron comparaciones entre las variables fotográficas, las dimensiones de los bloques y la exageración vertical percibida. Aunque estos autores no encontraron relaciones precisas entre la exageración vertical y otras variables ópticas, lograron reconocer algunas conexiones cualitativas. Por otro lado, Stone (1951, p. 757) con base en sus experiencias, indujo una ecuación para determinar la exageración vertical. Tal ecuación es el resultado de cierta impresión intuitiva, obtenida por el autor en el manejo de las fotografías empleadas por la Marketing Administration de los Estados Unidos. Es posible que esta ecuación dé resultados satisfactorios en algunos casos particulares como los manejados por su

autor, pero es improbable que su validez pueda extenderse a otros casos. Una opinión similar es expresada por Treece (1955, p.519).

DEDUCCION

Este método ha sido aplicado por la mayoría de quienes han propuesto formulaciones matemáticas para determinar la exageración vertical (GOODALE, 1953; RAASVELDT, 1956; MILLER, 1958; YACOMELOS, 1972; LA PRADE, 1972; COLLINS, 1981). Cada uno de estos autores, partiendo de premisas basadas en hipótesis personales, dedujo una ecuación diferente para determinar la exageración vertical. La experiencia ha demostrado que tales fórmulas son válidas solamente para un pequeño intervalo de valores, o aplicables con demasiadas reservas, o francamente no confiables. Más adelante se mostrará que tales deficiencias no se originan en errores operacionales sino en inconsistencias entre los fundamentos teóricos y los hechos.

3. EVOLUCION DE LAS TEORIAS

Diversas teorías se han propuesto en relación con las características de la imagen tridimensional que se percibe cuando un par de fotografías es visto estereoscópicamente. Inicialmente la atención se concentró sobre la imagen que se forma en el espacio, por intersección de rayos ópticos cuando los ejes visuales convergen en el llamado "plano de fusión". Se suponía entonces que esta imagen geométrica correspondería a la mentalmente percibida. Sobre esta base conceptual, Aschenbrenner (1952) propuso una ecuación para determinar la exageración vertical (Tabla 1). Sin embargo, los hechos han mostrado que la imagen percibida aparece generalmente distorsionada con relación a la imagen geométrica, lo cual invalida la teoría de convergencia. Además, la teoría de convergencia no explica el hecho de que la visión estereoscópica puede lograrse con ejes visuales paralelos o divergentes, en cuyo caso no se produce la intersección de los ejes y consecuentemente tampoco se genera una imagen geométrica.

Goodale (1953) propuso la hipótesis de que la imagen percibida era equivalente a la que se forma por intersección de los rayos ópticos provenientes de los ojos y de dos posiciones de cámara separadas por la base

de las fotografías, cuando ambos haces de rayos se proyectan sobre las imágenes fotográficas situadas a la distancia focal de la cámara. Esta hipótesis hizo posible la construcción de imágenes geométricas en condiciones de paralelismo o divergencia de los ejes visuales. Con base en los diagramas correspondientes, Goodale (1953, p. 615) deduce una ecuación matemática para determinar la exageración vertical (Tabla 1) y su autor menciona que ha sido probada experimentalmente. Sin embargo, después de que la validez de esta ecuación fue puesta en duda por Treece (1955, p. 521), Goodale (1955, p. 527) reconoce que "En mi opinión hemos teorizado suficiente. Lo que se necesita ahora es buena, firme experimentación, y pruebas."

Raasveldt (1956, p. 710) formula otra hipótesis: En su opinión, "nosotros no 'vemos' el mundo físico exterior sino nuestras impresiones mentalmente proyectadas". Estas impresiones, a su vez, están condicionadas por algunas propiedades telemétricas que son reguladas fisiológicamente por ciertos músculos, tales como los rectos, que controlan la angularidad de los ejes visuales produciendo la sensación de convergencia, y los músculos ciliares que regulan la acomodación a la distancia de visión. Raasveldt sugiere que, debido a las propiedades o principios telemétricos anteriormente mencionados, el modelo estereoscópico es observado a una cierta distancia diferente de aquella en que convergen los ejes visuales. De modo que, aún en caso de que los ejes visuales sean paralelos o divergentes, y no exista un plano real de fusión, la acción de los principios telemétricos permite observar un modelo nítido en un determinado lugar llamado "punto virtual de fijación" (virtual fixation point).

