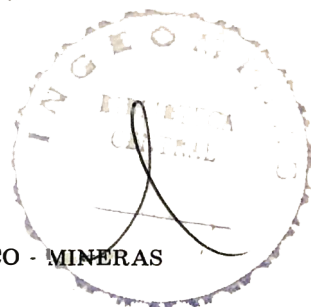


INGEOMINAS
BIBLIOTECA
REGISTRADO



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

BOLETIN GEOLOGICO

VOLUMEN XX,

No. 1

1972

GEOLOGIA DE PARTE DE LOS DEPARTAMENTOS DE ANTIOQUIA Y CALDAS (SUB-ZONA II-A)

Por

Robert B. Hall

U. S. GEOLOGICAL SURVEY

y

Jairo Alvarez A. y Héctor Rico H.

INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIONES GEOLOGICO-MINERAS

*La responsabilidad de los conceptos emitidos en este Boletín Geológico
corresponde exclusivamente a sus autores.*

53581

CONTENIDO

	<u>Página</u>
RESUMEN - ABSTRACT	1 - 3
INTRODUCCION	5
ZONA II	5
OBJETO DE ESTE TRABAJO	6
GEOGRAFIA Y GEOMORFOLOGIA	6
POBLACION Y VIAS DE COMUNICACION	7
TRABAJOS ANTERIORES	9
OBJETIVO	10
METODOS DE TRABAJO	10
AGRADECIMIENTOS.	11
GEOLOGIA DE II-A	13
ROCAS METASEDIMENTARIAS DEL PALEOZOICO	13
NEIS MICACEO	13
Petrografía	14
Edad	15
GRUPO VALDIVIA	15
ESQUISTOS	17
Esquistos cuarzo-sericíticos.	17
Esquistos actinolítico-cloríticos	17
Esquistos intercalados.	18
Intercalaciones de mármol	19
NEISES	19
Neises feldespáticos.	19
Augen Neis	21
Neis cataclástico al sur de Itumberrá	22
ORIGEN DEL GRUPO VALDIVIA	22
Esquistos.	22
Neises	24
EDAD Y CORRELACIONES.	25
ESPESOR	26
ROCAS SEDIMENTARIAS DEL CRETACEO	27
FORMACION SAN PABLO	27
Facies de areniscas-argilitas-filitas	27
Facies de conglomerados.	28
Relaciones con las unidades roca adyacentes	29

	<u>Página</u>
Origen y edad	29
FORMACION LA SOLEDAD	30
Facies Arenita	30
Facies argilita-shale	30
Facies conglomerática	31
Edad	31
ROCAS CRETACEAS SIN DIFERENCIAR.	31
ROCAS Terciarias	32
SEDIMENTOS CLASTICOS SIN DIFERENCIAR	32
ALUVIONES	33
CAPAS DE LATERITA SOBRE SERPENTINITAS	34
DEPOSITOS CUATERNARIOS	35
ALUVIONES	35
TALUDES	35
ROCAS IGNEAS	36
ANFIBOLITAS.	36
METATONALITAS DE PUQUI	37
Contactos	37
Petrografía	37
Origen	39
Edad	39
NEISES INTRUSIVOS SINTECTONICOS	40
Neis porfiroblástico-adamelítico	40
Neis tonalítico cataclástico	41
Neis porfiroblástico.	42
METABASALTOS DEL CRETACEO INFERIOR	44
Petrografía	44
Edad y Correlaciones	45
METAGABRO	46
STOCK DE YARUMAL	47
Estructura	48
Metamorfismo	48
Cuerpos pequeños de gabro	49
Metagabro hornbléndico	50
SERPENTINITAS	51
Litología	51
Origen y emplazamiento	53

	<u>Página</u>
Relaciones entre serpentinitas y metagabros	54
Importancia económica	55
Edad	56
METABASALTOS DEL CRETACEO SUPERIOR Y ROCAS	
PIROCLASTICAS ASOCIADAS	56
Chert interestratificados y rocas clásticas finas	57
Origen del chert	59
Edad de los metabasaltos y del chert	60
GRANITO CATACLASTICO	60
STOCK DEL PESCADO	62
Contactos	63
Edad	63
TONALITA FELSICA	63
BATOLITO ANTIOQUEÑO	64
Facies híbrida de pórfidos dacíticos	66
Gabros hornbléndicos como facies de borde	67
Edad	67
PLUTON TERCIARIO DE SABANALARGA	68
Relaciones con las unidades adyacentes	69
Diorita hornbléndica	69
Hornblendita	70
Tonalita	70
Origen y edad	71
PORFIDOS ANDESITICOS	72
METAMORFISMO	73
GEOLOGIA ESTRUCTURAL	74
PLIEGUES	74
FALLAS	75
FALLA DE ROMERAL	75
FALLA DE SANTA RITA	76
FALLA DE SABANALARGA	77
GEOLOGIA HISTORICA	77
PRECAMBRICO Y PALEOZOICO INFERIOR	77
PALEOZOICO MEDIO Y SUPERIOR	78
TRIASICO Y JURASICO	78

	<u>Página</u>
CRETACEO	79
TERCIARIO	80
CUATERNARIO	81
BIBLIOGRAFIA	82

ILUSTRACIONES

CUADRO

1. Precipitación y temperatura en cinco poblaciones de II-A. 8

FIGURA

1. Mapa índice de la Zona II, Inventario Minero Nacional. 5 - 6

PLANCHA

1. Mapa Geológico del Cuadrángulo H-8 (Yarumal) y parte del Cuadrángulo H-7 (Ituango), Colombia (en bolsillo).

RESUMEN

Este informe resume la geología de una zona aproximada de 6.000 km² en la Cordillera Central de los Andes Colombianos. Esta área, situada en la parte norte-centro del Departamento de Antioquia, fué cartografiada entre 1964 y 1968 como parte del programa del Inventario Minero Nacional (IMN). Se describen además, los recursos minerales de un área de 22.000 km² denominada II-A dentro de la zona II del IMN y que incluye áreas cartografiadas por otras instituciones.

La formación más antigua en esta área es un paraneis micaceo del Paleozóico Inferior o posiblemente del Precámbrico Superior. Una gruesa secuencia eugeosinclinal, acumulada durante el Paleozóico se empezó a metamorfosear regionalmente a la facies de esquisto verde y localmente a la facies de anfibolita durante el Pérmico o Triásico Inferior. Estos esquistos y neises se designan conjuntamente con el nombre de Grupo Valdivia. Los episodios metamórficos orogénicos del Pérmico (?) incluyen la intrusión de plutones sintectónicos concordantes, principalmente de composición tonalítica; no se encontraron rocas cuya edad sea inequívocamente Triásico o Jurásico.

El Cretáceo está bien representado tanto por formaciones sedimentarias como ígneas. Ofiolitas alpinas eugeosinclinales que comprenden flujos de basaltos submarinos y numerosas intrusiones de gabro y serpentinita junto con sedimentos "flysch" compuestos por shales marinos y en menor proporción por areniscas y conglomerados que son prominentes en el Cretáceo Inferior. El Cretáceo Superior está representado a lo largo del borde oeste del área cartografiada por flujos submarinos de basalto y rocas piroclásticas, localmente interestratificadas con rocas sedimentarias clásticas, finogranulares y lentes de chert oscuro laminado parte del cual, contiene radiolarios. El Cretáceo Superior está marcado por otro evento tecto-orogénico que plegó y falló todas las rocas ocasionando un metamorfismo de bajo grado, poco evidente en las rocas pre-cretáceas que lo estaban y sólo discernibles en las rocas cretáceas. La orogenia del Cretáceo Superior culminó con la intrusión discordante del Batolito Antioqueño epizonal y de composición tonalítica. El desplazamiento a lo largo de la falla de rumbo de Romeral pudo haber comenzado en el Cretáceo.

El plutón de diorita hornbléndica de Sabanalarga indica que el plutonismo continuó durante el Cenozóico. Las cuencas

intermontañas fueron rellenadas por molazas derivadas de la erosión de las montañas adyacentes. La sedimentación terciaria en las zonas litorales incluyó materia carbonosa orgánica transformada posteriormente en lignito o en carbón sub-bituminoso. El sistema de fallas de Sabanalarga se originó en el Terciario Superior y continuaron los desplazamientos intermitentes de las antiguas fallas de rumbo como la de Romeral. El levantamiento epeirogénico, que probablemente comenzó en el Plioceno y continuó durante el Pleistoceno y Holoceno, renovó los procesos de erosión, los cuales han dado a las montañas su forma actual.

ABSTRACT

This report summarizes the geology of an area of some 6000 square kilometers in the northern part of the Central Cordillera of the Colombian Andes. The area, in north-central Department of Antioquia, was mapped between 1964 and 1968 as part of the Inventario Minero Nacional (IMN) project. Mineral resources are summarized within a larger area, designated as subzone II-A of IMN Zone II, which comprises almost 22,000 sq km, including the area mapped geologically by IMN and additional areas mapped by other agencies.

The oldest formation is a micaceous paragneiss of early Paleozoic or possibly late Precambrian age. A thick geosynclinal sedimentary series accumulated during the Paleozoic Era and became regionally metamorphosed to greenschist (locally amphibolite) facies during the Permian or early Triassic; these schists and gneisses are designated collectively as the Valdivia Group. The Permian (?) orogenic episode included intrusion of concordant syntectonic plutons, mostly of tonalitic composition. Rocks of unequivocal Triassic or Jurassic age are not recognized.

The Cretaceous is well represented by both igneous and sedimentary assemblages. Eugeosynclinal alpine ophiolites comprising submarine basalt flows and numerous intrusions of gabbro and serpentinite are prominent in the Lower Cretaceous, together with flysch composed of marine shale and lesser sandstone and conglomerate. The Upper Cretaceous is represented along the west border of the mapped area by submarine basalt flows and pyroclastic rocks, locally interbedded with fine-grained clastic sedimentary beds, and lenses of dark laminated chert, at least part of which is radiolarian. The Late Cretaceous was marked by an orogenic event that profoundly folded and faulted all rocks, and in the Central Cordillera caused low-grade metamorphism, the overprint of which is hardly observable in pre-Cretaceous rocks elsewhere. The Late Cretaceous orogeny culminated with discordant intrusion of the epizonal tonalitic Antioquian Batholith. Displacement along the great Romeral wrench fault may have begun in the Cretaceous.

Plutonism continued into the Cenozoic, exemplified by the hornblendediorite Sabanalarga pluton. Intermontane basins

were filled with molasse derived from the erosion of adjacent highlands; Tertiary sedimentation in marshy areas included organic carboniferous matter subsequently converted to lignite or subbituminous coal. The Sabanalarga fault system originated in the Late Tertiary; intermittent displacement continued on the older wrench faults such as the Romeral. Epeirogenic uplift, which probably began in the Pliocene and continued through the Pleistocene and Holocene, brought on renewed erosion which has sculptured the mountains into their present form.

INTRODUCCION

El Inventario Minero Nacional (IMN) fué un programa de cuatro años realizado conjuntamente mediante acuerdo financiero celebrado entre el Ministerio de Minas y Petróleos y la Agencia para Desarrollo Internacional (AID) con la asistencia técnica del Servicio Geológico Americano. El IMN comenzó en Septiembre de 1964 y continuó hasta Diciembre de 1968, fecha en la cual se creó el Instituto Nacional de Investigaciones Geológico Mineras (Ingeominas) que agrupó el Inventario Minero, el Servicio Geológico y el Laboratorio Químico Nacionales.

La finalidad del IMN fué la de evaluar los recursos minerales (excluyendo petróleo, carbón, esmeraldas y oro aluvial) de cuatro zonas seleccionadas del país, con un total de unos 70.000 km². Cada zona tuvo uno o más geólogos del Servicio Geológico Americano como asesores técnicos. La mayor parte del trabajo de campo y de la cartografía geológica fueron hechos por geólogos colombianos. El Servicio Geológico Americano proporcionó especialistas en algunos campos tales como cartografía, geoquímica, geofísica, paleontología y roca fosfórica bajo contratos de corta duración. El IMN tuvo tres directores, los doctores Aurelio Lara (q.e.p.d.), Darío Suescún G. y Andrés Jimeno V. Earl Irving fue el jefe de los asesores americanos durante todo el proyecto.

ZONA II

La Zona II cubre un área de unos 40.000 km², principalmente en los departamentos de Antioquia y Caldas, aunque cubre también pequeñas áreas en los departamentos de Risaralda, Córdoba y Tolima (fig.1).

A causa de su gran tamaño y por cuestiones de vías de acceso se dividió la zona en dos partes. La parte occidental se llamó sub-zona II-A y la Oriental, sub-zona II-B, las cuales simplemente se

denominan II-A y II-B en este informe. Cada sub-zona tuvo su propio grupo de geólogos de campo y su asesor técnico del Servicio Geológico Americano, Lawrence V. Blade fué el asesor en II-A hasta principios de 1967 cuando Robert B. Hall ocupó su puesto. Tomas Feininger fue asesor en II-B. Este informe cubre únicamente la sub-zona II-A mientras que el de II B, fue hecho por Feininger y otros (en imprenta).

OBJETO DE ESTE TRABAJO

En este trabajo se discute en detalle únicamente la geología de la Plancha I. El Cuadrángulo I-8 (H-8 y parte del H-7), al sur de la Plancha I, fué cartografiado por Botero A. (1963) y una faja de 12 a 15 km de ancho adyacente al río Cauca, fue cartografiada por Grosse (1926). El Cuadrángulo J-8 fue cartografiado por personal de la Facultad Nacional de Minas bajo contrato con el IMN, simultáneamente con la cartografía que hizo el IMN de los cuadrángulos H-7 y H-8 (Plancha I). Los geólogos del IMN también cartografiaron una faja de 15 km al oeste del Cuadrángulo J-8 y el cuadrante noroeste del K-8, al sur del J-8.

Aunque solo la geología de la Plancha I se discute en detalle, la presente introducción puede aplicarse a toda II-A, lo mismo que el capítulo sobre recursos minerales.

GEOGRAFIA Y GEOMORFOLOGIA

La sub-zona II-A está caracterizada por una topografía montañosa fuertemente disectada y fisiográficamente madura; con pendientes variables entre 20° y 45°. El relieve local rara vez es menor de 250 m y en algunos lugares es mayor de 1000 m. Sobre los sedimentos terciarios y cuaternarios del valle del río Cauca, en el extremo norte de II-A, se encuentran tierras relativamente planas. Las franjas angostas y limitadas de tierras planas están formadas por depósitos aluviales y coluviales, la más grande de las cuales es el

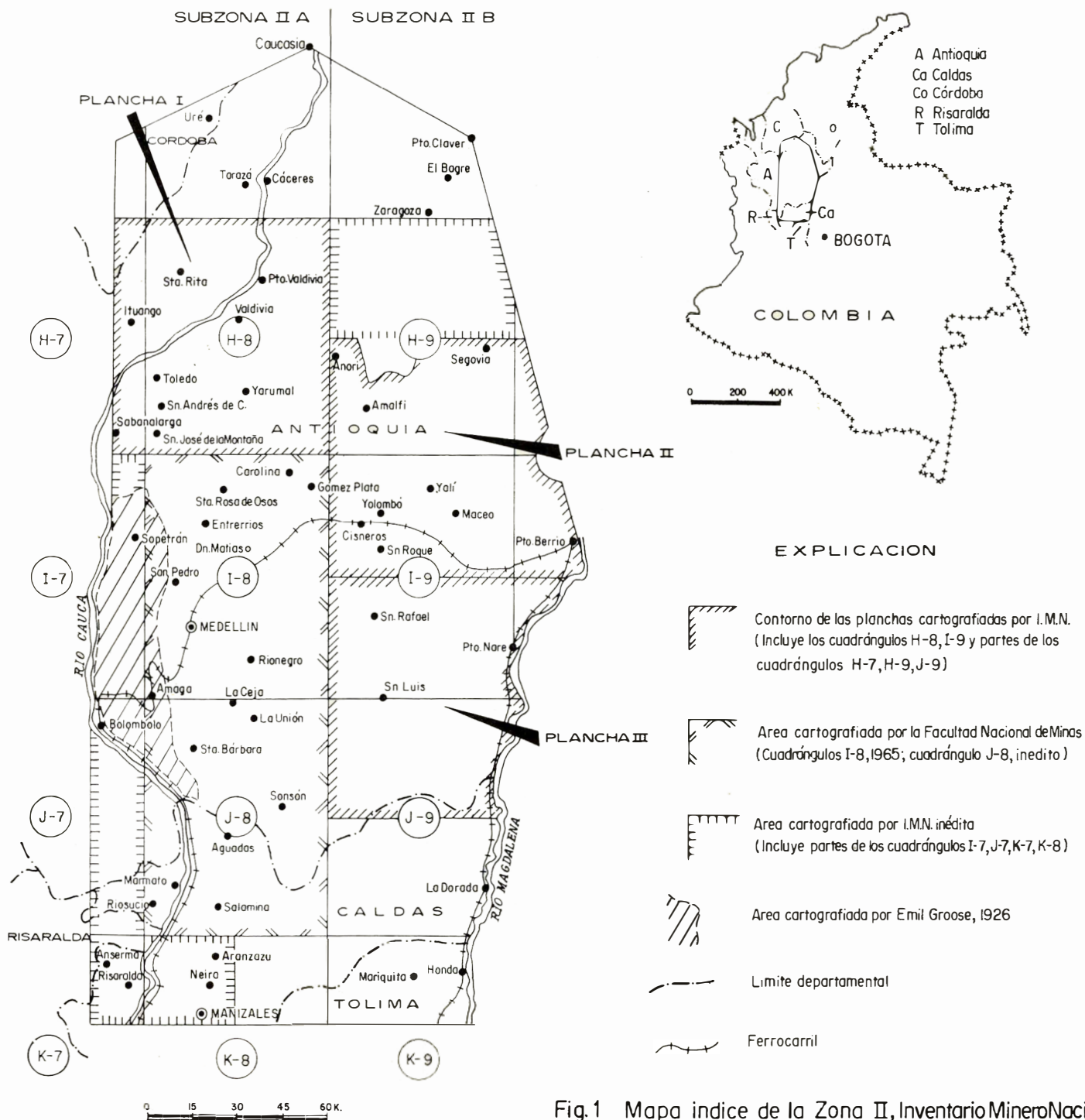


Fig.1 Mapa índice de la Zona II, Inventario Minero Nacional

Valle de Aburrá donde se encuentra la ciudad de Medellín. Algunas planicies con pequeño relieve tal como la de los Llanos de Cuivá (Pl. I-C-8) se han formado sobre el Batolito Antioqueño a alturas superiores a 2.000 m sobre el nivel del mar. Las quebradas y ríos en las montañas fluyen a través de cañones de 50 a 1.000 m de profundidad; el cañón del río Cauca al suroeste de Puerto Valdivia tiene más de 1.200 m de profundidad (Pl. I-C-3, D-3).