El concepto del "punto virtual de fijación" conlleva la noción "espacio perceptual" donde es percibida la imagen estereoscópica, diferente del espacio donde se forma la imagen geométrica por convergencia de ejes visuales. Esta idea ha influido notablemente en el desarrollo subsiguiente de las teorías relacionadas con la exageración vertical. Como resultado, la mayoría de las ecuaciones matemáticas propuestas, tales como las de Raasveldt, Miller, La Prade y Collins (Tabla 1), están basadas en la idea de convergencia de los ejes visuales en el punto virtual de fijación, y por tanto incluyen la distancia perceptual como variable determinante de la exageración vertical.

Otros esfuerzos con miras a establecer la naturaleza geométrica del espacio perceptual, incluyen la aplicación del concepto de geometría no euclidiana para definir un espacio perceptual Lobachevskiano, e intentos por representar el espacio perceptual como un homeomorfo topológico del espacio real.

Yacoumelos (Tabla 1) propuso una ecuación para la exageración vertical donde se excluye la distancia perceptual, con lo cual se evita el problema de tratar con esta variable empírica. Pero por otro lado, esta ecuación plantea dudas al omitir también la relación base-altura de la cámara, que generalmente es considerada como la causa primaria de la exageración vertical.

Las ideas anteriormente mencionadas, constituyen el marco conceptual en que hasta ahora se han desarrollado las investigaciones, quizás con más especulación que resultados prácticos.

4. ALGUNAS INCONSISTENCIAS

En las investigaciones realizadas sobre exageración vertical, se aprecian algunas inconsistencias entre las bases teóricas y las observaciones prácticas. Algunas de estas inconsistencias requerirían un proceso sistemático de razonamiento para ser demostradas. Otras, en cambio, son inconsistencias de hecho, que prácticamente no requieren ninguna demostración teórica porque son detectables mediante un simple chequeo experimental.

Para ilustrar esta situación, se considerarán algunos ejemplos de inconsistencias de hecho, caracterizadas por marcados desacuerdos entre las hipótesis y los hechos. Estas se relacionan con tres aspectos básicos. 1) el concepto de exageración vertical, 2) el efecto de la distancia de visión sobre la exageración vertical, y 3) el efecto del aumento óptico sobre la exageración vertical.

4.1. INCONSISTENCIAS RELACIONADAS CON EL CONCEPTO DE EXAGERACION VERTICAL

La exageración vertical está matemáticamente definida como la relación entre la escala vertical y la horizontal. Por lo tanto, cualquier estudio acerca de la exageración

vertical debería desarrollarse de acuerdo con esta premisa fundamental. Sin embargo, algunos autores han llevado sus inferencias tan lejos de los hechos que han distorsionado el significado mismo de la exageración vertical. Por ejemplo, Yacoumelos (1972, p. 796), contrariamente a lo establecido por definición, enfatiza que "no podemos hablar de exageración vertical en términos matemáticos".

Miller (1953, p. 594) a su vez, exhibe confusión acerca del significado matemático de la exageración vertical, al menos en cuanto a números negativos se refiere, como en el siguiente párrafo:

"Alejando los ojos de las fotografías, se obtendría una imagen positivamente exagerada del modelo (Figura 1b: Exageración vertical 1.50), y disminuyendo la distancia de los ojos a las fotografías se produciría una exageración negativa (Figura 1c: Exageración vertical 0.65)"

En la cita anterior, el valor 0.65, quizás por ser menor que 1, es erróneamente considerado como exageración negativa.

Finalmente, Yacoumelos (1973, p.274), probablemente en vista de tantos esfuerzos infructuosos en la búsqueda de una expresión matemática de la exageración vertical, llega hasta el punto de negar la existencia de la exageración vertical y consecuentemente descarta la posibilidad de medirla, en los siguientes términos:

"Todavía el hecho está en que para continuar la búsqueda de una expresión matemática que proporcione una medida cuantitativa de lo que se llama (aunque no existe) exageración vertical, es un esfuerzo quijotesco"

4.2. INCONSISTENCIAS RELACIONADAS CON EL EFECTO DE LA DISTANCIA VISUAL SOBRE LA EXAGERACION VERTICAL

No es necesario entrar en análisis detallados para probar que cuando un par fotográfico es visto estereoscópicamente, la exageración vertical de la imagen percibida aumenta con la distancia de visión. La simple

experiencia de ver un estereopar fotográfico con el ojo desnudo a diferentes distancias permite verificar este hecho. Sin embargo, a pesar de esta evidencia algunos autores han negado que la exageración vertical aumenta con la distancia visual.

Uno de estos autores es Salzman (1950) quien muestra gráficamente que, como quiera que la percepción de la profundidad es causada por la disparidad retinal, y esta disparidad disminuye cuando se aumenta la distancia de visión, se puede concluir que la percepción de la profundidad también disminuye con la distancia visual. Esta conclusión es correcta. El error consiste en identificar la idea de "percepción de la profundidad" que equivale a la escala vertical, con el concepto de "relieve aparente" que indica relación entre la escala vertical y la horizontal. En esta forma se concluye equivocadamente que el relieve aparente no debería sufrir exageración cuando se incrementa la distancia visual. Una explicación lógica de este error es presentada en la siguiente cita de Miller (1953, p. 601).

"Hay cierto desacuerdo en cuanto a cómo la dimensión vertical del modelo cambia cuando varía la distancia visual. Algunos establecen que al aumentar la distancia visual no se incrementa la exageración vertical. Por otra parte, hay quienes sostienen que los cambios en la distancia visual no tienen tal efecto. Salzman (1950), por ejemplo, ha tomado este último punto de vista. El autor cree que hay una relación directa muy definida entre la distancia visual y la exageración vertical. Al incrementar-se la distancia, tanto la dimensión vertical como horizontal del modelo cambian, a la vez que se incrementa la relación entre escala vertical y escala horizontal, que es la expresión de la exageración vertical".

En otras ecuaciones, tales como las de Raasveldt (1956), Miller (1958). La Prade (1972) y Collins (1981), la exageración vertical no aparece expresada en términos de la distancia visual sino como una función direc-

ta de la distancia perceptual, la cual debe obtenerse por estimación visual (Tabla 1). En opinión del autor, esta estimación visual tiene que ver más con inferencias subjetivas que con hechos objetivos reales, y por tanto los datos obtenidos en esta forma parecen poco confiables. Sin embargo, en estas ecuaciones podría entenderse, al menos teóricamente, que la distancia perceptual es a su vez una función directa de la distancia visual, en cuyo caso no habría contradicción con los hechos.

La Prade (1972) desprecia la influencia de la distancia visual sobre la exageración vertical, proponiendo una ecuación simplificada, en la que la exageración vertical es aproximadamente igual a cinco veces la relación base-altura de las dos posiciones de cámara (Tabla 1).

4.3. INCONSISTENCIAS RELACIONADAS CON EL EFECTO DEL AUMENTO OPTICO SOBRE LA EXAGERACION VERTICAL

Otro hecho incuestionable es que la exageración vertical es una función decreciente de aumento óptico. La simple experiencia indica que cuando un par estereoscópico de fotografías es visto bajo diferentes grados de aumento, la exageración vertical varía inversamente con el aumento. No se trata de una cuestión de opinión sino de hecho. Sin embargo, contrariamente a esta evidencia, algunos autores (SALZMAN, 1950) han sostenido que la exageración vertical no varía inversamente sino directamente con el aumento. Esta idea es expresada en la siguiente parte de su artículo.

"Hay solamente dos maneras básicas de exagerar el relieve aparente. Una es incrementando la distancia de la base aérea cuando se toman las fotografías, y la otra aumentando las imágenes fotográficas".

Thurrel (1953, p.581) cae en el mismo error cuando describe sus observaciones sobre el aumento:

“Aumento: La exageración vertical varía directamente con el aumento. El efecto cuantitativo no ha sido analizado porque en la mayoría de las pruebas se usó el estereoscopio plegable de bolsillo, con distancia focal fija de cuatro pulgadas, y lentes de dos aumentos. Este aumento fue considerado como constante en estos experimentos”.