El clima es ecuatorial, predominando las tierras templadas en la mayoría de la zona; tierras calientes solo se encuentran a alturas inferiores a los 500 m sobre el nivel del mar; en estas zonas la temperatura anual promedio es de unos 28°C. Los páramos están limitados a áreas por encima de los 3000 m en las vecindades de Sonsón y Salamina, ambas en el cuadrángulo J-8, al sur de la Plancha I. Son comunes tierras entre los 2200 y los 2800 m con temperaturas muy frías durante la noche. En el Cuadro 1 se dan los datos sobre precipitación anual y temperatura promedio en cinco poblaciones escogidas de II-A.

Antes de empezar la colonización hace 400 años toda el área estaba cubierta por selva; gran parte de ésta ha sido talada especialmente sobre el Batolito Antioqueño; pero aún hay grandes áreas especialmente al este del río Cauca y al norte del Batolito Antioqueño que no lo han sido. La roca del basamento está profundamente meteorizada de modo que la roca fresca se halla cubierta por un grueso manto de saprolita arcillosa y suelo. Los afloramientos no son fáciles de encontrar y las mejores exposiciones se hallan en los cortes de las carreteras, en las laderas o a lo largo de las quebradas donde la erosión remueve la parte descompuesta de la roca. El manto de saprolita en las áreas de pendientes fuertes, se mueve por deslizamientos y causa problemas en la construcción de carreteras y en su mantenimiento.

POBLACION Y VIAS DE COMUNICACION

Medellín es la principal ciudad en II-A con una población de mas de un millón de habitantes concentrados en el Valle de

PRECIPITACION Y TEMPERATURA EN CINCO POBLACIONES DE II-A

ESTACION	ELEVACION (m)	T. ANUAL PROMEDIA	PRECIPITACION ANUAL PROMEDIA mm	RANGO DE PRECIPITACION mm	AÑOS
Caucasia	50	28	1.681,3		1950-51 1954-59 1961-67
Valdivia	1200	19	2.402,2		1951-53 1959-62
Santa Rosa	2640	15	1.880,4	976,4-3.765,0	1950-53 1956-62
Medellín	1538	21	1.350,6	1.001,5-1.722,5	1942- 1967-
Sonsón	2530	14	1.816,2	1.450,0-2.712,0	1950-55 1957-61

Datos suministrados por el Departamento de Planeación de la Gobernación de Antioquia.

CUADRO 1.

Aburrá. La segunda ciudad en importancia es Manizales, capital del Departamento de Caldas, siendo su tamaño aproximadamente un octavo del de Medellín. Fuera de estas dos ciudades la población es mucho menos densa y existen centenares de kilómetros cuadrados despoblados. La mayoría de los municipios tienen menos de 5.000 habitantes, excepto a lo largo de unas pocas troncales, el transporte es difícil ya que las carreteras son escasas o no las hay en muchas regiones. La mayoría de las carreteras secundarias son de una vía, están sin pavimentar y en tiempo de invierno se vuelven intransitables. El ferrocarril de Antioquia cruza la Zona II desde Bolombolo sobre el río Cauca, hasta Puerto Berrío en II-B sobre el río Magdalena pasando por Medellín. Algunos de los municipios mayores como Ituango y Santa Rita, tienen vuelos regulares de avioneta desde Medellín. Para los campesinos que viven fuera de las cabeceras municipales, los caminos de herradura son el principal medio de transporte.

TRABAJOS ANTERIORES

Hace cerca de un siglo Javier Cisneros (1878, p. 32-35) llevó a cabo las primeras observaciones geológicas en esta región cuando efectuaba los estudios para el trazado del Ferrocarril de Antioquia. Sin embargo, estos estudios son más de interés histórico que científico. Don Tulio Ospina (1911) resumió la geología del Departamento de Antioquia tal como se conocía hasta entonces e hizo el primer intento de clasificación de las rocas y depósitos minerales de Antioquia. E. Grosse (1926) publicó un conjunto de mapas geológicos en colores a escala 1:50.000 y un extenso tratado que aún hoy en día sirve como referencia, de la cuenca carbonífera terciaria al este del río Cauca, cerca al límite oeste de II-A (fig.1). Juan de la Cruz Posada (1936) publicó el primer mapa geológico de Antioquia. Este mapa en colores fué publicado a escala 1:2.000.000. En 1946 el Servicio Geológico Nacional publicó un mapa geológico de Antioquia en el cual se diferenciaron 11 unidades-rocas. El profesor Gerardo Botero A. y sus colegas hicieron el primer estudio detallado de un área grande (Cuadrángulo I-8) en II-A (Botero A., 1963). Este cuadrángulo comprende Medellín y áreas

adyacentes. El mapa geológico fué publicado a escala 1:200.000 (IMN, 1965). Otros trabajos anteriores y posteriores al de Botero A han estado limitados a una descripción somera de algunos depósitos minerales o prospectos.

OBJETIVO

El principal objetivo del IMN fue el de localizar y evaluar depósitos minerales; pero es evidente que la mejor herramienta para descubrir nuevos depósitos es la cartografía geológica sistemática y detallada ya que esta área había sido prospectada principalmente para oro, por varios siglos. El trabajo de campo empezó en 1935 bajo la dirección de H. Vásquez y la asesoría de L. Blade y se terminó en 1968 bajo la supervisión de los autores de este informe. El mapa geológico (Pl.I) resultante de estos trabajos representa el esfuerzo combinado de 24 geólogos colombianos y 2 extranjeros.

Las referencias en el texto a localidades específicas se hacen mediante coordenadas rectangulares definidas de la siguiente manera: Las planchas individuales, de 10 km en dirección norte-sur por 15 km en dirección este-oeste, están marcadas de izquierda a derecha, de la 'a' a la 'e' y numeradas de arriba abajo de 1 a 8 respectivamente. Así por ejemplo Ituango está en a-4 y Yarumal en d-6.

METODOS DE TRABAJO

La mayoría de los datos geológicos fueron obtenidos en los lechos de las quebradas, o a lo largo de caminos donde los afloramientos son mejores, las secciones pueden hacerse con menor dificultad y colocados en planchas 1:25.000 del Instituto Geográfico Agustín Codazzi; ocasionalmente se emplearon fotografías aéreas a escala 1:60.000 para complementar los datos de las planchas. Taissir Kassem, hizo la fotointerpretación preliminar de la zona y demostró que ésta es una herramienta útil para el geólogo que hace el trabajo

de campo.

Las muestras colectadas en el campo fueron estudiadas al microscopio en las oficinas de Medellín y otras especiales, enviadas a Bogotá para elaboración de secciones delgadas y analizadas posteriormente por geólogos de la zona.

En algunos depósitos minerales se hicieron estudios detallados incluyendo cartografía a gran escala y en dos casos, perforaciones con broca de diamante. Los resultados de éstos se encuentran en el capítulo sobre recursos minerales.

Cuando se llevó a cabo este estudio se carecía del equipo de geoquímica con que hoy cuenta el Instituto en Bogotá.

AGRADECIMIENTOS

Los autores están altamente agradecidos con numerosas personas tanto dentro como fuera del IMN y de Ingeominas. Gran parte del trabajo de campo no hubiera sido posible sin la ayuda de los propietarios de fincas y campesinos, demasiados para enumerarlos aquí. Las secciones delgadas fueron elaboradas en los laboratorios del Servicio Geológico Nacional bajo la dirección del señor Humberto Villegas. Tres edades radiométricas, por el método K-Ar, fueron determinadas en los laboratorios del Servicio Geológico Americano en Denver bajo la dirección de Richard F. Marvin. Los análisis químicos y ensayos por copelación para oro y plata fueron hechos en los laboratorios de la zona Minera de Medellín bajo la dirección de los doctores Guillermo Serna, Pedro Hernandez y Leonardo Restrepo, respectivamente. El químico Jorge Vásquez efectuó varios análisis en muestras de laterita níquelífera. Taissir Kassem hizo la fotointerpretación preliminar que fue de gran ayuda en la cartografía de campo. Algunos geólogos colaboraron de una manera u otra en la elaboración de este informe: Humberto González I. y Antonio Erazo, en el estudio de las secciones delgadas incluyendo algunos análisis modales y H. Lozano, E. Alvarez, F. Mosquera y D. Velásquez en distintas fases del trabajo.

Las siguientes personas y compañías colaboraron suministrándonos datos históricos, analíticos o de producción: Hubert von Staufen consultor minero de Medellín; Dietrich Paetsch y Locería Colombiana S. A.; Antonio Rivera, Arthur Thompson de la Compañía Minera Nueva Esperanza S. A.; Mina La Bramadora; Humberto Aguilar de Triturados e Impalpables S.A. Gonzalo Escobar de Erecos S.A., Fábrica de Cal Super Nieve; Félix Arenas y Guillermo Jiménez de Cementos Caldas; Ricardo Vásquez de la Cía. de Cementos El Cairo S.A., Alvaro Londoño de la Compañía de Cementos Argos S.A.; Hernán Garcés de Cristalería Peldar S.A.; Alfonso Chinchilla de Industria Hullera S.A.; Guillermo Mora; Arturo Sánchez; Piedra Esmeralda de Colombia Ltda., Alfredo Ramírez de la Planta Municipal de Mezclas asfálticas; Alvaro Villa y Alfredo Cardona de Fundiciones Técnicas S.A., Alejandro Duque de Furesa; J. Vallmost de Simesa; Fundición Esteban Alvarez y Cía. Sergio Gutiérrez de Fundición y Ensayos de J. Gutiérrez Ltda.; Hebert I. Harris y Bernardo Alzate de Asbestos Colombianos Ltda.; José Márquez de las Minas Nacionales de Marmato.

A los doctores Eduardo Gómez, Gonzalo Pérez y Néstor Castro y al señor Mario Tabares, todos de la facultad Nacional de Minas, nuestros agradecimientos por la colaboración prestada; al Profesor Gerardo Botero A. de la misma institución, quien nos facilitó mucha información y asesoría. A Robert Smeaton de los cuerpos de Paz; y a Roy J. Shlemon de la Universidad de California en Davis, quien hizo interesantes observaciones sobre el desarrollo geomorfológico de la región.

Un agradecimiento especial merecen los geólogos L. V. Blade y T. Feininger, asesores del Servicio Geológico Americano. Blade fue el primer asesor del USGS en II-A y quien dirigió el proyecto durante los meses críticos de su iniciación. Feininger quien suministró gran parte del material usado en la introducción, ayudó en la solución de algunos problemas petrográficos e hizo algunas sugerencias para la elaboración del manuscrito.

GEOLOGIA DE II-A

El mapa índice (fig.1) muestra el estado actual de la cartografía geológica en II-A incluyendo áreas cartografiadas por entidades diferentes al IMN. En este capítulo solo se describe en detalle la geología de la Plancha I ya que es la única que fué hecha por el IMN en II-A. El principal esfuerzo del IMN estuvo encaminado a la búsqueda de depósitos minerales y por lo tanto los aspectos puramente científicos no se estudiaron pormenorizadamente.

Este informe puede servir como base a futuros estudios ya que la geología del área aún no se conoce exactamente.

ROCAS METASEDIMENTARIAS DEL PALEOZOICO

NEIS MICACEO

El neis micáceo de Puquí cubre un área de 150 km² en la parte norte-centro de la Plancha I, al oeste de la falla de Romeral. Los principales afloramientos están limitados a algunas quebradas. El área cubierta por este neis es ondulada de colinas bajas con relieve moderado, rara vez mayor de 100 m. Los límites con las unidades adyacentes no son claros y usualmente están cubiertos, pero los esquistos del Grupo Valdivia, por lo general de más bajo grado de metamorfismo, aparentemente lo suprayacen en inconformidad hacia el oeste. El contacto con la metatonalita intrusiva que engloba grandes bloques del neis, es muy irregular y fue cartografiado aproximadamente debido a las numerosas inclusiones de neis en ella y a la gran cantidad de apófisis de la metatonalita en el neis. La falla de Romeral, de dirección norte, marca el límite sureste tanto del neis como de la metatonalita en la mitad norte de la Pl. I. Cuerpos de anfibolita, la mayoría de origen desconocido, están asociados con el neis. Estas anfibolitas de origen máfico son intrusivas en el neis y por lo tanto, serían más jóvenes que éste pero algunos de los cuerpos podrían ser para-anfibolitas contemporáneos con el neis.

Macroscópicamente la roca es de grano medio, alotriomórfica granular, ligeramente bandeada, de estructura néisica y compuesta por cuarzo, feldespato y micas. En algunas muestras con la ayuda de la lupa puede observarse granate y láminas de grafito. La composición varía localmente de cuarzosa y micácea y esta variación se refleja en menor escala, por láminas individuales en muestras macroscópicas:

Petrografía.- La composición modal, por lo general, varía entre los siguientes límites:

<u>Mineral</u>	<u>Rango%</u>
Cuarzo	30 - 60
Plagioclasa (An ₂₀ - An ₄₀)	8 - 40
Biotita	7 - 23
Moscovita y sericita	4 - 20
Clorita (según biotita)	Trazas - 14
Epidota (principalmente saussurita)	1 - 12
Granate (almandino?)	Trazas - 10
Grafito	Trazas - 3
Microclina	0 - 3
Ortoclasa	0 - 2
Andalucita	0 - 2
Magnetita-ilmenita	Trazas - 1.5
Pirita	Trazas - 1
Cloritoide	0 - 1
Sillimanita	0 - 8
Turmalina	0 - 0.5
Rutilo (Agujas en cuarzo)	Trazas
Zircón	Trazas
Apatito	Trazas - 0
Esfena	Trazas - 0

Las capas individuales varían en composición entre cuarcitas impuras y esquistos micáceos y la composición modal total de los minerales principales cae probablemente en el punto medio de los valores extremos dados anteriormente. Enseguida se describen brevemente las características microscópicas de los distintos

componentes.

El cuarzo se presenta en cristales anhedrales deformados formando mosaicos granoblásticos con bordes suturados y por lo general, con diminutas inclusiones de rutilo. La plagioclasa varía en composición entre oligoclasa y andesina ($An_{20}-An_{40}$) comúnmente empolvada por sericita o saussurita. La microclina y la ortoclasa son localmente abundantes pero por lo general, son accesorios; 2 a 3% únicamente y están ausentes en algunas muestras. El contenido de biotita y moscovita es aproximadamente igual y la biotita por lo general, está parcial o totalmente cloritizada. El zircón se presenta como inclusiones en biotita con halos pleocróicos y algunos cristales alcanzan hasta 0.25 mm de longitud. Los accesorios más característicos son granate parcialmente cloritizado de 2 a 12 mm de diámetro y láminas de grafito de 1 a 3 mm de longitud. La sillimanita es muy abundante en algunas muestras llegando a ser un componente esencial, aunque algunas veces es parcialmente retrógrada a sericita o moscovita. Turmalina en cristales 0.2 a 0.4 mm de longitud, amarilla a pardo-amarillenta en sección delgada (dravita?) es un accesorio común.

Edad.- El neis micáceo es la unidad más antigua encontrada en la Plancha I. La metatonalita, que intruye tanto al neis micáceo como a los esquistos adyacentes del Grupo Valdivia dió una edad basada en análisis de K-Ar que corresponde al Pérmico Superior. El grado de metamorfismo del neis micáceo es mayor que el de los esquistos del Grupo Valdivia, los cuales por razones que se dan más adelante, se han asignado al Paleozóico. El mayor grado de metamorfismo implica un enterramiento más profundo y una edad más antigua y por lo tanto, el neis micáceo es probablemente al menos del Paleozóico Inferior (Cámbrico? a Silúrico?) sin descontar totalmente una probable edad Precámbrico.

GRUPO VALDIVIA

Se da el nombre de Grupo Valdivia a un extenso conjunto de rocas metasedimentarias que en total cubre más de la mitad

(6.120 km²) del área de la Plancha I. Este grupo comprende tres unidades de esquistos y tres de neises, estos últimos diferenciados en base a algunos conceptos arbitrarios.

Los esquistos son las rocas predominantes en el Grupo y se encuentran en una proporción de 19:1 con respecto a los neises es decir, que estos últimos abarcan el 5% del área cartografiada como Grupo Valdivia. Las tres unidades de esquistos indicadas en la Plancha I son: 1) Esquistos clorítico-actinolíticos, 2) esquistos cuarzo-sericíticos y 3) esquistos intercalados. Las dos primeras unidades fueron cartografiadas en base al tipo predominante pero en grandes áreas ambas unidades están intercaladas en proporciones similares siendo difícil determinar cuál predomina; estas áreas fueron cartografiadas como "esquistos intercalados". Los contactos entre las tres unidades fueron cartografiados arbitrariamente basados en las apreciaciones individuales de por lo menos 10 geólogos que trabajaron en las distintas áreas y por lo tanto, son de tanteo. Algunas capas de esquistos actinolítico-cloríticos están intercalados en áreas cartografiadas como de esquistos cuarzo-sericíticos y viceversa.

Ambos tipos de esquistos están bien laminados y parten en fragmentos planos que se separan a lo largo de los planos de esquistosidad. Por conveniencia el nombre de "esquisto" se utiliza aquí tanto para designar esquistos en el sentido estricto de la palabra, como para cuarcitas finogranulares laminadas, filitas y argilitas. La esquistosidad, por lo general, es concordante con la estratificación original.

Los neises del Grupo Valdivia se dividen, de acuerdo a sus variaciones composicionales y texturales, en tres unidades: 1) Neises feldespáticos que forman un gran cuerpo en forma de cuña entre Toledo (b-6) y el extremo oeste de b-3 y cuerpos menores en c-2, 3,4; 2) Neis "lenticular" o augen neis formando cuerpos elongados al este y noreste del cuerpo en forma de cuña de neis cuarzo feldespático (b-1, 2, 3, 4, 5 y 6); 3) Neis cataclástico - forma una banda estrecha al sur de Ituango (a-4) con una extensión de 23 km desde a-4 hasta a-7. Estas subdivisiones son en parte arbitrarias ya que en algunos sitios no es posible diferenciar una unidad de otra.

En primer lugar se describen los esquistos ya que son más abundantes; pero es evidente que los neises, especialmente los feldespáticos, son de más alto grado de metamorfismo y probablemente más antiguos que el conjunto de esquistos.