En el párrafo citado no es fácil entender cómo pudo Thurrel deducir que “La exageración vertical varía directamente con el aumento” si, según sus palabras, “Este aumento fue considerado como una constante en estos experimentos”.

Por otro lado, otros autores han sostenido (RAASVELDT, 1956; MILLER, 1958; LA PRADE, 1972), a pesar de los hechos, que el aumento óptico no tiene efecto alguno sobre la exageración vertical como se indica en sus ecuaciones (Tabla 1). Para sustentar su tesis, apelan al equivocado argumento de que, como quiera que el efecto del aumento equivale simplemente a multiplicar los valores verticales y horizontales por el mismo factor, la exageración vertical no se afecta (RAASVELDT, 1956, p. 721, MILLER 1958, p. 813; LA PADRE, 1972, p. 1185). Sin este argumento, Aschenbrenner (1952) excluye también de su ecuación el aumento óptico (Tabla 1).

En una forma más implícita, Collins (1981) comparte el concepto erróneo de Salzman y Thurrel según los cuales la exageración vertical no varía inversamente sino directamente con el aumento. En la ecuación de Collins (1981, p. 49, ec. 21) la exageración vertical varía inversamente con L, la cual varía a su vez inversamente con w (amplitud de la imagen “image width”) (1981, p. 49, ec. 12), o sea que la exageración vertical variaría directamente con la amplitud de la imagen, la cual crece a su vez con el aumento. Por lo tanto, según la ecuación de Collins, la exageración vertical variaría directamente con relación al aumento, que es justamente lo contrario de lo indicado por los hechos.

5. CONCLUSIONES

1. Entre las diversas teorías y ecuaciones matemáticas que se han propuesto pa-

TAB. 1: Ecuaciones matemáticas propuestas para determinar la exageración vertical en estereovisión.

1) STONE (1951, p. 757)	$E = \frac{cF}{ef}$
2) ASCHENBRENNER (1952, p. 821, ec.3a)	$E = \frac{BD}{He}$
3) GOODALE (1953, p.610)	$E = \frac{D(e+S)(b+p)}{Fe(e+mp)}$
Cuando S = e (p.610)	$E = \frac{2D(b+p)}{F(e+mp)}$
4) RAASVELDT (1956, p. 721, ec.6)	$E = \frac{Lb}{eF}$
5) MILLER (1958, p. 813)	$E = \frac{LB}{eH} = \frac{LP}{eF}$
Aproximada:	$E = \frac{16P}{eF}$
6) YACOUMELOS (1972, p. 796, ec.4.6)	$E = \frac{ef}{Fs}$
Con aumento (ec.4.10):	$E = \frac{f}{Fm}$
7) LA PRADE (1972, p. 1185)	$E = \frac{BL}{He}$
Aproximada:	$E = \frac{5B}{H}$
8) COLLINS (1981, p.49, ec. 20)	$E = \frac{1}{De} \left(\frac{B}{H} \right)^{1/2} L$

CONVENCIONES ESTANDARIZADAS

B	= Base de la cámara
H	= Altura de la cámara (altura de vuelo)
F	= Distancia focal de la cámara
S	= Separación de las fotografías
b	= Base en las fotografías
c	= Distancia entre los bordes de las fotografías, medida a lo largo de la línea de vuelo entre los dos bordes visibles de las fotografías.
P	= Paralaje absoluto
p	= Desplazamiento de las imágenes (diferencia paraláctica)
s	= Base del estereoscopio
f	= Distancia focal del estereoscopio.
m	= Poder de aumento del estereoscopio.
e	= Base de los ojos (distancia interpupilar)
D	= Distancia de visión real
d	= Distancia de visión efectiva
L	= Distancia al modelo perceptual (distancia perceptual)

COMENTARIOS:

Considerando que P es prácticamente igual a b, puede observarse que las ecuaciones 4,5 y 7 son básicamente iguales. Además, estas tres ecuaciones son muy similares a la ecuación 2, con la única diferencia de que en la ecuación 2, es utilizada la distancia real (D) en vez de la distancia perceptual (L).

ra explicar y cuantificar el fenómeno de la exageración vertical, hay una notable falta de unidad conceptual y un consiguiente alto nivel de controversia, lo cual es indicativo del bajo nivel de consistencia y confiabilidad obtenido hasta ahora a lo largo de las investigaciones.