ESQUISTOS

Esquistos cuarzo-sericíticos.- Esta roca por lo general, aflora como bancos de esquistos o filitas altamente fracturados, de fuerte inclinación, color gris oscuro a negro ligeramente azulosos o negros, finamente laminados; la foliación es paralela a subparalela a la estratificación de los sedimentos originales. El esquisto es friable y parte en láminas delgadas. El esquisto típico está compuesto por 50-85% de cuarzo que forma mosaicos de granos finos suturados en bandas de 1-3 mm y por 10-25% de micas incluyendo sericita, biotita y clorita. El accesorio más común es grafito en polvo que le da a la roca su color típico por lo cual esta roca se ha llamado en el campo esquisto negro. Los otros accesorios son oligoclasa o andesina, epidota, magnetita o ilmenita por lo general con coronas de esfena o leucoxeno y zircón. Lentes concordantes de cuarzo lechoso de unos pocos centímetros a varios metros de longitud son comunes en estos esquistos y probablemente representan segregaciones metamórficas. Abundantes porfiroblastos de andalucita de 1 a 3 cm de longitud, parcial o totalmente sericitizada, se encuentran en algunas áreas. Como se dijo anteriormente, en sitios se encuentran intercalaciones de esquistos clorítico-actinolíticos; lo mismo que capas del esquisto sericítico intercaladas en los esquistos actinolítico-cloríticos.

Esquistos actinolítico-cloríticos.- Estas rocas son típicos esquistos verdes. Su color es gris medio a gris verdoso, finogranulares y finamente laminados. La apariencia de esta roca en afloramientos y en los cortes de las carreteras es muy similar a la de los esquistos cuarzo-sericíticos pero el estudio cuidadoso muestra generalmente un tinte verdoso mientras que en los cuarzo-sericíticos es gris, negro o negro azulado. Las películas negras de óxido de manganeso que cubren generalmente las fracturas en las exposiciones

meteorizadas, también sirven para diferenciarlos de los esquistos sericíticos que por lo general no muestran esta película de óxido de manganeso. Además es notoria la diferencia de competencia en ambos tipos de roca. El esquisto verde, cuando fresco es tenaz y menos friable que el esquisto cuarzo-sericítico y por esto se usa localmente como piedra decorativa en construcción y para afirmado de carreteras. El esquisto cuarzo-sericítico debido a lo quebradizo de los granos de cuarzo y al clivaje bien desarrollado a lo largo de las láminas de mica, lubricado por películas de grafito es más débil que el esquisto verde y más propenso a deslizarse en las pendientes.

Bandas delgadas de 0.5 a 2 mm de ancho compuestas por láminas de clorita y por prismas de actinolita están separadas por bandas de igual espesor compuestas por albita y en menor proporción por epidota. Algunas bandas ricas en epidota de color verde amarillento se han formado probablemente por segregación metamórfica. Esfena y magnetita en granos de 0.2 a 0.8 mm de diámetro son los accesorios más comunes y llegan a constituir de 1 a 4% de la roca. Pirita diseminada es común. Venas secundarias de calcita de 1 a 3 mm de ancho son más comunes en estos esquistos que en los cuarzo-sericíticos. Localmente las capas de esquistos verdes contienen abundantes porfiroblastos de actinolita de 1 a 3 mm de largo que parecen granos de “trigo”, dándole a la roca una textura moteada. Una banda especialmente notable, de esta roca arcillosa en la que hubo formación incipiente de minerales nuevos como resultado de metamorfismo bajo se encuentra al noreste de Santa Rita cerca al extremo oeste de b-2, tiene 10 m de ancho por 1000 m de longitud.

Esquistos intercalados.- Cada una de las áreas cartografiadas como de esquistos cuarzo-sericíticos o como de esquistos actinolítico-cloríticos contienen abundantes intercalaciones del otro tipo de roca y fueron diferenciadas en el campo por los geólogos según la roca predominante, generalmente más del 80%. Grandes áreas de IFA contienen ambos tipos de roca en proporciones similares. La escala de estas intercalaciones varía desde algunos centímetros hasta centenares de metros. Estas áreas fueron cartografiadas como “esquistos intercalados” y las descripciones anteriores de los tipos

litológicos predominantes se aplican a esta unidad.

Intercalaciones de mármol.- Esporádicamente se encuentran intercalados en los esquistos cuarzo-sericíticos y en los actinolítico-cloríticos, capas y lentes de 1 a 2 m de espesor de mármoles de grano medio a grueso y de color gris. Estas intercalaciones forman menos del 1% del Grupo Valdivia en II-A y son demasiado pequeñas para poder representarse a la escala en que fue publicada la Plancha I. Estos lentes y capas fueron probablemente calizas orgánicas y tienen poca importancia económica. Más hacia el sur, en Sta. Bárbara (cuadrángulo J-8) y en Neiva (cuadrángulo K-8), afloran grandes lentes de mármol, probablemente biohermas, en esquistos cuarzo-sericíticos.

NEISES

Neises feldespáticos.- El cuerpo principal de esta roca se extiende desde el sur de Toledo (b-c) hasta la esquina noroeste de b-3; alcanzando su máximo espesor, 9 km, en la latitud de Ituango y el mínimo, un cuello de 600 a 800 m, en el norte. Las relaciones con las rocas adyacentes no son claras debido a que los contactos están tapados; una falla a lo largo del margen oeste fue inferida por fotointerpretación (F. Mosquera, comunicación oral, 1970). Hacia el este, parece que los esquistos lo suprayacen concordantemente. Pequeños lentes de neises similares afloran cerca al borde este de b-2-3-4. Por conveniencia estos cuerpos se han considerado como la misma unidad roca pero en este caso la relación con los esquistos adyacentes no es clara.

El neis típico de esta unidad es de color gris, con bandeamiento irregular, de grano medio a grueso, alotriomórfico; las bandas o capas de color claro están compuestas principalmente por cuarzo y feldespato mientras que las de color oscuro contienen cantidades relativamente altas de biotita y clorita. Las distintas capas en el neis difieren tanto en el tipo de minerales presentes como en las proporciones relativas de minerales máficos y félsicos. Los neises no siempre presentan bandeamiento y en algunas partes solo presentan

una ligera lineación neísica con cristales orientados en dirección norte-sur. El tamaño del grano aumenta desde medio en la parte oriental del cuerpo hasta grueso en la parte occidental. En la composición total predominan oligoclasa o albita aunque localmente el cuarzo es igual o mayor que el feldespato. Los otros constituyentes son moscovita, sericita y biotita pero están invariablemente subordinados al feldespato y al cuarzo, excepto en las bandas esquistosas. La oligoclasa está generalmente saussuritizada y sericitizada; el cuarzo está fracturado y tiene extinción ondulatoria y la biotita está ligera o totalmente cloritizada. Este neis es más notable por los minerales accesorios que por los minerales esenciales. Los principales accesorios son: epidota, microclina, turmalina, cloritoide, cordierita, andalucita, escasa sillimanita, zircón, esfena, apatito, granate (almandino), grafito, piritita y magnetita, siendo una de sus características la pobreza de opacos. Ninguno de estos accesorios tiene una distribución amplia y no todos están presentes en la misma muestra. La presencia, así sea local, de cordierita y sillimanita indica que la roca está en la facies de anfibolita, mucho más alta que la facies de esquisto verde característica de la mayor parte del Grupo Valdivia. La moscovita en algunas muestras tiene hábito fibroso lo cual sugiere que es pseudomorfa según sillimanita, pero también se encontró sillimanita fresca en unas pocas muestras. Por lo tanto, estos neises podrían ser dimetamórficos en los cuales un segundo metamorfismo retrógrado llevó a la facies de esquisto verde rocas originalmente en la facies de anfibolita. La cloritización de la biotita representaría este mismo fenómeno.

Lentes irregulares de pegmatita compuesta por albita-cuarzo-moscovita localizados cerca al borde occidental del cuerpo principal (borde oriental de a-5), 10 km al sureste de Ituango, son fuente potencial de feldespato para la industria cerámica. Estas pegmatitas podrían ser el producto de diferenciación metamórfica en la cual los "jugos" pegmatíticos fueron movilizados y desplazados del neis encajante durante el metamorfismo tectónico, para ser inyectados a gran profundidad a lo largo de zonas de fractura o zonas similares de debilidad en el neis. Esta unidad feldespática ha sido interpretada como el miembro basal del Grupo Valdivia que estuvo más profundamente enterrado y sometido a mayor temperatura y

presión durante el metamorfismo regional que siguió la depositación de los sedimentos originales.

Augen neis.- Esta roca forma dos lentes macizos. El mayor tiene 1 a 3 km de ancho, 24 km de largo y está localizado al oeste de Santa Rita (b-2). Se extiende hacia el sur desde la esquina sureste de b-1 hasta el límite sur de b-3. El otro cuerpo tiene la forma de una banda elongada de 300 a 1000 m de ancho, 22 km de largo y se extiende hacia el norte desde un punto 2 km al sureste de Toledo (b-6) hasta la parte central-este de b-4, 15 km al este de Ituango.

En los afloramientos esta roca es similar a un conglomerado de guijarros cataclásticos. Aunque una gran parte del cuerpo mayor al oeste de Santa Rita no tiene granos minerales lenticulares, el neis típico está caracterizado por una estructura flaser con forma lenticular de 1 a 4 cm de longitud compuesta por granos gruesos de plagioclasa y megacristales de cuarzo separados por granos más finos o láminas de cuarzo, feldespato, sericita y clorita. El feldespato es principalmente albita u oligoclasa pero también se encuentra microclina en algunas muestras. Los accesorios más comunes son: cordierita (?) cloritoide, epidota, esfena diseminada, granate y calcita; los minerales opacos son magnetita y pirita. Los efectos catacláticos son muy fuertes y están evidenciados por plagioclasas dobladas con planos de macla desplazados y granos de cuarzo con extinción ondulatoria. Localmente, el neis es muy cuarzoso y su composición es la de una cuarcita impura.

La sillimanita es escasa, pero algunos agregados fibrosos de moscovita-sericita parecen ser pseudomorfos según sillimanita indicando un metamorfismo retrógrado desde la facies anfibolita. Las relaciones de campo sugieren que los lentes de augen neis están interestratificados con el grueso paquete de esquistos del Grupo Valdivia y originalmente pudieron haber sido conglomerados arcósicos de guijarros o sedimentos arenáceos similares de una facies litoral marina poco profunda, mientras que los esquistos se formaron a partir de sedimentos finogranulares. La facies actual de metamorfismo es la de esquistos verdes, pero estas rocas parecen ser dimetamórficas.

Neis cataclástico al sur de Ituango.- El término cataclástico tiene significado estructural más que estratigráfico o litológico, pero aquí se usa para designar esta unidad ya que la cataclasis es la característica más sobresaliente. Este neis forma un cordón de 23 km de largo y 250 a 600 m de ancho y se extiende hacia el norte desde un punto 8 km al norte de Sabanalarga (a-8) hasta un punto 4 km al suroeste de Ituango (a-4). Está limitado al oeste por esquistos verdes del Grupo Valdivia y al este por la diorita hornbléndica del plutón de Sabanalarga; el contacto oeste es fallado. Este neis puede ser un miembro interestratificado en los esquistos verdes. La roca es de color oscuro, algo friable y de textura alotriomórfica de grano medio siendo los afloramientos escasos y malos. Una fuerte cataclasis producida por cizalladura parece haberse superpuesto a los efectos de metamorfismo regional. Los contactos están cubiertos, pero pueden seguirse fallas a ambos lados del cuerpo, a veces cortándolo como al norte de a-6. Las características de la roca precataclástica no son claras pero parece haber sido litológicamente, similar al augen neis antes descrito.

El componente principal es cuarzo anhedral en megacristales muy deformados; líneas de inclusiones diminutas estrechamente espaciadas se clasificaron tentativamente como láminas de Boehm. Los megacristales de cuarzo se encuentran en una pasta milonítica finogranular de color gris verdoso o en una microbrecha compuesta por mosaicos de plagioclasa, epidota y en menor proporción moscovita, clorita, sericita y magnetita muy escasa.

ORIGEN DEL GRUPO VALDIVIA

Esquistos.- Los esquistos cuarzo-sericíticos pudieron haberse formado de granos clásticos de cuarzo de tamaño limo o posiblemente, a partir de películas de sílice gelatinosa precipitada coloidalmente, depositados junto con menores cantidades de material arcilloso a partir del cual se formaron las láminas micáceas durante el metamorfismo regional. Los esquistos clorítico-actinolíticos se pudieron derivar de ceniza-piroclástica o de polvo volcánico

depositado en agua durante períodos intermitentes de volcanismo. Es interesante considerar los comentarios de Nelson (1957, p.23-24) sobre el Grupo Cajamarca (en el departamento del Tolima, al sur de la Zona II) ya que este Grupo puede correlacionarse con el Grupo Valdivia. “Para un grupo de rocas, como los esquistos, grafíticos cuarzo-filitas y cuarcitas, el desarrollo original es obvio: fueron depositados como una facies arcillosa o arenosa fina en una cuenca marina bajo condiciones geosinclinales. No se han encontrado fósiles, ni deben esperarse, debido al metamorfismo que han sufrido estas rocas. El contenido variable de grafito es consecuencia de la cantidad variable de materia orgánica contenida originalmente. En cuanto al origen de los esquistos verdes y anfibolitas, no es tan claro. Su asociación mineralógica no puede resultar del metamorfismo de sedimentos arcillo-arenosos pues son rocas pobres en sílice y con un alto contenido de calcio y magnesio. Dentro del grupo de sedimentos comunes, solo una marga dolomítica podría corresponder a la composición de los esquistos verdes. Es poco probable que esta clase de sedimento, bastante raro, haya depositado estratos tan gruesos como los que se encuentran actualmente de esquistos verdes. Los análisis químicos muestran una gran similitud en la composición entre los esquistos verdes y las anfibolitas por un lado y con diabasas por otro. Esta similitud química podría indicar un origen ígneo para los esquistos verdes y anfibolitas. Pero no es necesario pensar únicamente en los flujos volcánicos de composición básica para explicar el origen de estas rocas. Tobas volcánicas producidas durante las erupciones y cuya composición corresponde a la de los esquistos verdes podrían ser su origen ”.

“La transición entre los esquistos verdes y otras rocas de origen sedimentario se explicaría fácilmente por medio de erupciones volcánicas, que según su duración y violencia producirían un abastecimiento variable de tobas. Durante una fase eruptiva los productos piroclásticos dominarían en grandes áreas sobre los de sedimentación existentes sobre esas zonas, al disminuir la actividad volcánica los sedimentarios recobraron su predominio. Es obvio que según la facies existente en el momento de la actividad volcánica, se pueden formar diferentes clases de sedimentos mixtos... Hay otras evidencias que indicarían un origen tobáceo... Es además dudoso que un metamorfismo de bajo grado, como el indicado por la composición

epidota-actinolita-clorita-albita, haya podido destruir por completo la textura y composición original de los flujos diabásicos”.

Los conceptos de Nelson son válidos tanto para el Grupo Valdivia como para el Cajamarca. Sin embargo, las tobas máficas, con una composición tal que bajo condiciones de metamorfismo débil den esquistos verdes, son relativamente raras. También se ha especulado sobre el probable origen de los esquistos verdes a partir de flujos submarinos de basaltos, pero en este caso sería difícil explicar las intercalaciones con capas de esquistos cuarzo-sericíticos, en algunos lugares de unos pocos milímetros. Estas laminaciones rítmicas y finas se explican mejor con los conceptos de Nelson; sin embargo, el argumento más fuerte en contra de esta teoría es que en ninguna parte dentro del grueso paquete del Grupo Valdivia se encuentran indicios de que la textura original hubiese sido ígnea y el metamorfismo tuvo que ser de muy bajo grado e incapaz de destruirla totalmente; por el contrario, las capas sedimentarias finas y las intercalaciones de esquistos cuarzo-sericíticos indican sin lugar a dudas un origen típicamente sedimentario.

Los sedimentos clásticos que dieron origen a los esquistos cuarzo-sericíticos y el polvo piroclástico o cenizas fueron depositados en una cuenca eugeosinclinal profunda. La extensión amplia, la estratificación laminada y fina, la textura finogranular y la gran uniformidad en la composición de las capas individuales, sugieren una depositación en una gran cuenca de aguas profundas. La presencia de grafito y piritita sugieren una depositación en condiciones anaeróbicas.

Neises.- La textura grueso-granular de los paraneises pudo haberse originado a partir de material sedimentario de grano más grueso que el que dió origen a los esquistos. El material sedimentario original pudo haber sido un conglomerado polimíctico de guijarros, arcosas, areniscas arcóscas y grauwas depositadas durante intervalos de rápidos levantamientos y erosión de la roca original en las partes menos profundas de una cuenca cerca al origen. Muchos pudieron haber sido depósitos de playa. La profundidad de la cuenca pudo haber variado de un lugar a otro durante la larga historia del geosinclinal.

EDAD Y CORRELACIONES

La edad del Grupo Valdivia, como la de la mayoría de las rocas Pre-cretáceas en II-A, es incierta. En este trabajo se considera como Paleozóico basados en las relaciones de campo con otras unidades y por correlación con rocas similares cartografiadas por otros geólogos al sur de la Plancha I.

Un plutón sintectónico de tonalita intrusiva (ahora metatonalita) de dimensiones batolíticas cubre un área de 600 km² en la parte norte-centro de la Plancha I, especialmente en c-1,2, 3 y 4 y en d-1, 2. Este intrusivo, basado en análisis K-Ar en biotita, dió una edad. Pérmico Superior (véase “Rocas Igneas”). Aunque los contactos no son claros debido a los malos afloramientos y cubiertas, todos los geólogos de campo están de acuerdo en que este plutón **intruye** el Grupo Valdivia y por lo tanto, este último sería pre-Pérmico.

Grosse (1926, p.20) considera algunas rocas que pueden correlacionarse con las del Grupo Valdivia, como Precámbrico. Cita al profesor Steinmann quien describió en el Perú rocas esquistas cubiertas discordantemente por estratos fosilíferos del Silúrico y esto fue lo que posiblemente lo indujo a asignar al Precámbrico los esquistos del borde occidental de II-A.

Nelson (1957) considera el Grupo Cajamarca, que es litológicamente similar y que en este trabajo se correlaciona con el Grupo Valdivia, como Paleozóico. El dice: “Consideramos una edad paleozóica como la más probable en vista de su posición estratigráfica por debajo de calizas fosilíferas no metamórficas del Triásico y además por haberse encontrado graptolites en una zona de bajo metamorfismo al norte del área considerada...” (Nelson, 1957, p.14). “La edad del Grupo Cajamarca no pudo establecerse directamente por medio de evidencias paleontológicas. Este grupo se asigna al Paleozóico por su posición estratigráfica debajo de la caliza fosilífera de Payandé del Triásico Superior. Además, cerca a Puerto Berrío se encontraron graptolites que indican la presencia del

Ordoviciano en la Cordillera Central" (Nelson, 1957, p.68).

Un stock de granodiorita, que dió una edad según análisis K-Ar en biotita de 215 ± 7 millones de años (Pérez, A., 1967, p.30) intruye los esquistos del Grupo Valdivia cerca a Amagá, 20 km al suroeste de Medellín. Esta relación es una clara evidencia de la edad pre-Triásico, de los esquistos. El Grupo Ayurá-Montebello del cuadrángulo I-8 (Botero, A., 1963, p.55) que fue asignado tentativamente al Paleozóico (Botero, A., 1963, p.62-65) puede correlacionarse con el Grupo Valdivia del cuadrángulo H-8 y con el Grupo Cajamarca que aflora unos 150 km al sur de I-8. Los autores están de acuerdo con Botero A. en el concepto de que este gran conjunto de metasedimentos fue depositado durante el Paleozóico, aunque no es posible determinar una edad más exacta.

ESPESOR

El espesor estratigráfico total del Grupo Valdivia no se conoce, ni puede determinarse fácilmente debido al plegamiento complejo, al fallamiento y a la ausencia de estratos guías. Su espesor es al menos de 5 km y probablemente mayor. Nelson (1962, p. 193) sugirió un espesor probable de 13.000 m para el Grupo Cajamarca y sería posible que el Grupo Valdivia tuviese un espesor similar.

Kay (1955, p. 672-674) tabuló la rata de acumulación de sedimentos (expresada como roca consolidada) en 17 cuencas eugeosinclinales, principalmente en Norteamérica y cuya edad variaba entre el Ordoviciano y el Cretáceo. La rata de acumulación varía entre 120 y 750 m de sedimentos por millón de años, con un promedio de 267 m para el mismo lapso. Asumiendo una rata de acumulación promedia (de roca sólida) de 260 m por millón de años el tiempo necesario para acumular 13.000 m de sedimentos del Grupo Valdivia, sería de 50 millones de años o sea aproximadamente el lapso comprendido entre el Devónico Superior y el Pensilvaniano Inferior (Hamilton, 1965, escala de tiempo, p. 224). Las ideas

anteriores son meramente especulativas y no implican necesariamente que la edad del Grupo Valdivia esté dentro de los períodos geológicos mencionados anteriormente.

ROCAS SEDIMENTARIAS DEL CRETACEO

Rocas sedimentarias del Triásico y del Jurásico no se conocen en el área de la Plancha I aunque es posible que algunas de las rocas descritas como del Cretáceo Inferior sean más antiguas.

FORMACION SAN PABLO

El río San Pablo (e-8,e-6) tiene 22 km de longitud y fluye hacia el norte por un cañón recto y profundo. El valle de este río es coextensivo con una franja alargada de areniscas cuarzosas, argilitas filitas, y conglomerados de la Formación San Pablo (Pl.I). Esta franja de rocas clásticas tiene un ancho variable entre 500 y 2.000 m; y 30 km de longitud; está limitada en el extremo sur y a ambos lados por rocas verdes del Cretáceo, por esquistos verdes en el norte. Los estratos tienen dirección norte con buzamiento fuerte especialmente al oeste. El espesor estratigráfico total no se conoce pero es aproximadamente de 1000 m, disminuyendo en su extremo norte a unos 70 m.

Se pudieron diferenciar dos facies en la formación San Pablo:

1. Areniscas cuarzosas de grano fino a medio, argilitas y filitas.
2. Conglomerados tanto oligomícticos como polimícticos con interestratificaciones de areniscas cuarzosas (indicado en la Plancha I con el símbolo Kac).

Facies de areniscas - argilitas - filitas. Esta facies compone la mayor parte de la Formación San Pablo. Las superficies frescas

son de color gris oscuro pasando por meteorización a gris claro, a pardo - amarillento y algunas capas arcillosas toman una coloración violeta-rojizo. Las areniscas son cuarzosas, de grano medio a fino, masivas con fractura arcillosa de color gris oscuro. El estudio microscópico indica una extinción ondulatoria en la mayoría de los fragmentos de cuarzo; los minerales accesorios son: clorita verde pálida, albita, sericita, granos escasos de zircón redondeados y magnetita. Los estratos pelíticos varían de finamente estratificados a masivos; son de composición de argilitas a filitas y presentan lustre satinado sobre los planos de estratificación. Debido a lo fino del grano es difícil su estudio al microscopio, pero entre los componentes identificables se encuentran: fragmentos de cuarzo de tamaño limo, algunos con extinción ondulatoria, albita, clorita, sericita y láminas de material grafitico, marcando los planos de estratificación. Las capas pelíticas difieren poco de las arenáceas, excepto en el tamaño del grano y en el mayor contenido de pigmento orgánico. Cerca al extremo sur de esta franja se encuentran en la misma secuencia algunos estratos calcáreos o margosos. Los estratos de diferente composición se repiten en una secuencia aproximadamente rítmica. El carácter filítico y argilítico de los estratos pelíticos indica un metamorfismo regional incipiente en la parte más baja de las facies de esquisto verde. El cordón restringido de afloramientos de la Formación San Pablo es un remanente de una formación antigua mucho más extensa.

Facies de conglomerados.- Capas de arenisca cuarzosa de grano grueso y de conglomerados separados por intercalaciones de filitas o argilitas forman la facies de conglomerados y es de localización más restringida que la de la facies anterior. Se encuentran estratos de conglomerados oligomícticos y polimícticos. Los oligomícticos forman capas de 3 a 4 m de espesor en la confluencia de la quebrada Delgaditas con el río San Pablo (c-7) y está compuesto por guijarros y cantos redondeados a subredondeados de cuarzo gris a lechoso en una matriz de arenisca cuarzosa de grano grueso. Las capas de conglomerado polimíctico son más comunes que las del oligomíctico y está compuesto por guijarros, cantos y rara vez bloques angulares a bien redondeados de cuarcitas, metagabros y rocas verdes en una matriz bien endurecida de composición

grauwaquica de grano grueso. El color es gris oscuro a gris verdoso, tomando por meteorización un tinte parduzco. Las capas polimícticas presentan más variaciones que las oligomícticas.

Relaciones con las unidades roca adyacentes.- En el extremo sur de esta franja, cerca a Guadalupe, los estratos de la facies arenisca-argilita-filita están en contacto con la tonalita del Batolito Antioqueño correspondiente al Cretáceo Superior habiendo sido transformados a cornubianitas en el contacto. Los estratos margosos han sido alterados a skarns con granate, wollastonita y en menor cantidad magnetita. Claramente, la Formación San Pablo es pre-batolito. En el extremo norte el contacto con los esquistos verdes del Grupo Valdivia es claramente concordante y no se observaron evidencias de fallamiento. En la quebrada San Vicente (e-7) el contacto con rocas verdes (metabasaltos) parece ser gradacional, flujos de basalto de 4 a 10 m de espesor están intercalados con capas sedimentarias de la Formación San Pablo. La base de al menos uno de los flujos basálticos contiene una brecha de flujo formada por inclusiones del tamaño de guijarros de rocas sedimentarias en una matriz basáltica.

Origen y edad.- La composición de esta Formación, lo mismo que su estratificación rítmica sugiere una facies “flysch” en un ambiente deposicional geosinclinal. El material finogranular posiblemente fue depositado en aguas profundas quietas, mientras que el material grueso, especialmente los conglomerados grauwaquicos representan detritos formados durante períodos de una erosión más intensa, con transporte rápido, por cortas distancias y depositados en cuencas costeras. No se han encontrado fósiles pero esta formación es más antigua que el Batolito Antioqueño del Cretáceo Superior. La intercalación de la Formación San Pablo con las rocas verdes sugiere que estos dos tipos de rocas fueron simultáneos. La edad de las rocas verdes también se desconoce pero con certeza son mesozóicos, pre-batolito. La Formación San Pablo se asigna en este trabajo al Cretáceo Inferior. No se conocen en II-A al este de la Formación San Pablo, fósiles posteriores al Albiano Inferior. La Formación La Soledad, descrita posteriormente, contiene fósiles del Albiano Inferior y es claro que la Formación San Pablo es más

antigua que La Soledad ya que la primera contiene intercalaciones de flujo basálticos correlacionables con la franja adyacente de rocas verdes, mientras que los sedimentos de La Soledad parece que fueron depositados después de las rocas verdes y luego puestos en contacto fallado con ellas (Pl.I, corte B-B').

FORMACION LA SOLEDAD

La Formación La Soledad comprende una franja angosta de rocas sedimentarias de dirección norte y localizada cerca al margen oriental de la Plancha I. Esta formación recibe su nombre de la quebrada La Soledad, 12 km al noreste de Campamento, donde se encuentran los mejores afloramientos. El ancho de la franja varía entre 800 m y 1800 m. Los estratos buzan principalmente hacia el oeste. Se reconocieron tres facies: arenita; argilita-shale y conglomerado.

Facies Arenita.- La facies arenita es una unidad basal que forma una franja de 500 m de ancho a lo largo de casi todo el borde oriental de la formación. La estratificación varía de delgada a maciza; el tamaño del grano de fino a grueso y el color de gris claro a gris oscuro verdoso. La mayoría de los granos clásticos son angulares, principalmente de cuarzo y en menor proporción, de plagioclasa con granos dispersos de zircón en una matriz arcillosa con clorita, sericita con pigmento carbonoso. Localmente se encuentran interestratificaciones de argilitas grises-oscuras de estratificación delgada, shales silíceos de color gris claro o verdoso y capas de porcelanitas con estratificación delgada. Las capas silíceas contienen restos de radiolarios pero muy mal preservados para ser identificables.

Facies argilita-shale.- Los estratos de esta facies son de color gris oscuro y están compuestos por fragmentos de cuarzo de tamaño limo-arcilla con clorita, sericita y materia organica intersticiales. La pirita forma ocasionalmente bandas delgadas paralelas a la estratificación. Las capas de roca, debido a la estructura

laminar, presentan por lo general microplegamientos. Algunos estratos de brecha que se presentan ocasionalmente, están compuestos por fragmentos de areniscas o filitas en una matriz limosa de color negro. Estas brechas pueden representar depósitos de corrientes de turbidez.

Facies conglomerática.- Esta facies forma lentes dentro la facies argilita-shale (Pl.I). Los estratos son predominantemente oligomícticos, de 1-2 m de espesor compuestos por cantos subangulares a redondeados de cuarzo lechoso en una matriz arenosa de cuarzo con clorita y sericita intersticial. Estratos polimícticos son menos comunes y contiene guijarros de cuarcitas, filitas o argilitas y cuarzo lechoso en una matriz grauwaquica de grano grueso. Los estratos tienen dirección norte con buzamiento fuerte hacia el oeste. En la Cañada Honda (extremo sur de e-5), tributaria de la quebrada La Soledad, esta facies alcanza su máximo espesor de unos 40 m. En este sitio se colectaron algunos pelecípodos y amonites.

Edad.- Los fósiles de Cañada Honda fueron identificados en 1966 como del Albiano Inferior (parte superior del Cretáceo Inferior) por el Dr. H. Bürgl paleontólogo del Servicio Geológico Nacional. Los fósiles hallados en secuencias sedimentarias similares litológicamente que se encuentran en otras partes de Antioquia, pueden correlacionarse aproximadamente con la Formación La Soledad que también ha sido asignada al Cretáceo Inferior, posiblemente entre Hauteriviano y el Turoniano Inferior.

ROCAS CRETACEAS SIN DIFERENCIAR

En el área noroeste de la plancha (a-1) fueron cartografiadas algunas rocas sedimentarias que son probablemente del Cretáceo. Estas rocas no fueron estudiadas en detalle y aquí solo se describen brevemente. El tipo de roca predominante es una argilita cuarzosa, finogranular y de color negro pero también se encuentran estratos de grauwas arenosas y de conglomerados de guijarros o cantos, hasta de 2 m de espesor. Los fragmentos angulares a subredondeados del conglomerado son de chert gris oscuro verdoso,

gabro y anfibolita, cuarzo lechoso y metabasaltos. En la quebrada San Vicente (no indicada en el mapa) se encuentran estratos de 30 a 40 m de chert negro laminado. Estas rocas están limitadas al este por el Cretáceo volcánico y por el conjunto de rocas verdes dentro del cual hay numerosos lentes intercalados hasta de 50 cm de espesor de chert finamente laminado, parte del cual contiene radiolarios. La dirección de los estratos es N5° a 20° W con buzamiento fuerte hacia el oeste. Estas rocas se cree que son de la misma edad que la de la Formación La Soledad localizada 80 km al sureste. Las relaciones de campo sugieren que estos estratos suprayacen el volcánico y las rocas verdes al este pero la diferencia en edad puede no ser grande.

ROCAS TERCIARIAS

Las rocas terciarias son relativamente escasas en la Plancha I, aunque son unidades mayores en el extremo suroeste de II-A, por ejemplo Plancha 4.

En la Plancha I se muestran tres unidades de rocas terciarias:

- 1 - Sedimentos clásticos sin diferenciar.
- 2 - Aluviones, localmente auríferos.
- 3 - Capas de lateritas sobre serpentinitas.

SEDIMENTOS CLASTICOS SIN DIFERENCIAR

Sedimentos clásticos mal a regularmente consolidados forman un parche de 16 km² a lo largo del extremo norte de la Plancha I (d-1, e-1). Esta secuencia comprende shales arcillosos, estratos delgados de arenisca friable y localmente lentes de grava los cuales se supone fueron depositados en un ambiente límico terrestre. También se encuentran mantos de carbón lignítico que localmente se explotan en pequeña escala. Estos estratos terciarios también son una fuente potencial de arcillas de baja calidad, arenas y materiales

para agregado aunque actualmente, debido a las pocas vías de acceso y a lo despoblado de la región no son explotables. Estos mismos sedimentos se extienden hacia el norte, fuera de la Plancha I, cubriendo un área de centenares de kilómetros cuadrados. El buzamiento de los estratos es moderado, rara vez mayor de 20° , en contraste con las rocas estratificadas más antiguas que están fuertemente plegadas. Es necesario hacer un estudio más detallado para poder dividir estratigráficamente el Terciario de acuerdo a las distintas litologías. No se encontraron fósiles, aunque es posible hallarlos al hacer un estudio más cuidadoso.

Varios cordones estrechos con dirección norte de shale terciario, areniscas y en menor proporción de conglomerados, fueron cartografiados cerca al extremo occidental de la Plancha I, especialmente a-5, 6, 7 y 8. Estos aparecen como cuñas o grabens angostos y fallados, están mucho más plegados que los parches más amplios de sedimentos terciarios ubicados hacia el norte. Las áreas del Terciario indicadas en la Plancha I son remanentes de una antigua cubierta mucho más extensa, la mayor parte de la cual ha sido removida por la erosión.

ALUVIONES

Remanentes de aluviones terciarios forman terrazas aisladas o bancos en la parte superior de los actuales cursos de las corrientes rellenando antiguos canales, especialmente en e-5. Estos aluviones están formados por material arcilloso y lentes de lodolita de espesor variable intercalados con guijarros polimícticos y cantos de grava. La posición topográfica alta de estos materiales y su mayor grado de madurez comparados con los aluviones recientes demuestra que su depositación fue anterior al Pleistoceno. Durante el siglo pasado y posiblemente durante parte del actual algunos de estos aluviones fueron trabajados como placeres de oro pero actualmente solo se explotan en pequeña escala y esporádicamente.

CAPAS DE LATERITAS SOBRE SERPENTINITAS

En la Plancha I solo se conoce una ocurrencia de este tipo en el extremo norte de e-6 y extendiéndose por una corta distancia en e-5. La capa de laterita se encuentra sobre serpentinitas en la cresta de una amplia cuchilla con pendiente hacia el norte, llamada Morro Pelón en la parte alta del Valle del Río Nechí. El área cubierta por el suelo rojo tiene poca vegetación, forma ovalada con una longitud, en dirección norte - sur, de 3000 m y un ancho irregular en promedio de 600 m.

Esta laterita fue descrita por primera vez por Benjamín Alvarado y otros (1939, p. 61-64); debido a su posible importancia como fuente de hierro y níquel fué estudiada mediante apiques y muestreada por el IMN entre 1964 y 1965. Los resultados de estos estudios se discuten en el capítulo de Geología Económica en el aparte sobre hierro. Se cree que las lateritas se formaron posteriormente a (o contemporáneamente con?) los aluviones durante el Terciario Superior (Plioceno?) durante una época de relativa quietud tectónica en terrenos de bajo relieve y sometido a una profunda meteorización secular. Morro Pelón es actualmente una zona de alto relieve, con pendiente hacia el norte comprendida entre 1200 m en la parte más alta hasta el río Nechí a 600 m. La erosión es activa. Es lógico suponer que esta laterita, relativamente enriquecida en hierro y níquel, se formó por descomposición *in situ* de serpentinitas antes del levantamiento regional más reciente. El parche de laterita de Morro Pelón es por lo tanto, el remanente de un manto más extenso siendo probable que una costra dura, ahora solo parcialmente conservada, resistente a la erosión fuese la causa de que esta zona permanezca como un alto topográfico.

Lateritas similares, quizá contemporáneas con las de Morro Pelón, pero más extensas y ricas en níquel, se encuentran en Uré y Cerro Matoso en el departamento de Córdoba, unos 37 km al norte de la Plancha I y a 90 km en línea recta al norte de Morro Pelón. Estos cuerpos se discuten en el capítulo de Geología Económica bajo el encabezamiento de Níquel.

DEPOSITOS CUATERNARIOS

En la Plancha I se muestran dos unidades: aluviones y taludes.

ALUVIONES

Aluviones cuaternarios se encuentran en los valles de todos los ríos y de algunas de las quebradas mayores, pero solo localmente forman depósitos cartografiables a la escala de la Plancha I, siendo notables donde los valles son amplios y donde las pendientes de las corrientes disminuyen contribuyendo a la formación y preservación de amplias llanuras aluviales. Predominan las terrazas y bancos de grava gruesa con intercalaciones ocasionales de arena guijosa, cieno y limo, algunos aluviones incluyen coluviones producidos por deslizamientos. Las terrazas antiguas pueden estar suficientemente bien consolidadas como para formar bancos verticales de varios metros de altura, pero la mayoría de ellas no lo están.

Los cantos y bloques indican los tipos de rocas que se encuentran aguas arriba y son útiles para el estudio de áreas donde los afloramientos son escasos y malos. Muchos de los aluviones son auríferos aunque la minería de placeres en la Plancha I hoy en día está limitada a unos pocos trabajos rudimentarios y esporádicos.