2. En el desarrollo de las investigaciones, los métodos inductivo y deductivo se han aplicado independientemente en vez de simultáneamente como es lo más aconsejable. Algunos autores se han esforzado por inducir conclusiones con base en simples datos experimentales, sin contar con una preconcepción imaginativa del problema. Otros, por el contrario, han dirigido sus esfuerzos a postular hipótesis sobre lo que cada cual imagina que podría ser el mecanismo de percepción de las imágenes estereoscópicas, sin el necesario chequeo experimental. Ambos métodos deben considerarse como puntos de vista diferentes pero complementarios en la solución de un problema.

3. Existen ciertas verdades fundamentales que, a pesar de ser fácilmente comprobables con hechos experimentales, han originado opiniones controvertidas, y han impedido enfocar adecuadamente el fenómeno de la exageración vertical. Tres de estas verdades o principios son: a) La exageración vertical de toda imagen estereoscópica está dada por la relación entre la escala vertical y la escala horizontal. b) Cuando un par de fotografías es visto estereoscópicamente, la exageración vertical de la imagen percibida aumenta con la distancia focal. c) Cuando un par de fotografías es visto estereoscópicamente, la exageración vertical disminuye con el aumento óptico del estereoscopio.

4. En general, las ecuaciones matemáticas propuestas han sido comprobadas experimentalmente con base en observaciones efectuadas con estereoscopios de bolsillo y de espejos. Esto indica que las variables dependientes de las condiciones de visión, tales como aumento óptico, distancia de visión, separación de las fotografías, etc., estuvieron restringidas a las especificaciones de estos instrumentos, y que las correspondientes ecuaciones fueron comprobadas para un pequeño rango de valores. Ningún autor ha intentado ir más lejos en analizar, por ejemplo, el caso en que el aumento óptico, en vez de ser 2.0X ó 2.5X como en los estereoscopios

comunes, sea de 100X o más, o que el aumento sea menor que 1, en cuyo caso la imagen se reduce en vez de aumentarse.

5. El hecho de restringir el campo de las observaciones a las especificaciones de los estereoscopios corrientes, ha impedido a los autores detectar la importancia real de algunas variables, tal como el aumento óptico que fue despreciado en la mayoría de las ecuaciones propuestas.

6. Otras variables que no dependen de las especificaciones restrictivas de los estereoscopios corrientes, tal como la relación entre la base (B) y la altura (H) de la cámara, son más susceptibles de ser variadas experimentalmente. Esta circunstancia ha permitido visualizar con más claridad la influencia de estas dos variables sobre la exageración vertical, y consecuentemente lograr uno de los pocos puntos de acuerdo: que existe una notable correlación directa entre la exageración vertical y la relación B/H. Sin embargo, esta evidencia ha creado una tendencia generalizada a sobreestimar la influencia de la relación B/H, hasta el punto que más de un autor (MILLER, 1958; LA PRADE, 1972) han propuesto ecuaciones en que la relación B/H resulta ser la única variable determinante de la exageración vertical. Este hecho permite explicar la consecuente propensión a minimizar y aún despreciar otras variables importantes como se mencionó en el numeral anterior. Un caso excepcional es la ecuación propuesta por Yacoumelos (1972) donde la relación B/H no es considerada como factor determinante de la exageración vertical (Tabla 1).