TALUDES

Los taludes se forman en las laderas de las montañas y están compuestos por bloques subangulares a subredondeados de rocas meteorizadas empotradas en una matriz de tierra que es igual o mayor a la cantidad de fragmentos. La gran proporción de la matriz de litosol se atribuye a la profunda meteorización y a la rápida descomposición química que convierte la roca en suelo ayudado por la temperatura, la alta precipitación y la cubierta

vegetal. La masa terrosa húmeda puede moverse en forma de flujo plástico y en miles de años transportar grandes bloques por centenares de metros. Los taludes tienen una distribución más amplia que la que se indica en la Plancha I donde solo se muestran los de grandes proporciones. El espesor de los depósitos de talud y del material deslizado varía entre unos pocos metros y 25 o más lo que hace difícil cartografiar las rocas del basamento.

ROCAS IGNEAS

ANFIBOLITAS

Cuerpos elongados de anfibolitas se encuentran asociados con el neis micáceo y la metatonalita de Puquí, especialmente en c-3, 4 y d-3. Estas rocas son de origen incierto y necesitan un estudio más detallado; algunos de estos cuerpos son anfibolitas típicas mientras que otras presentan la textura ígnea original y pueden considerarse como metagabros o metadiabasas en los cuales el anfíbol es producto de uralitización del piroxeno en la roca ígnea. El origen de las anfibolitas típicas foliadas, compuestas principalmente por hornblenda verde, albíta y epidota intersticiales, esfena y magnetita como accesorios, no es claro. Algunos de estos cuerpos pueden considerarse como para-anfibolitas derivadas del metamorfismo de antiguos sedimentos o de piroclastos; depositados probablemente más o menos en forma simultánea en los sedimentos que dieron origen al paraneis micáceo, roca a la cual están asociadas las anfibolitas.

La edad de esta unidad no se conoce, pero debido a su relación espacial con el neis micáceo y su grado de metamorfismo relativamente alto, no parece ser mucho más joven que el neis y por lo tanto se le asigna tentativamente, al Paleozóico sin diferenciar, siendo entonces la roca ígnea más antigua del área.

METATONALITA DE PUQUÍ

Este cuerpo toma su nombre del río Puquí en d-2, 10 km al norte de Puerto Valdivia y cubre un área de 600 km² en la parte norte-centro de la Plancha I especialmente en c-1, 2, 3, 4 y d-1, 2, sobrepasando al norte el extremo de la Plancha I y encontrándose superpuesta discordantemente por sedimentos terciarios en el extremo norte de d-1 y c-1. La topografía es generalmente ondulada con un relieve local máximo de 200 m.

Contactos.- La metatonalita está íntimamente asociada con el neis micáceo más antiguo. Los contactos entre las dos unidades son gradacionales y se cartografiaron aproximadamente debido a las numerosas inclusiones de neis en la metatonalita; además cerca a los contactos hay abundantes migmatitas formadas por inyecciones Lit par Lit de metatonalita concordantes con la foliación del neis. Al oeste, la relación de la metatonalita con el Grupo Valdivia es menos clara, pero la opinión de todos los geólogos que cartografiaron esta área es que la metatonalita intruye el Grupo Valdivia. El límite sureste del cuerpo de metatonalita es en gran parte la falla de rumbo Romeral, de dirección noreste.

Petrografía.- El color de esta roca es gris oscuro moteado (sal y pimienta) por lo general con un ligero tinte verdoso siendo común un bandeamiento neisoide o foliación aunque en algunos afloramientos aparece maciza sin evidencias de orientación de los cristales. La textura es hipidiomórfica granular de grano medio a grueso. La composición, aunque variable, es por lo general la de una tonalita y localmente de granodiorita; el prefijo meta se utiliza para distinguir esta roca de las tonalitas de otros cuerpos en el área que carece de foliación neisica y que son menos variables en composición. Aunque los efectos de metamorfismo regional no son pronunciados en la metatonalita, los procesos metamórficos pudieron haber jugado un papel importante en el origen de esta roca.

La composición por lo general, cae dentro de los siguientes límites:

<u>Mineral</u>	<u>Rango (%)</u>
Plagioclasa ($An_{30} - An_{50}$)	35 - 70
Cuarzo	23 - 40
Ortoclasa	0.5 - 20
Biotita	2 - 18
Microclina	1 - 8
Moscovita y sericita	1 - 8
Epidota (Saussurita)	1 - 5
Clorita (principalmente según biotita)	0.5 - 6
Piroxeno (Hipersteno?)	0 - 8
Granate (almandino?)	Trazas - 5
Magnetita - ilmenita	Trazas - 1.5
Pirita	Trazas - 0.25
Zircón	Trazas
Apatito	Trazas
Cordierita	0 - 0.5
Sillimanita	0 - 0.5

El rango de variación es muy amplio para la mayoría de las rocas plutónicas lo cual puede deberse a contaminación por asimilación o palingénesis de inclusiones del neis micáceo.

La plagioclasa es oligoclasa o andesina empolvada por sericita y saussurita; encontrándose localmente megacrístales de plagioclasa hasta de 6 cm de sección. Por lo general el feldespato potásico es accesorio pero en algunas muestras es tan abundante que la composición de la roca es granodiorítica; megacrístales de microclina de 3 cm de largo se encuentran en la ribera este del río Cauca en Puerto Raudal d-2. El cuarzo es anhedral y con extinción ondulatoria. La biotita es pardo rojiza intensa, por lo general alterada a clorita verde pálida en los bordes o a lo largo de las líneas de clivaje y en algunos casos está totalmente cloritizada. Zircón, en granos hasta de 0.5 m de longitud se encuentran incluidos en biotita con

halos pleocróicos. Granate es un accesorio común llegando a constituir hasta 5% en algunas muestras. La sillimanita se presenta como agregados radiales compuestos por fibras finas de 1 a 3 mm de longitud, es menos abundante que el granate. Estos dos últimos minerales pueden representar contaminación por las inclusiones de neis micáceos. Piroxeno, identificado tentativamente como hipersteno, se encuentra solamente en la metatonalita en d-1 y en el extremo norte de la Plancha I. Algunos cristales presentan pleocroísmo de verde pálido o rosado, característico del hipersteno pero tienen extinción inclinada anómala. Sin embargo, esta misma clase de extinción se encontró en el hipersteno de los charnoquitas (Diaraj, A.H. 1966). Cordierita se encontró en algunas pocas secciones delgadas, aunque su determinación no es segura y está asociada a granate en una y a sillimanita, en otra.

Origen.- La presencia de minerales tales como sillimanita, hipersteno, cordierita y la abundancia relativa de granate en una roca de composición y textura ígnea hace pensar en un origen metamórfico más bien que en un origen ígneo convencional, aunque la opinión de los que cartografiaron esta roca en el campo es de que fue intruída como magma. Son comunes inclusiones de cuarcita y de anfibolita lo mismo que de neis micáceo. Winkler (1965, p. 203) al discutir la anatexis y la formación de las migmatitas dice "A una temperatura dada, algunas capas permanecen en estado sólido, mientras que otras contienen cantidades variables de mezcla fundida. Las capas de cuarcitas y anfibolitas permanecen en estado sólido durante la anatexis. Si ellas se fracturan quedan invadidas por una masa fundida más o menos homogénea". El concepto de Winkler sobre la conservación de ciertas rocas durante la anatexis puede explicar la presencia de los minerales metamórficos mencionados anteriormente. Es posible que el magma se haya formado a gran profundidad por anatexis de rocas similares al Neis de Puquí y emplazado sintectónicamente hasta su posición actual. El origen de tonalitas y tromdhjemitas por este mecanismo fue demostrado por Winkler (1965, p. 199).

Edad.- Se hicieron dos determinaciones radiométricas en la metatonalita (R. Marvin U.S.G.S., comunicación escrita, Julio 29, 1968):

No.Laborat. No.Campo Mineral An. Edad (m.a) Período

B.	1131	RH-JA-E1	Biotita	239 ± 7	Pérmico	Superior
M.	1132	RH-JA-E2	Moscovita	214 ± 7	Triásico	Inferior

La más antigua de estas edades parece ser la correcta; ambas son las mínimas en las respectivas muestras y se interpretan como la edad de cristalización del magma tonalítico.

NEISES INTRUSIVOS SINTECTONICOS

Fueron cartografiadas dos unidades de neis intrusivo (Pl.I): neis porfiroblástico adamelítico y neis tonalítico cataclástico.

Ambas unidades se encuentran en regiones montañosas poco habitadas, necesitan cartografía y estudio más detallado. El neis tonalítico cataclástico es parecido a la parte sur del cuerpo adamelítico, los dos tipos de roca pueden correlacionarse aunque la adamelita contiene megacristales de feldespato potásico siendo de color más oscuro. Las dos unidades fueron clasificadas como neises intrusivos sintectónicos debido a que la textura clástica que presentan, la cual fue adquirida, al menos en parte, durante la intrusión cuando aún estaba como mezcla parcialmente fundida o parcialmente cristalizada. El tectonismo posterior también afectó estas rocas siendo difícil diferenciar entre los efectos protoclasticos y los efectos cataclásticos secundarios.

Neis porfiroblástico-adamelítico.- Esta unidad forma un gran lente elongado con una superficie de aproximadamente 300 km² que se extiende hacia el norte por 55 km desde Campamento (e-6) hasta el extremo de (e-1). El ancho máximo es de 9 km cerca al extremo norte de e-3. Dos pequeños cuerpos satélites fueron cartografiados, uno de ellos de forma aproximadamente triangular tiene 2 km de largo y está situado en la esquina noroeste de e-6, y el segundo con forma lenticular, tiene 4 km de largo en el extremo este de e-2. Este neis intruye los esquistos del Grupo Valdivia y está

intruído por cuerpos máficos y ultrabásicos del Cretáceo Inferior, especialmente en e-3, 4 y 5. Un cuerpo de tonalita limita el neis al este en e-3 y 4 aunque este contacto está interrumpido por lentes de metagabro del Cretáceo Inferior (?) cerca al extremo sur de e-3.

La roca típica es de color gris medio con textura neisoide y megacristales de ortoclasa parcialmente sericitizada de 5 a 30 mm de longitud en una matriz cataclástica de grano medio compuesta por cuarzo, plagioclasa y mica. La plagioclasa principalmente oligoclasa, la ortoclasa y en menor proporción la microclina están en porcentajes aproximadamente iguales, 25% cada una y el contenido promedio de cuarzo es de 30%, dando a la roca composición adamelítica. La composición localmente, en e-5, 6, es de la de la tonalita pero no fue posible cartografiar cada facies por separado. La biotita parda predomina sobre la moscovita en proporción de 3:1 y por lo general, está parcialmente cloritizada. Las inclusiones de zircón en biotita presentan halos pleocróicos fuertes. La plagioclasa presenta maclas finas de albita, por lo general flexionadas, con núcleos de saussurita y anillos de sericita. El cuarzo se presenta en mosaicos finogranulares, muy deformados con bordes suturados y estructura de mortero. Los megacristales de feldespato potásico, que en gran parte caracterizan esta unidad, son un enigma y aquí los hemos interpretado como porfiroblastos formados por efectos de un metamorfismo termotectónico durante o un poco después de la intrusión, más que como fenocristales en un pórfido de origen magmático; pero ninguno de estos conceptos se pudo probar.

Neis Tonalítico cataclástico.- Este cuerpo cubre un área de 25 km² en la esquina sureste de la Plancha I; tiene la forma de una cuña estrecha y curvada que se adelgaza hacia el norte donde es cortada oblicuamente por la Falla de Romeral en a-8, b-8, b-7 y b-6. Está en contacto a ambos lados con esquistos del Grupo Valdivia a los cuales intruye, aunque los esquistos están separados del neis tonalítico en la parte occidental de b-8 y en la suroccidental de b-7 por una banda angosta de metagabro hornbléndico más joven y que fue intruído a lo largo del contacto entre el neis y el esquisto. Una cúpula alargada, semiconcordante del Plutón de Sabanalarga intruye el centro del cuerpo de neis en a-8 y b-8.

Este neis no es homogéneo y comprende diques y cuerpos irregulares de metadiabasas más jóvenes e inclusiones de paraneis cuarzo-micáceo cataclástico, posiblemente del Grupo Valdivia. La roca típica es de color parduzco, tiene textura neisoide abundantes manchas de 1 a 3 mm de feldespato que le dan a la roca una apariencia porfirítica. La composición, por lo general, es la de una tonalita que ha sido deformada y alterada. Su composición es: andesina subhedral parcialmente saussuritizada y sericitizada con abundante cuarzo intersticial y como accesorios microclina, moscovita y biotita parcial o totalmente cloritizada con láminas de magnetita a lo largo de los planos de clivaje e inclusiones diminutas de zircón con halos pleocróicos fuertes. Apatito y esfena son accesorios escasos. El cuarzo está muy deformado y los granos más grandes de feldespato y cuarzo están encerrados en un mosaico finogranular de cuarzo, mica y feldespato alterado, con estructura de mortero.

El neis tonalítico cataclástico está limitado al oeste por la falla de Romeral y en algunas partes es muy parecido superficialmente, a la metatonalita de Puquí, que aflora unos 10 km al norte del extremo noroeste de la falla de Romeral. Este cuerpo de neis tonalítico también es muy parecido a un bloque o a una cuña de falla. Por lo tanto, el neis tonalítico cataclástico y la metatonalita de Puquí pueden ser la misma roca. Si esto es cierto, sería una evidencia notable de un desplazamiento lateral derecho a lo largo de la falla de Romeral.

Neis Porfoblástico.- La unidad denominada neis porfoblástico (Pl.I) forma pequeños cuerpos al noreste de Yarumal (d-6) en d-5, 6, e-5, 6. Esta misma roca forma una banda angosta entre Yarumal (d-6) y Cedeño (d-5) de 15 km de longitud y unos 400 m de ancho, con dirección N25° E y buzamiento pronunciado al este. Esta banda es mejor conocida que los otros cuerpos debido a que en ella se hicieron algunas perforaciones para estudiar talco, 5 km al noreste de Yarumal. Lentes dispersos y cuerpos irregulares de rocas similares afloran al este y al norte de la banda productora de talco, pero ninguno de ellos tiene más de 4 a 5 km de longitud o una superficie mayor de 5 km².

La banda elongada de este neis que produce talco y que está situada entre Yarumal y Cedeño presenta un bandeamiento néisico delgado bien definido con bandas de 0.5 a 2 mm de ancho de cuarzo finogranular, mica y albita. Porfiroblastos ovalados de albita y cuarzo de 5 a 40 mm de longitud le dan a la roca una textura augen. Los minerales esenciales son: cuarzo, albita empolvada y biotita flogopítica y los accesorios: sericita, clorita, epidota, zircón, magnetita y pirita. Localmente, cuarzo deformado llega a formar un 50% de la roca. Esta banda fue intruída localmente, por lentes delgados de serpentinita del Cretáceo Inferior (?) que fué esteatizada a talco.

Los otros cuerpos de neis porfiroblástico son menos micáceos y no tienen una foliación tan bien definida como la que presentan en la franja con talco y por lo general tienen apariencia de una roca ígnea fanerítica maciza. Megacristales blancos o augen, de 5 a 30 mm en sección, de cuarzo y plagioclasa son comunes en los cuerpos macizos; los augen se han interpretado como porfiroblastos epigenéticos formados por metamorfismo sintectónico más bien que fenocristales típicos.

La edad y la relación de esta roca con algunas de las unidades adyacentes son enigmáticas. Los buenos afloramientos son escasos y los contactos la mayoría de las veces, están cubiertos, no hay seguridad de que todos los cuerpos cartografiados como neis porfiroblástico son la misma unidad. La faja estrecha con talco entre Yarumal y Cedeño es evidentemente un cabalgamiento entre los esquistos del Grupo Valdivia al oeste y el stock de metagabro de Yarumal, del Cretáceo Inferior al este. La foliación micácea bien desarrollada y la estructura néisica pudieron haber sido producidas por el deslizamiento en la falla durante el emplazamiento tectónico.

La forma irregular o lenticular de algunos de los otros cuerpos, que son menos micáceos y foliados, sugiere la intrusión como de un magma sintectónico. La asociación espacial de algunos de estos cuerpos de neis con metagabros y serpentinitas (Pl.I) también es enigmática aunque no hay duda de que el neis porfiroblástico es más antiguo que las rocas máficas y ultrabásicas adyacentes.

La edad también es incierta. Esta unidad se asignó tentativamente al Paleozóico Superior (Pérmico?) más o menos contemporáneo con la metatonalita de Puquí y a los neises sintectónicos descritos anteriormente.

METABASALTOS DEL CRETACEO INFERIOR

Los metabasaltos cubren una área de 135 km², de forma elongada y dirección norte-sur en el borde oriental de la Plancha I, e-4, 5, 6, 7 y 8. Alcanza su ancho máximo, 8 km, en la latitud de Campamento (c-6) y tiene una longitud de 33 km. La Formación San Pablo ocupa la parte central del cordón de metabasalto y ha sido interpretado como un pliegue sinclinal aunque la parte superior del conjunto de metabasaltos y la basal de la Formación San Pablo están intercalados y son contemporáneos. La mitad occidental del cordón de metabasaltos está intruído por lentes estrechos, de dirección norte, de metagabro y serpentinita y por un dique alargado de granito cataclástico. La parte sur del cordón está truncada por el Batolito Antioqueño.

Petrografía.- La mayor parte de los metabasaltos (rocas verdes) son flujos macizos de basalto, posiblemente submarinos y en menor proporción, brechas de flujo. Las rocas son densas, macizas, holocristalinas, finogranulares y resistentes a la erosión por lo cual forman altos topográficos. La mayor parte de la unidad tiene composición espilitica, pero hacia la parte sur es más o menos un "basalto normal". Algunas partes de la unidad son brechas de flujo en las cuales fragmentos hasta de 25 cm de sección están cementados por una matriz de igual composición. La textura es por lo general intersertal a subofítica finogranular y localmente amigdaloides. Las rocas típicas están compuestas por prismas delgados de 1 mm de longitud de actinolita verde pálida débilmente pleocróica agrupadas en haces y racimos, cuyos contornos sugieren que la actinolita es un reemplazamiento uralítico de los piroxenos originales, probablemente augita. La uralitización fue menos intensa en la parte sur del cuerpo ya que allí se encuentran remanentes de augita junto con plagioclasa cálcica. La plagioclasa es albita u oligoclasa en cristales tabulares

delgados de 1 a 3 mm de longitud y maclados según Carlsbad. Albita también ocurre como material amorfo claro asociada con epidota finogranular y es probablemente en este caso, un producto de saussuritización de una plagioclasa originalmente cálcica. Los accesorios opacos constituyen hasta el 4% de la roca y son magnetita finamente diseminada y esporádicamente pirita y pirrotina. Localmente la roca presenta amígdulas esferoidales de 2 a 3 mm de diámetro rellenas con clorita verde pálido, algunas veces con núcleos de calcita. Fracturas y cavidades de menos de un milímetro de ancho están rellenas con calcita y prehnita. Cuarzo secundario está diseminado pero no es raro. En el estudio de las secciones delgadas no se encontró olivino ni minerales del grupo de la serpentina.

La presencia de feldespato sódico demuestra que el nombre de espilita es aplicable a este conjunto de metabasaltos, aunque estas rocas hayan sido disturbadas tectónicamente y sea difícil diferenciar los efectos de metamorfismo regional en la facies de esquisto verde de los efectos deutéricos o de autometamorfismo. La presencia de epidota sugiere que al menos parte de la albita es un producto de saussuritización. Sin embargo algunos geólogos restringen el nombre de espilita para rocas basálticas que han cristalizado directamente a partir de un magma espilitico primario y cuya composición y textura no han sido afectadas por procesos metamórficos posteriores. El problema de distinguir entre espilitas primarias y secundarias fue tratado por Amstutz (1968, p. 745) quien dice: "Obviamente hay una transición entre basaltos normales, basaltos metamórficos, espilitas frescas y espilitas metamorfoseadas. En estas transiciones epigenéticas cualquier interpretación es a veces difícil o imposible"

Edad y Correlaciones.- El contacto superior de la Formación San Pablo está marcado por la intercalación de flujos basálticos, lo que indica que la depositación de los sedimentos clásticos y los flujos de basalto se sobreponen aunque, probablemente la mayor parte de los flujos de basalto precedieron a la depositación de la Formación San Pablo.

La Formación San Pablo considerada junto con los metabasaltos es similar litológicamente a la Formación

Quebradagrande del Cuadrángulo I-8, 15 km al suroeste de Medellín, descrita por Botero A. (1963, p. 44-54). Quebradagrande ha sido asignada al Cretáceo Inferior (Albiano?), tomando como base restos de amonites mal preservados (Botero A, 1963, p.54). Botero A. (1963, p.47) considera que el espesor de esta formación es de 1270 m incluyendo ambos componentes, sedimentos y metabasaltos. La Formación San Pablo tiene un espesor de unos 1000 m y los metabasaltos probablemente tienen no menos de 2000 m de espesor, aunque no se tienen datos precisos.

El cordón oriental de metabasaltos no contiene intercalaciones de lentes de radiolaritas como las que caracterizan el cordón de metabasaltos situado a lo largo del borde occidental de la Plancha I. Estos metabasaltos del occidente y los cherts asociados han sido asignados tentativamente al Cretáceo Superior basados en los microfósiles encontrados. Ni en el cordón oriental de metabasaltos ni en la Formación San Pablo se han encontrado fósiles que permitan una determinación exacta de su edad; pero estas rocas parecen no ser más jóvenes que el Cretáceo Inferior y no puede descartarse la idea de que al menos la parte basal de esta secuencia sea del Jurásico Superior.

METAGABRO

Los cuerpos de metagabro son numerosos en II-A especialmente en el cuadrante sureste de la Plancha I y se consideran dentro del conjunto ofiolítico que comprende además los metabasaltos descritos anteriormente y las serpentinitas a las cuales se hará referencia más adelante. El mayor de estos cuerpos se encuentra al noreste de Yarumal, se denomina Stock de Yarumal y debido a su tamaño se trata por separado. Numerosos cuerpos más pequeños de estas rocas se encuentran en una franja angosta de dirección norte con una longitud de unos 45 Km y 5 Km de ancho. Casi todas las rocas de estos cuerpos están alteradas de una manera más o menos intensa por uralitización de los piroxenos y saussuritización de la plagioclasa cálcica.

STOCK DE YARUMAL

Este cuerpo tiene una forma más o menos trapezoidal con un área de 90 km² entre Yarumal Campamento (d-5, 6, e-5, 6). Está intruyendo: esquistos del Grupo Valdivia, el neis porfiroblástico adamelítico sintectónico y los metabasaltos del Cretáceo Inferior y a su vez, es intruído por un pequeño cuerpo irregular de granito cataclástico del Cretáceo en el extremo occidental de e-6 y por el Batolito Antioqueño del Cretáceo Superior (d-6, e-6). La roca es por lo general maciza o ligeramente foliada, de color gris medio a gris oscuro verdoso y pardo, cuando está meteorizada. La textura es hipidiomórfica finogranular, excepto en la parte central del stock donde el tamaño del grano aumenta hasta medio o grueso. La composición es variable, especialmente en su relación de plagioclasa a máficos, pero por lo general cae dentro del siguiente rango:

<u>Componente</u>	<u>Porcentaje</u>
Plagioclasa* (An ₄₅ - An ₇₅)	50 - 75
Augita, (por lo general uralitizada)	15 - 45
Magnetita	1.5 - 3
Apatito	accesorio
Zircón	accesorio
Esfena	Trazas - 0.5

* Por lo general parcialmente saussuritizada.

La plagioclasa está empolvada por saussurita; en algunos casos la alteración es tan intensa que las maclas están cubiertas por epidota finogranular y albita intersticial. Augita no alterada es más rara que plagioclasa fresca y pasa por uralitización a actinolita pálida débilmente pleocróica que forma haces y agregados de prismas fibrosos. Los haces tienen hábito prismático corto derivado de la forma euhedral o subhedral de los cristales originales de augita. La magnetita se encuentra diseminada y como granos anhedrales asociados a bordes de cristales de augita uralitizada. La esfena, en algunas muestras, se halla como coronas alrededor de granos de magnetita y como granos dispersos ligeramente euhedrales de 0.088 mm de longitud. Apatito y zircón son accesorios no muy abundantes.

No se encuentra olivino en el metagabro, en contraste con las serpentinitas y rocas ultrabásicas a las cuales está asociado íntimamente el metagabro y donde el olivino es abundante. Hornblenda fresca, de origen no uralítico, es rara, excepto en la diorita hornbléndica cerca al contacto con la tonalita del Batolito Antioqueño. Esta roca de borde forma una zona de límites no muy claros de unos 500 m de ancho; tiene textura hipidiomórfica finogranular y está compuesta por 45% de andesina fresca; 40% de hornblenda parda y cuarzo accesorio. Está más fresca que el metagabro. Hemos considerado esta roca de borde como una roca híbrida en la facies de cornubianita, producida por reacción entre el gabro y la tonalita intrusiva.

Pequeños cuerpos de serpentinita se encuentran en o cerca al Stock de Yarumal; por ejemplo, 10 Km al noreste de Yarumal (d-6) un cuerpo ovalado, de dirección norte, de serpentinita fué cartografiado en el centro del stock y dos lentes más pequeños lo fueron a lo largo del borde norte del stock (d-5). La relación gabro serpentinita se describe posteriormente.

Estructura.- El contorno de este stock sugiere que pudo haber sido un lopolito o tener la forma de embudo invertido; sin embargo, los contornos están cubiertos y la inclinación en los contactos solo puede ser supuesta. El corte B-B' (Pl.I) muestra el contacto oeste buzando fuertemente hacia el centro y el este casi vertical. Esto indicaría un lopolito asimétrico, pero no se ha demostrado. La concordancia de la foliación del gabro con el rumbo regional indican que los esfuerzos tectónicos que actuaron sobre el gabro tenían la misma dirección de los que antes habían afectado al Grupo Valdivia.

Metamorfismo.- Es difícil determinar qué parte del metamorfismo en el metagabro es atribuible a efectos deutéricos o autometamórficos y cuál a efectos de metamorfismo regional; pero es claro que este último es el que predomina. Sin embargo, el gabro fué afectado menos que las rocas más antiguas que intruye; por ejemplo, el Grupo Valdivia fue metamorfoseado regionalmente antes de la intrusión del gabro.

Cuerpos pequeños de gabro.- Numerosos cuerpos pequeños de metagabro foliado se encuentran en una franja de 5 Km de ancho al este del Stock de Yarumal, que se extiende hacia el norte por 45 Km desde un punto 3 Km al norte de Guadalupe (c-8) hasta otro 4 Km al este de Puerto Valdivia (d-3). Estos pequeños cuerpos son similares litológicamente al Stock de Yarumal aunque variables en textura y composición. El tamaño del grano varía de fino a grueso con un promedio de 1 a 2 mm. La foliación y el eje mayor de los cuerpos tiene dirección norte y es paralela al rumbo regional. El piroxeno original ha pasado por uralitización a hornblenda de color pardo amarillento ligeramente pleocróica o a actinolita y la plagioclasa original, labradorita-bitownita está saussuritizada. En unos pocos lugares se encuentra afloramientos de gabro fresco y en estas muestras el piroxeno es augita o diálaga. El principal accesorio opaco es magnetita cuya proporción en la roca varía entre 1 y 3%. Pirita, o pirrotina y leucoxeno son menos comunes.

Esfena es un accesorio común como coronas alrededor de magnetita titanífera y como polvo granular en el contacto entre uralita y saussurita; algunas muestras contienen pequeñas cantidades de clorita. La epidota de la saussurita parece ser clinzoisita; los granos individuales son muy pequeños para obtener figuras de interferencia y el color de ella azul anómalo oscurece la verdadera birrefringencia. En algunos metagabros se encuentran pequeñas cantidades de cuarzo accesorio pero probablemente es secundario, lo mismo que la prehnita y calcita que ocasionalmente rellenan pequeñas fracturas.

Varios cuerpos de rocas máficas que se encuentran en el lado noroeste de la Falla de Romeral están aislados, con relación a los cuerpos de metagabros al este de Yarumal. Uno de ellos está en el límite entre b-3 y b-4 y tiene una forma ligeramente ovalada, con una longitud de 4 Km y un ancho de 1 Km. Este gabro es de grano fino a medio y está compuesto por partes aproximadamente iguales de plagioclasa cálcica totalmente alterada a saussurita y uralita (actinolita) y como accesorio esfena y magnetita. Otro cuerpo irregular de metagabro, elongado en dirección este-oeste, cubre un área de 12 Km² en la parte norte de b-1 pero no fue estudiado en detalle. La augita original, por uralitización ha pasado a anfíbol

pálido que a su vez está alterado, en parte a clinozoisita con un color de interferencia gris azulado anómalo. Los cristales de plagioclas están completamente saussuritizados pasando a ser agregados de epidota finogranular y albita vítrea intersticial, no maclada. El centro de este cuerpo tiene un núcleo de 2 Km² de serpentinita, semejante al pequeño núcleo que se encuentra en el Stock de Yarumal. El extremo occidental está fuertemente deformado y es abundante el cuarzo secundario. Un cuerpo de metagabro de dirección norte, también poco conocido, cubre un área de 22 Km² en la parte norte central de c-1. Al menos parcialmente la uralita de este cuerpo es hornblenda verde fuertemente pleocróica en contraste con la actinolita pálida producida por uralitización que es típica de todos los cuerpos de metagabro en Plancha I. No es fácil determinar cuándo los cuerpos occidentales de metagabro están relacionados con los orientales pero por conveniencia todos se han considerado correlacionables.

Metagabro hornbléndico.- Los lentes elongados de metagabro que se encuentran en el cuadrante suroeste de la Plancha I difieren de otros cuerpos de metagabro por la presencia de hornblenda. Estos cuerpos se encuentran en a-5, 6, b-5, b-7 y 8 y son similares a los de metagabro descritos anteriormente excepto en que el anfíbol es predominantemente hornblenda en lugar de actinolita. Parte de la hornblenda de estas rocas parece ser primaria y no un producto de uralitización.

La edad del metagabro y del metagabro hornbléndico no se conoce con exactitud. Los contactos están cubiertos, pero las relaciones del campo indican que fueron intruídos como un magma básico que corta los metabasaltos del Cretáceo Inferior y rocas más antiguas. El Stock de Yarumal está intruído por el Batolito Antioqueño, Cretáceo Superior y por un pequeño cuerpo granítico más viejo que el Batolito. Estas relaciones indican un enfriamiento de las intrusiones máficas durante el Cretáceo Inferior. El metamorfismo que transformó los gabros en metagabros debió ocurrir poco tiempo después ya que el Batolito Antioqueño muestra pocos efectos metamórficos.

SERPENTINITAS

Las serpentinitas y rocas ultrabásicas relacionadas están íntimamente asociadas en el espacio, con los metagabros siendo especialmente abundantes en d-4, e-4, 5, 6 ya se había mencionado anteriormente la presencia de pequeños cuerpos de serpentinitas asociadas al Stock de Yarumal. Lentes delgados y discontinuos de serpentinita esteatizada, demasiado pequeños para poder indicarlos a la escala de la Plancha I, son concordantes con la foliación del cuerpo alargado de neis porfiroblástico adyacente al Stock de Yarumal (d-5, 6), se explotan para la industria cerámica (ver capítulo de Geología Económica). La asociación íntima de serpentinitas y gabro es citada por Thayer (1967,p.222) como una característica de los complejos intrusivos alpinos. En la parte oriental de la Plancha I fueron cartografiados once cuerpos de serpentinita, que tienen formas elongadas, lenticulares o ligeramente elípticas de dirección norte-sur y su tamaño varía desde un gran lente de 15 Km de largo por 1 Km de ancho (c-5 y 6) hasta pequeños cuerpos ovalados de solo 800 por 300 m. Los contactos están cubiertos pero las relaciones de campo sugieren que la serpentinita es intrusiva, principalmente a lo largo de contactos probablemente fallados entre las rocas más antiguas tales como los esquistos del Grupo Valdivia, los neises sintectónicos y los metabasaltos. En la parte occidental de la Plancha I también se encuentran unos pocos cuerpos de serpentinita, uno de ellos se halla 1.5 Km al este de Ituango (d-4) y tiene unos 15 Km en dirección norte por 500 a 800 m de ancho. Dos lentes más pequeños se encuentran al sur del cuerpo de Ituango; uno en b-7, 5 Km al noroeste de San José de la Montaña (b-8) y el otro 8 Km al este de Sabanalarga (a-8).

Litología.- La mayoría de las rocas de esta unidad son serpentinitas, aunque también se encuentran peridotitas frescas o parcialmente serpentinizadas y algunas rocas de composición gabroide, pero es necesario una cartografía mucho más detallada para poder delimitar exactamente las distintas facies. Las serpentinitas con rocas moteadas de color gris oscuro verdoso o a veces negras, finogranulares, comunmente, aunque no siempre, laminadas o foliadas y tienen líneas orientadas de minerales claros y

oscuros. La mayoría de las muestras macroscópicas exponen, al menos una superficie de cizalladura. El principal componente es antigorita, en láminas de 0.1 mm de longitud dispuestas en agregados con forma de pluma en un crecimiento reticular típico, o como haces radiales y racimos. En unas pocas muestras parece existir lizardita en láminas incoloras de 0.4 mm con extinción ondulatoria, como la ilustrada por Faust and Fahey (1962, fig.6). El crisotilo es un mineral accesorio que tiene importancia en algunas áreas, especialmente cerca a los cateos de asbesto de La Solita (Las Brisas) (e-5) y Búfalo (e-3). Las venas que contienen las fibras tienen 2 a 3 mm de ancho y aparecen con nicoles cruzados como fibrillas paralelas de ancho y longitud uniforme con relativa alta birrefringencia (blanco de primer orden) que la de la matriz de antigorita. Los asbestos de crisotilo se describen en el capítulo de Geología Económica. En algunos lugares se encuentran fibras quebradizas de color gris verdoso pálido de picrolita que son similares superficialmente al crisotilo y en algunas ocasiones los campesinos las confunden con los asbestos verdaderos. Asociados a la antigorita se encuentran pequeños parches isotrópicos de serpentina amorfa o "serpofita" (Deer and others, 1962, v,3, 183). Sin nicoles todos los minerales del grupo de la serpentina tienen la misma transparencia y son de muy bajo relieve.

La magnetita es un componente ampliamente diseminado y cuyo porcentaje en volumen, en la roca varía entre 2 y 7% con un promedio aproximado de 3.5% . Astillas de rocas de 2 cm de sección se recogen fácilmente con un imán de mano y debe esperarse por lo tanto que la mayor parte de los cuerpos de serpentinita presenten grandes anomalías magnéticas. En un estudio hecho con magnetómetro de bolsillo se encontraron diferencias de 1000 gammas entre la serpentinita y la roca adyacente (J.E. Muñoz, comunicación oral, 1967). El IMN no hizo estudios sistemáticos con magnetómetro pero es posible que los lentes de serpentinita presenten anomalías ligeramente negativas a lo largo de sus flancos y polos negativos diferentes en sus extremos norte inducidos por el campo magnético de la tierra ya que están localizados a más de 17° al norte del Ecuador magnético (latitud verdadera 07° N) con su eje mayor aproximadamente paralelo al meridiano magnético. La

magnetita por lo general, se encuentra en líneas delgadas formadas por granos anhedrales que siguen fracturas o los límites de otros cristales y se fueron formando probablemente durante la serpentización del olivino. La picotita o espinela de cromo es otro accesorio escaso pero que se encuentra en casi todas las muestras; se halla en granos aislados, rara vez translucidos, anhedrales de color pardo-rojizo intenso de tamaño entre 0.5 y 1 mm de sección con venas y bordes de cromita. En algunas secciones delgadas se encuentran restos de olivino, lo mismo que un poco de dialaga o clinoenstatita. Los restos de olivino en algunas ocasiones tienen coronas de un producto de alteración no identificado que parece ser resultado intermedio entre el olivino y el producto final de ésta, la antigorita. Las coronas tienen relieve y birrefringencia intermedios entre los de los núcleos de olivino y los de antigorita pero son demasiado finogranulares para ser identificados. Se encuentran parches de saussurita, algunos con restos de maclas de plagioclasa, pero solo ocasionalmente son un mineral esencial. Son comunes calcita y prehnita secundarias pero siempre en poca cantidad; clorita y talco son accesorios esporádicos.

Algunos metagabros que se encuentran en ciertos sitios en masas de serpentinita, están compuestos por augita parcialmente uralitizada, plagioclasa saussuritizada, clorita y prehnita y en algunas de estas rocas, cuarzo tanto como accesorio primario como secundario. En parte, las facies gabroides tienen textura ofítica y las rocas podrían clasificarse como metadiabasas. Cerca al contacto de las serpentinitas con los esquistos verdes y con las rocas verdes, especialmente al sur de la laterita de Morro Pelón (e-6), se encuentran en ocasiones rocas en las orillas de clasificación incierta con abundante epidota empolvada, finogranular y de color gris oscuro verdoso. Algunas de estas rocas podrían contener rodingita pero es necesario hacer estudios más detallados para comprobarlo.