7. La mayoría de las ecuaciones matemáticas propuestas, tales como las de Raasveldt (1956, p. 721), Miller (1958, p. 813), La Prade (1972, p. 1185), y Collins (1981, p. 49), incluyen como dato necesario para calcular la exageración vertical, la distancia perceptual, que debe ser visualmente estimada (Tabla 1). Esto implica que el cálculo de la exageración vertical tiene que depender de observaciones estereoscópicas cuyos resultados no pueden ser lógicamente inferidos de antemano. En otras palabras, estas ecuaciones son esencialmente empíricas; están concebidas para medir la exageración de una imagen dada, pero no para inferir, por ejemplo, la forma en que algunas variables, tales como la distancia de visión, la distan-

cia focal de la cámara, la base de las fotografías, y otras, podrían fijarse convenientemente a fin de obtener una exageración vertical deseada.

8. En opinión del autor, la estimación de la distancia perceptual que se requiere para resolver las ecuaciones mencionadas en el numeral anterior, obedece principalmente a inferencias subjetivas, y por tanto debe descartarse la posibilidad de obtener una medida confiable de la distancia perceptual.

9. A pesar de los muchos interrogantes que el estudio de la exageración vertical ha ofrecido a los investigadores, ningún progreso tangible se ha logrado en este campo. Tan prolongado estancamiento de las investigaciones ha creado una atmósfera de escepticismo con relación a futuros desarrollos. En 1973, Yacoumelos (p. 274) dudó de la existencia misma de la exageración vertical, y consideró la búsqueda de una ecuación matemática para medirla, como un "esfuerzo

quijotesco". El autor está en desacuerdo con este último punto de vista. En su opinión, la búsqueda de una ecuación precisa para medir la exageración vertical, en vez de un esfuerzo quijotesco representa una tarea muy lógica y factible. Actualmente el autor está preparando un artículo sobre nuevos hechos relacionados con el fenómeno de la estereovisión, que seguramente habrán de conducir a la solución final del problema de la exageración vertical.

6. AGRADECIMIENTOS

El autor desea expresar su agradecimiento al doctor Hermann Duque Caro de Ingeominas, por sus valiosas sugerencias durante la preparación del texto. Igualmente manifiesta su reconocimiento a la entidad Colciencias, cuya colaboración y estímulo han sido decisivos en el desarrollo de las investigaciones sobre fotointerpretación.

7. REFERENCIAS

- ASCHENBRENNER, C.M., 1952.- *A Review of Facts and Terms Concerning the Stereoscopic Effect*. Photogram. Eng. 18 (5): 818-823.
- COLLINS, S. H., 1981.- *Stereoscopic Depth Perception*. Photogram. Eng. 47 (1): 45-52.
- GOODALE, E.R., 1953.- *An Equation for Approximating the Vertical Exaggeration of a Stereoscopic View*. Photogram. Eng. 19 (4): 607-616.
- , 1955.- *Discussion of Paper by Walter A. Trece*. Photogram. Eng. 21 (9) 527 p.
- LA PRADE, G.L., 1972.- *Stereoscopy - A More General Theory*. Photogram. Eng. 38 (12): 1177-1187.
- MILLER, Ch. I., 1958.- *The Stereoscopic Space-Image*. Photogram. Eng. 26 (5): 810-815.
- MILLER, V.C., 1953.- *Some Factors Causing Vertical Exaggeration and Slope Distortion on Aerial Photographs*. Photogram. Eng. 19 (4): 592-607.
- RAASVELDT, H.C., 1956.- *The Stereomodel, How it is formed and Deformed*. Photogram. Eng. 22 (9): 708-726.
- ROSAS, H., 1986.- *Vertical Exaggeration in Stereovision: Theories and Facts*. Photogram. Eng. 52 (11).
- SALZMAN, M.H., 1950.- *Note on Stereoscopy*. Photogram. Eng. 16 (3): 475-477.
- STONE, K.H., 1951.- *Geographical Air - Photo - Interpretation*. Photogram. Eng. 17 (5): 754-759.

- THURREL, R.F. Jr., 1953.- *Vertical Exaggeration in Stereoscopic Models*. Photogram. Eng. 19 (4): 579-588.;
- TREECE, W.A., 1955.- *Estimation of Vertical Exaggeration in Stereoscopic Viewing of Aerial Photographs*. Photogram. Eng. 21 (9): 518-527.
- YACOUMÉLOS, N.G., 1972.- *The Geometry of the Stereomodel*. Photogram. Eng. 38 (8): 791-798.

— * —