Origen y emplazamiento.- Las serpentinitas se derivaron de dunitas, peridotitas y rocas ultrabásicas similares, algunas de las cuales, al tener en cuenta la presencia de saussurita, pudieron haber sido picritas. No es claro si las serpentinitas fueron emplazadas en su actual posición como serpentinitas o como rocas ultrabásicas que posteriormente fueron serpentinizadas. El desarrollo alpino y el

tectonismo activo, la presencia de planos de cizalladura y el hecho de que los contactos son posiblemente fallados entre los distintos tipos de rocas, parecen haber favorecido el emplazamiento de las serpentinitas según el concepto de inyección a presión sugerido por Hess (1955, p. 402). Las serpentinitas pudieron haber sido inyectadas como un magma parcialmente cristalizado, plástico y de relativamente baja temperatura a lo largo de los contactos fallados entre los diferentes tipos de roca. Los esfuerzos tectónicos fueron posteriores al emplazamiento.

Relaciones entre serpentinitas y metagabros. En las "Series Alpinas" Hess (1955, p. 402) cita un trabajo de Steinmann en 1905 que menciona la asociación clásica de basaltos espilíticos, radiolaritas, serpentinitas y gabros. Este conjunto llamado "Series Alpinas" o "Conjunto Ofiolítico" es característico de las cuencas eugeosinclinales (Aubouin, 1965, p. 151-159). Thayer (1967, p. 222-239) discute la íntima asociación de los gabros con rocas ultrabásicas y serpentinitas en los complejos intrusivos alpinos y cita seis características de los conjuntos ofiolíticos. Cuatro de estas características se encuentran en el conjunto máfico-ultrabásico de II-A.

1. Asociación superficial y estructural íntima de las rocas ultrabásicas y gabroídes.
2. En las rocas ultrabásicas predomina el olivino sobre el piroxeno. Además en los metagabros está ausente el olivino.
3. Presencia de depósitos podiformes de cromita localizados en partes de la franja de serpentinita. Estas se encuentran 75 Km al sur de la Plancha I, en una franja de serpentinitas de 2 a 5 Km de ancho al este de Medellín, aunque no se han encontrado rocas gabroídes o metabasaltos cerca a las serpentinitas con cromita, es muy probable que estas serpentinitas sean correlacionables con las que se encuentran en la Plancha I y por lo tanto, el criterio de Thayer sería aplicable.
4. Laminación y líneas de flujo en las serpentinitas y foliación en los metagabros. Thayer (1967, p. 222) menciona "bandeamiento por flujo, estructuras relacionadas y texturas que son

SERPENTINITAS

Las serpentinitas y rocas ultrabásicas relacionadas están íntimamente asociadas en el espacio, con los metagabros siendo especialmente abundantes en d-4, e-4, 5, 6 ya se había mencionado anteriormente la presencia de pequeños cuerpos de serpentinitas asociadas al Stock de Yarumal. Lentes delgados y discontinuos de serpentinita esteatizada, demasiado pequeños para poder indicarlos a la escala de la Plancha I, son concordantes con la foliación del cuerpo alargado de neis porfiroblástico adyacente al Stock de Yarumal (d-5, 6), se explotan para la industria cerámica (ver capítulo de Geología Económica). La asociación íntima de serpentinitas y gabro es citada por Thayer (1967,p.222) como una característica de los complejos intrusivos alpinos. En la parte oriental de la Plancha I fueron cartografiados once cuerpos de serpentinita, que tienen formas elongadas, lenticulares o ligeramente elípticas de dirección norte-sur y su tamaño varía desde un gran lente de 15 Km de largo por 1 Km de ancho (c-5 y 6) hasta pequeños cuerpos ovalados de solo 800 por 300 m. Los contactos están cubiertos pero las relaciones de campo sugieren que la serpentinita es intrusiva, principalmente a lo largo de contactos probablemente fallados entre las rocas más antiguas tales como los esquistos del Grupo Valdivia, los neises sintectónicos y los metabasaltos. En la parte occidental de la Plancha I también se encuentran unos pocos cuerpos de serpentinita, uno de ellos se halla 1.5 Km al este de Ituango (d-4) y tiene unos 15 Km en dirección norte por 500 a 800 m de ancho. Dos lentes más pequeños se encuentran al sur del cuerpo de Ituango; uno en b-7, 5 Km al noroeste de San José de la Montaña (b-8) y el otro 8 Km al este de Sabanalarga (a-8).

Litología.- La mayoría de las rocas de esta unidad son serpentinitas, aunque también se encuentran peridotitas frescas o parcialmente serpentinizadas y algunas rocas de composición gabroide, pero es necesario una cartografía mucho más detallada para poder delimitar exactamente las distintas facies. Las serpentinitas con rocas moteadas de color gris oscuro verdoso o a veces negras, finogranulares, comunmente, aunque no siempre, laminadas o foliadas y tienen líneas orientadas de minerales claros y

oscuros. La mayoría de las muestras macroscópicas exponen, al menos una superficie de cizalladura. El principal componente es antigorita, en láminas de 0.1 mm de longitud dispuestas en agregados con forma de pluma en un crecimiento reticular típico, o como haces radiales y racimos. En unas pocas muestras parece existir lizardita en láminas incoloras de 0.4 mm con extinción ondulatoria, como la ilustrada por Faust and Fahey (1962, fig.6). El crisotilo es un mineral accesorio que tiene importancia en algunas áreas, especialmente cerca a los cateos de asbesto de La Solita (Las Brisas) (e-5) y Búfalo (e-3). Las venas que contienen las fibras tienen 2 a 3 mm de ancho y aparecen con nicoles cruzados como fibrillas paralelas de ancho y longitud uniforme con relativa alta birrefringencia (blanco de primer orden) que la de la matriz de antigorita. Los asbestos de crisotilo se describen en el capítulo de Geología Económica. En algunos lugares se encuentran fibras quebradizas de color gris verdoso pálido de picrolita que son similares superficialmente al crisotilo y en algunas ocasiones los campesinos las confunden con los asbestos verdaderos. Asociados a la antigorita se encuentran pequeños parches isotrópicos de serpentina amorfa o "serpofita" (Deer and others, 1962, v,3, 183). Sin nicoles todos los minerales del grupo de la serpentina tienen la misma transparencia y son de muy bajo relieve.

La magnetita es un componente ampliamente diseminado y cuyo porcentaje en volumen, en la roca varía entre 2 y 7% con un promedio aproximado de 3.5% . Astillas de rocas de 2 cm de sección se recogen fácilmente con un imán de mano y debe esperarse por lo tanto que la mayor parte de los cuerpos de serpentinita presenten grandes anomalías magnéticas. En un estudio hecho con magnetómetro de bolsillo se encontraron diferencias de 1000 gammas entre la serpentinita y la roca adyacente (J.E. Muñoz, comunicación oral, 1967). El IMN no hizo estudios sistemáticos con magnetómetro pero es posible que los lentes de serpentinita presenten anomalías ligeramente negativas a lo largo de sus flancos y polos negativos diferentes en sus extremos norte inducidos por el campo magnético de la tierra ya que están localizados a más de 17° al norte del Ecuador magnético (latitud verdadera 07°N) con su eje mayor aproximadamente paralelo al meridiano magnético. La

magnetita por lo general, se encuentra en líneas delgadas formadas por granos anhedrales que siguen fracturas o los límites de otros cristales y se fueron formando probablemente durante la serpentización del olivino. La picotita o espinela de cromo es otro accesorio escaso pero que se encuentra en casi todas las muestras; se halla en granos aislados, rara vez translucidos, anhedrales de color pardo-rojizo intenso de tamaño entre 0.5 y 1 mm de sección con venas y bordes de cromita. En algunas secciones delgadas se encuentran restos de olivino, lo mismo que un poco de dialaga o clinoenstatita. Los restos de olivino en algunas ocasiones tienen coronas de un producto de alteración no identificado que parece ser resultado intermedio entre el olivino y el producto final de ésta, la antigorita. Las coronas tienen relieve y birrefringencia intermedios entre los de los núcleos de olivino y los de antigorita pero son demasiado finogranulares para ser identificados. Se encuentran parches de saussurita, algunos con restos de maclas de plagioclasa, pero solo ocasionalmente son un mineral esencial. Son comunes calcita y prehnita secundarias pero siempre en poca cantidad; clorita y talco son accesorios esporádicos.

Algunos metagabros que se encuentran en ciertos sitios en masas de serpentinita, están compuestos por augita parcialmente uralitizada, plagioclasa saussuritizada, clorita y prehnita y en algunas de estas rocas, cuarzo tanto como accesorio primario como secundario. En parte, las facies gabroides tienen textura ofítica y las rocas podrían clasificarse como metadiabasas. Cerca al contacto de las serpentinitas con los esquistos verdes y con las rocas verdes, especialmente al sur de la laterita de Morro Pelón (e-6), se encuentran en ocasiones rocas en las orillas de clasificación incierta con abundante epidota empolvada, finogranular y de color gris oscuro verdoso. Algunas de estas rocas podrían contener rodingita pero es necesario hacer estudios más detallados para comprobarlo.

Origen y emplazamiento.- Las serpentinitas se derivaron de dunitas, peridotitas y rocas ultrabásicas similares, algunas de las cuales, al tener en cuenta la presencia de saussurita, pudieron haber sido picritas. No es claro si las serpentinitas fueron emplazadas en su actual posición como serpentinitas o como rocas ultrabásicas que posteriormente fueron serpentinizadas. El desarrollo alpino y el

tectonismo activo, la presencia de planos de cizalladura y el hecho de que los contactos son posiblemente fallados entre los distintos tipos de rocas, parecen haber favorecido el emplazamiento de las serpentinitas según el concepto de inyección a presión sugerido por Hess (1955, p. 402). Las serpentinitas pudieron haber sido inyectadas como un magma parcialmente cristalizado, plástico y de relativamente baja temperatura a lo largo de los contactos fallados entre los diferentes tipos de roca. Los esfuerzos tectónicos fueron posteriores al emplazamiento.

Relaciones entre serpentinitas y metagabros.- En las "Series Alpinas" Hess (1955, p. 402) cita un trabajo de Steinmann en 1905 que menciona la asociación clásica de basaltos espiliticos, radiolaritas, serpentinitas y gabros. Este conjunto llamado "Series Alpinas" o "Conjunto Ofiolítico" es característico de las cuencas eugeosinclinales (Aubouin, 1965, p. 151-159). Thayer (1967, p. 222-239) discute la íntima asociación de los gabros con rocas ultrabásicas y serpentinitas en los complejos intrusivos alpinos y cita seis características de los conjuntos ofiolíticos. Cuatro de estas características se encuentran en el conjunto máfico-ultrabásico de II-A.

1. Asociación superficial y estructural íntima de las rocas ultrabásicas y gabróides.
2. En las rocas ultrabásicas predomina el olivino sobre el piroxeno. Además en los metagabros está ausente el olivino.
3. Presencia de depósitos podiformes de cromita localizados en partes de la franja de serpentinita. Estas se encuentran 75 Km al sur de la Plancha I, en una franja de serpentinitas de 2 a 5 Km de ancho al este de Medellín, aunque no se han encontrado rocas gabroides o metabasaltos cerca a las serpentinitas con cromita, es muy probable que estas serpentinitas sean correlacionables con las que se encuentran en la Plancha I y por lo tanto, el criterio de Thayer sería aplicable.
4. Laminación y líneas de flujo en las serpentinitas y foliación en los metagabros. Thayer (1967, p. 222) menciona "bandeamiento por flujo, estructuras relacionadas y texturas que son

características de rocas de alto grado de metamorfismo” como criterio para diferenciar los complejos alpinos de rocas básicas y ultrabásicas. El metamorfismo del complejo ofiolítico en II-A es de bajo grado y en este aspecto difiere del criterio de Thayer.

El quinto criterio de Thayer (1967, p. 222) es “relaciones estructurales complejas entre las rocas gabroides y ultrabásicas e intercrecimiento de unidades mayores a lo largo de las capas de flujo”. Este criterio no puede aplicarse exactamente a las rocas de esta área pero es posible que con cartografía más detallada se encuentren algunas de estas características. Antes se había mencionado la íntima asociación de pequeños lentes de serpentinita con el stock de gabro de Yarumal. El sexto criterio (Thayer, 1967, p. 222-223) es “amplia distribución de dioritas ricas en sodio y granófidios dentro o cerca a los cuerpos de gabro; por lo general estas rocas son híbridas y están acompañadas por albitización y brechiación”. Este concepto tampoco es claro en II-A. Rocas con albita como los esquistos verdes del Grupo Valdivia y los metabasaltos ocurren adyacentes a metagabros y serpentinitas pero son rocas más antiguas y en ningún caso dioritas. El Batolito Antioqueño, post complejo ofiolítico, es una cuarzodiorita o tonalita que tiene una aureola de contacto de 500 m de ancho compuesta por diorita hornbléndica, probablemente híbrida separando el batolito normal del stock de metagabro de Yarumal. Ni en el batolito ni en la zona de la diorita hornbléndica hay cantidades notables de sodio.

Por lo tanto, de los seis criterios de Thayer para distinguir los complejos intrusivos alpinos, cuatro son aplicables en II-A al complejo máfico-ultrabásico; los otros dos criterios no son aplicables claramente pero es posible que con un trabajo más detallado se encuentren evidencias de ellos.

Importancia económica.- Las serpentinitas son de especial interés desde el punto de vista económico ya que en ellas se encuentran depósitos de talco en explotación, 4 km al noreste de Yarumal y depósitos potenciales de asbestos crisotilo, 10 km al norte de Campamento. El manto de laterita sobre la serpentinita de Morro Pelón está enriquecido en hierro y níquel aunque es

demasiado pequeño y de bajo tenor para ser explotado económicamente. Mantos más extensos de laterita niquelífera que se encuentran en Uré, extremo noroeste de II-A, 37 km al norte del extremo de la Plancha I, también se formaron a partir de serpentinitas. Cromita se encuentra en cuerpos podiformes de serpentinita, localizados en los altos topográficos de Santa Helena y Las Palmas, 10 km al sureste de Medellín. Todos los depósitos anteriores se discuten más en detalle en el capítulo sobre Geología Económica.

Edad.- La íntima asociación espacial y estructural de serpentinitas con los metagabros indica que estos dos tipos de rocas son contemporáneos y por lo tanto como los cuerpos de metagabro se asignan al Cretáceo Inferior.

Metabasaltos y rocas piroclásticas del Cretáceo Superior. Una franja de metabasaltos diferentes a la descrita anteriormente, cubre un área de aproximadamente 600 km² en el extremo occidental de la Plancha I. Esta franja de metabasaltos y rocas piroclásticas máficas difiere de la franja oriental en sus características petrográficas y por la presencia de numerosas intercalaciones de chert, algunos con radiolarios y capas de grawacas finogranulares.

METABASALTOS DEL CRETACEO SUPERIOR Y ROCAS PIROCLASTICAS ASOCIADAS

Esta unidad está formada por: pórfidos, brechas vítreas de flujo parcialmente devitrificadas, aglomerados basálticos, tobas y en menor proporción diabasas cuarzosas, constituyendo un conjunto heterogéneo de rocas piroclásticas extrusivas, hipoabisales y material intrusivo máfico de composición esencialmente toleítica mientras que el cordón oriental es de composición predominante espilitica. Aunque los efectos de bajo grado de metamorfismo regional son menos claros en la franja occidental se ha empleado el prefijo “meta” para estas rocas para indicar que en la mayoría de las rocas estudiadas la plagioclasa está casi completamente alterada a saussurita y el piroxeno original parcial o totalmente uralitizado.

Augita y pigeonita son los principales minerales máficos y la plagioclasa es andesina o labradorita; ocasionalmente se encuentran rocas espilíticas con cristales tabulares de oligoclasa o albita pero son menos abundantes que en la franja oriental. Se encuentran fenocristales de augita o pigeonita y de labradorita en una pasta pilotaxítica de grano muy fino (0.25 mm) compuesto por plagioclasa cálcica y clinopiroxeno total o parcialmente uralitizado. La saussurita es abundante y está acompañada por albita vítrea intersticial. Localmente se encuentran brechas palagoníticas compuestas por fragmentos hialinos de color verdoso a pardo amarillento de 5 a 15 mm en sección en una matriz de igual composición. Se encuentran amígdulas rellenas con clorita de color verde pálido y con color de interferencia azul Berlin anómalo. La clorita también reemplaza marginalmente cristales de augita y forma láminas intersticiales menores de 0.25 mm en la pasta magnetita es un accesorio común distribuido ampliamente en toda la roca como polvo fino, como esqueletos de cristales o granos anhedrales algunos con corona de esfena, pero es menos abundante en estos basaltos que en los de composición espilítica que se encuentran en la franja oriental de rocas verdes; apatito y zircón son accesorios escasos. El cuarzo también es escaso pero se encuentra en algunas muestras como componente primario intersticial y rellenando amígdulas. Calcita secundaria rellena algunas fracturas y amígdulas. Lo mismo que en los metabasaltos del oriente en éstos tampoco se encuentra olivino. Tobas basálticas cementadas por calcita que se encuentran en a-1 contienen fragmentos de fósiles calcáreos de 1 a 3 mm de longitud. Entre éstos algunos parecen ser restos de foraminíferos y de corales, lo que indicaría una depositación marina. La toba está compuesta por cuarzo primario anhedral disperso y cristales euhedrales fracturados y empolvados de andesina, algunos zonados. Los máficos originales parecen haber sido reemplazados por clorita ya que este mineral rellena espacios que tiene contornos euhedrales como de fenocristales de piroxeno y probablemente corresponde a un reemplazamiento pseudomórfico.

Chert interestratificado y rocas clásticas finas.- Lentes de chert intraformacional, de color gris medio a negro, finamente laminados lo mismo que limolitas y grawacas finogranulares se encuentran interestratificados con los flujos basálticos y con las

rocas piroclásticas máficas; sin embargo, la mayoría de estos depósitos sedimentarios son demasiado pequeños y no se indican en la Plancha I. Solo ciertos lentes encontrados durante las poligonales de reconocimiento fueron cartografiados por separado y por lo tanto las intercalaciones sedimentarias en las rocas máficas intrusivas son más abundantes que lo que se indica en el mapa y pueden constituir un 4% del total de la franja occidental de metabasaltos. Los miembros individuales de chert tienen un espesor variable entre unos pocos y 30 m y los estratos individuales tienen un espesor entre 5 y 30 cm, a su vez los estratos están compuestos por bandas de 0.1 a 2 mm; por lo general la estratificación y el bandeamiento son muy rectos pero al microscopio las bandas son difusas y gradacionales siendo común el bandeamiento rítmico, aunque no es universal ya que en algunos estratos no se presenta. Fueron identificadas pequeñas formas ovaladas de 0.6 a 1 mm de longitud como conchas de radiolarios mal conservados; sin nicoles aparecen como formas claras vítreas dispersas en una matriz oscura que está empolvada y manchada por materia orgánica de color pardo oscuro, pero con nicoles cruzados se pueden observar dentro de la matriz, cuyo tamaño es menor de 20 micrones, mosaicos de cuarzo cristalinos de grano muy fino (40 a 80 micrones). El eje mayor de las formas ovaladas está orientado paralelamente a la laminación. Pequeñas formas elongadas de calcita finogranular de 0.6 mm de longitud podrían ser foraminíferos mal conservados.

El material sedimentario intercalado con los metabasaltos también incluye cantidades menores de limolitas carbonáceas negras y grawacas de grano fino compuestas de 50 a 60% de granos clásticos de cuarzo, subangulares; en una matriz de minerales arcillosos, mica, clorita, cuarzo, feldespato, de grano finísimo y pigmento orgánico. Magnetita detrítica y epidota son minerales accesorios menores.

Estratos de chert y material clástico sedimentario de grano fino asociado no fueron cartografiados en detalle, pero se cree que son cuerpos lenticulares de extensión estrictamente local, aunque se encuentran muy esparcidos dentro de la asociación del metabasalto. Los estratos sedimentarios y los volcánicos efusivos asociados fueron plegados en alto grado, con rumbo hacia el norte y buzamiento entre

30° y vertical. El chert es criptocristalino y prácticamente no está metamorfoseado, la textura original de los basaltos se ha preservado casi intacta. Cambios mineralógicos tales como saussuritización de los feldespatos cálcicos, uralitización y cloritización de los piroxenos, pueden ser ocasionados en gran parte por la acción deutérica o por un metamorfismo regional muy bajo en la facies de esquisto verde.

Origen del Chert.- Para considerar el origen del chert es necesario diferenciar entre las conchas de radiolarios y la matriz sílicea. Estas rocas no fueron formadas simplemente por la acumulación de conchas de radiolarios. En la mayoría de los cherts, ocupan un volumen menor del 10% de la roca y el resto compuesta por cuarzo criptocristalino de grano muy fino. El trabajo clásico de E.F. Davis sobre los cherts de radiolarios fue citado por A.C. Lawson. La descripción de Lawson (en Davis, 1918, p.352) puede aplicarse a los cherts de radiolarios de Colombia: “En las masas de roca que contienen radiolarios éstos generalmente se encuentran embebidos en una matriz de sílice que aparentemente no tuvo un origen orgánico. Las cavidades en los radiolarios están rellenas por calcedonia que es una variedad de sílice diferente a la que forma la matriz. La diferencia en los tipos de fósiles es una característica importante para saber cómo se acumularon. La sílice parece que existía como un precipitado químico amorfo formado en el fondo del océano donde vivían los radiolarios; al morir los radiolarios caían en este precipitado quedando embebidos en él donde se preservaron”. El origen de este precipitado síliceo es una cuestión diferente.

Tanto Lawson como Davis creen que la sílice de los cherts de la Formación Franciscan, se derivó de fuentes submarinas de sílice relacionadas al volcanismo (Davis, 1918, p.352; 383; 384; 402-408). Al discutir los estratos de chert asociados a las diatomitas terciarias en California, Taliaferro (1933, p.54) dice: “Los cherts se formaron por la rápida adición de sílice al océano a partir de aguas síliceas que acompañaron las erupciones de material volcánico”. La amplia distribución en el mundo de radiolaritas asociadas a rocas efusivas submarinas de composición máfica demuestra claramente una relación de causa y efecto con el componente ígneo que suministró la sílice que causó tanto la proliferación de los radiolarios en las aguas oceánicas como la precipitación de sílice coloidal al

fondo del océano. El carácter físico del efusivo pudo controlar la formación del chert ya que anteriormente se hizo notar que en la franja de metabasaltos al oriente compuesta esencialmente por flujos masivos no se encuentra chert.

Aubouin (1965, p.123, 156-157) discute la asociación ofiolita radiolarita en relación con el desarrollo de los geosinclinales y hace énfasis en que esta asociación es una característica especial de las cuencas eugeosinclinales.

Edad de los metabasaltos y del chert.- Basados en algunas evidencias indirectas este conjunto ha sido asignado al Cretáceo Superior. Los radiolarios y escasos foraminíferos están mal preservados para poder usarlos para la determinación de la edad, pero unos 200 km al sur, cerca a Neira en el Departamento de Caldas se encuentran cherts muy similares que pueden correlacionarse con los de la franja occidental que contienen radiolarios mejor preservados y algunos foraminíferos que fueron estudiados por el profesor G. Botero A. de la facultad Nacional de Minas de Medellín, quien nos dió la siguiente información (comunicación escrita 1968): Los radiolarios son probablemente del genero *Styladictya* (Jurásico hasta hoy). Fueron identificados tentativamente seis géneros de foraminíferos "*Chrysalagonium*, *Dentalina*, *Globigerina*, *Textularia*, *Biogenerina*, y *Hastigerinoides*", con la información disponible no se pudo dar una clasificación a los foraminíferos, salvo en el caso de *Hastigerinoides* donde se pudo identificar la especie *H. wateasi* Cushman, esta especie ha sido identificada en el Cretáceo de Texas en las tizas de Austin (Austin Chalk) del Turoniano-Campaniano, es decir: Cretáceo inferior a medio superior.

GRANITO CATACLASTICO

Un dique de granito cataclástico de 200 a 400 m de ancho se extiende hacia el norte por 18 km desde un punto 2 km al norte de Guadalupe (c-8) hasta un punto 4 km al noreste de Campamento; además se correlacionan con éste un cuerpo irregular que se encuentra 1 km al este de Campamento y dos lentes paralelos

separados varios centenares de metros del dique principal (c-7). También se encuentran varios cuerpos satélites del cuerpo principal pero demasiado pequeños para indicarse en el mapa.

Solamente se estudiaron unas pocas secciones delgadas de este cuerpo y su composición es la de un granito leucocrático o alaskita con textura hipidiomórfica granular de grano medio, y cataclástica. Los componentes esenciales son: ortoclasa, oligoclasa, cuarzo y clorita posiblemente como producto de alteración de biotita. La moscovita es accesoria y la plagioclasa está alterada a sericita. Los accesorios opacos son escasos y están limitados a unos pequeños parches dispersos de leucoxeno, granos de magnetita y piritita, esta última probablemente de origen epigenético. La estructura de mortero está tan bien desarrollada en algunas muestras que forma microbrechas compuestas por fragmentos de cuarzo y feldespato de 0.5 a 1 mm en matriz de grano muy fino compuesto por clorita, sericita, cuarzo y feldespato.

El dique principal y sus cuerpos satélites intruyen metabasaltos y metagabros pero probablemente son más antiguos que el Batolito Antioqueño. El granito cataclástico se ha asignado tentativamente al Cretáceo Superior.

El cuerpo de forma irregular que se encuentra inmediatamente al este de Campamento, se incluye en esta unidad aunque es ligeramente diferente en composición y textura. Localmente esta roca contiene además del cuarzo y de la ortoclasa empolvada, megacrístales de 1 cm de albíta también ligeramente empolvada con sericita y de biotita pardo rojiza muy fresca con numerosas inclusiones de zircón con fuertes halos pleocróicos y como accesorios notables turmalina verde-azulosa-pleocróica (ilvaíta?). El cuerpo de Campamento también tiene rocas híbridas posiblemente como facies de borde, ricas en hornblenda verde pálida y que se han considerado como producto de metamorfismo de contacto por acción del Batolito Antioqueño, pero es necesario una cartografía más detallada para clarificar las relaciones entre los distintos tipos de roca.

Los efectos cataclásticos son mucho más evidentes en el

dique de granito que en las rocas encajantes, metabasaltos y metagabros; anomalía que puede explicarse pensando en un movimiento post-dique a lo largo de una falla pre-dique que cortaba las rocas máficas antiguas y que sirvió como canal para el magma granítico. Este movimiento produciría la textura cataclástica en el dique afectando poco las rocas máficas encajantes.

STOCK DE EL PESCADO

Es un cuerpo de forma ovalada de cuarzodiorita o tonalita que cubre un área de 25 km² sobre el lado noroeste de la Falla de Romeral (d-2). Toma su nombre del río Pescado que fluye hacia el este a lo largo del eje del stock. La roca es maciza, de color gris moteado (sal y pimienta) y en los afloramientos es muy parecida a las rocas del Batolito Antioqueño. La textura es hipidiomórfica equigranular de grano medio a fino y su composición modal promedio es la siguiente:

<u>Componente</u>	<u>Porcentaje</u>
Cuarzo	20
Plagioclasa (An ₂₅ - An ₅₀)	68
Microclina	4
Biotita	5
Hornblenda	2
Clorita	1
Apatito	Trazas
Zircón	Trazas
Magnetita	Trazas

La plagioclasa por lo general se encuentra en granos euhedrales, prismáticos de 1 a 3 mm de longitud y orientados al azar, frecuentemente con zonamiento normal bien desarrollado y en algunos casos los núcleos más cálcicos presentan una intensa saussuritización. Microclina es un accesorio esporádico que no se presenta en todas las partes del stock y el cuarzo es anhedral y con carácter intersticial. Biotita es el máfico predominante, se encuentra

en láminas euhedrales de 1 mm, pleocróica de amarillo parduzco pálido a pardo oscuro con pequeñas inclusiones de zircón y halos pleocroicos. La biotita es reemplazada por clorita especialmente en aquellas muestras que presentan una intensa saussuritización en los núcleos cálcicos de plagioclasa; apatito es accesorio, se encuentra incluido tanto en cuarzo como en feldespato y se presenta como cristales anhedrales de sección de 40 micras. El único opaco primario es magnetita como granos anhedrales de 0.25 mm de sección y también se encuentra como mineral secundario asociado a biotita cloritizada siguiendo los planos de clivaje.

Contactos.- El Stock de El Pescado intruye discordantemente la metatonalita de Puquí. Las dos tonalitas tienen en conjunto la misma composición y no pueden distinguirse fácilmente en sección delgada. Sin embargo, los contactos determinados en el campo coinciden aproximadamente con los contactos observados sobre las fotografías aéreas. Efectos de metamorfismo de contacto se observaron cerca a la esquina suroeste del stock donde una roca compacta de color gris verdoso forma una zona de transición de unos pocos metros de ancho entre la tonalita de El Pescado y la metatonalita de Puquí. Esta roca está compuesta por poikiloblastos de prehnita de 0.5 a 1.5 mm de sección que encierran cristales anhedrales de diópsido de 0.2 mm; parches irregulares de grosularita finogranular, epidota accesorio, cristales pequeños euhedrales de esfena y cuarzo euhedral en cristales dispersos de 0.1 mm de sección.

Edad.- Un solo análisis de K-Ar en un concentrado de biotita del Stock de El Pescado dio una edad de $95,6 \pm 3.3$ millones de años (L.R. Marvin, USGS, comunicación escrita, 1968). Esta edad corresponde al Cretáceo Superior (Cenomaniano), el cuerpo por lo tanto sería anterior al Batolito Antioqueño que es del Cretáceo Superior (Campaniano-Santoniano) el cual dio una edad de 79 ± 3 millones de años (Botero A., 1963, p. 18). El Stock de El Pescado es el único intrusivo félsico de esta edad conocido en el área.

TONALITA FELSICA

Un plutón de tonalita félsica cubre un área de unos 175

Km² con la forma de un polígono elongado con su eje mayor de dirección N10° E y que se extiende hacia el norte desde el centro de e-5 hasta el extremo norte de e-3. Este cuerpo está compuesto por una roca maciza, de color gris moteado, hipidiomórfica de grano medio, muy similar tanto en los afloramientos como en muestra macroscópica a la roca cartografiada en II-B como adamelita cretácica (Feininger, Barrero y Castro, en imprenta) y es probable que sea contemporánea con ésta. La adamelita de II-B contiene feldespato potásico en porcentaje que varía entre 7 y 25% , pero la tonalita félsica de II-A contiene solamente de 2 a 5% . La composición típica es la de metatonalita compuesta por cristales euhedrales de andesina de 1 a 3 mm con cuarzo anhedral intersticial. El único máfico encontrado fue biotita parda y contiene inclusiones de zircón con halos pelocróicos fuertes. La moscovita es un accesorio escaso y los opacos especialmente magnetita, están muy diseminados.

Basados en las relaciones de campo, la tonalita félsica se asigna al Cretáceo Superior. Está intruyendo las rocas sedimentarias de La Soledad formando una aureola de cornubianitas; porfiroblastos de andalucita se han formado en una arenisca arcillosa, en e-4, -5 lo mismo que en los esquistos del Grupo Valdivia en e-3,-4. La adamelita de II-B está intruída por el Batolito Antioqueño y entonces la edad de la tonalita félsica sería post-La Soledad y pre-Batolito Antioqueño o sea post-Albiano, pre-Campaniano.

No obstante lo anterior es necesario confirmar la edad de la tonalita félsica mediante un análisis radiométrico.

BATOLITO ANTIOQUEÑO

La separación arbitraria entre II-A y II-B divide el Batolito Antioqueño en partes aproximadamente iguales y la descripción que se haga de una de ellas es aplicable a la otra; por lo tanto, para una discusión más detallada de este cuerpo el lector debe consultar a Feininger y otros (en imprenta), ya que en esta parte de la Zona II el estudio petrográfico fué mucho más detallado. El doctor G. Botero A. (1963, p. 69-81) también estudió el Batolito Antioqueño;

Especialmente en el Cuadrángulo I-8, al sur de la Plancha I.

La mayor parte del batolito está compuesto por cuarzodioritas o tonalitas; sin embargo, en la Plancha I se indican por separado dos facies menores:

1. Pórfido dacítico híbrido
2. Gabro hornbléndico, facies de borde.

Las rocas del Batolito Antioqueño se caracterizan más por su uniformidad en textura y composición que por su variabilidad. La roca fresca, tal como se observa en los cortes de carreteras y en canteras tiene la apariencia de un granito macizo de color moteado con textura hipidiomórfica equigranular de grano medio. La superficie del batolito presenta una profunda meteorización y descomposición, aún en lugares topográficamente altos como los Llanos de Cuivá (c-8 altura 2.750 m) y 10 Km al este de San Andrés de Cuerquía (b-7, altura 2.900 m). La zona de meteorización, donde la roca está parcial o totalmente descompuesta, puede tener hasta 20 m de profundidad y rara vez es menor de 4 m. La textura ígnea fanerítica se conserva, aunque en parte está enmascarada, excepto a los 1 a 2 m de la superficie donde existe una cubierta latosol o podosol parda terrosa. La roca meteorizada tiene color moteado o variable siendo los colores más comunes amarillo-crema, pardo-amarillento, pardo rosado, rojo o pardo rojizo. El producto de descomposición es principalmente caolinita, quizás haloysita, y localmente, como en los Llanos de Cuivá, nódulos de color rojizo de gibsita en una matriz de arcilla caolinítica arenosa, dispersos en los 2 a 3 m superiores de la zona meteorizada.

Generalmente, los terrenos cubiertos por el batolito son de bajo relieve, contrario a lo que sucede en los terrenos cubiertos por rocas antiguas, estos son terrenos quebrados sin valles ni cuchillas orientadas. A pesar de esto, no siempre es fácil distinguir en las fotografías aéreas entre el batolito y otras unidades de rocas (T. Kassem, fotogeólogo del IMN, comunicación oral, 1968).

Se hicieron pocos análisis modales en muestras del batolito localizadas en la Plancha I; sin embargo, enseguida se dan las

características de las rocas del batolito al sur de la Plancha I (Cuadrángulo I-8) determinadas por Botero A. (1963, p.75-76).

<u>Componente</u>	<u>Porcentaje (Rango)</u>
Plagioclasa (Ab_{55} - Ab_{65})	50 - 65
Feldespato potásico	0 - 3
Cuarzo	13 - 30
Biotita	5 - 14
Hornblenda	3 - 10
Accesorios ^{1/}	0 - 3

^{1/} Incluye apatito, ilmenita, leucoxeno, magnetita, pirita y zircón.

El feldespato potásico en general, es escaso, pero localmente puede alcanzar hasta un 5% o más, suficiente para clasificar la roca como granodiorita. Botero A. (1973, p.76) cita una localidad 5 km al este de Concepción, en el Cuadrángulo I-8, donde el feldespato potásico predomina sobre la plagioclasa y clasifica la roca como un granito. Sin embargo, en general el batolito como en todo tiene la composición de una tonalita o cuarzdiorita.

Una aureola de contacto de 500 a 2000 m de ancho marca el contacto a lo largo del borde norte del batolito. Los esquistos verdes del Grupo Valdivia han sido transformados a cornubianitas de hornblenda-oligoclasa y los esquistos cuarzo-sericíticos a cornubianitas de cuarzo-biotita con andalucita y ocasionalmente con sillimanita. En la quebrada Herbecita, cerca al extremo noroeste de e-7, el batolito presenta una foliación neisoide, posiblemente una estructura de flujo, cerca al contacto con rocas verdes. Las inclusiones de estas rocas han sido metamorfoseadas a cornubianitas hornbléndicas y forman una brecha intrusiva con matriz tonalítica.

Facies híbrida de pórfidos dacíticos.- Un cuerpo lobulado de pórfidos dacíticos se encuentra en e-8 en medio de un grupo de xenolitos no asimilados o techos pendientes de la Formación San Pablo. En los afloramientos y en las muestras macroscópicas esta roca es más oscura y finogranular que la del Batolito Antioqueño normal con un tinte verdoso que tampoco es típico del batolito. Las rocas

son de color gris verdoso oscuro y microporfiríticas con cristales diseminados de andesina subhedral y prismas de 0.8 mm, muy escasos de hornblenda verde; al microscopio, los fenocristales son alotriomórficos en una matriz finogranular de cuarzo en la cual hay pequeñas agujas de hornblenda verde dispuestas al azar. En algunas muestras se encuentran megacristales compuestos por mosaicos de cuarzo. Los fenocristales de plagioclasa están muy empolvados por saussuritización y por un polvo que no pudo determinarse, posiblemente un óxido de hierro como el que mencionó Brown (1967, p.113-114). Esta roca se clasificó como un pórfido dacítico rico en cuarzo y fue el resultado de la palingénesis y asimilación de la Formación San Pablo por el magma tonalítico.

Gabros hornbléndicos como facies de borde.- La única área donde aparece este tipo de roca tiene la forma de un lente cóncavo-convexo y se encuentra 15 km al oeste-noroeste de San José de la Montaña (b-7 y b-8). El lente tiene una orientación norte-sur con una longitud de 2000 m y un ancho máximo de 200 m. Está limitado al este por la cuarzodiorita del Batolito Antioqueño y al oeste por esquistos del Grupo Valdivia. La roca es de color gris verdoso oscuro, algo foliada y con textura hipidiomórfica granular de grano medio. Los dos minerales esenciales son: labradorita (53%) y prismas de 0.7 mm de hornblenda pardo oliva (42%). Los feldespatos están frescos y presentan macla de albita muy bien desarrollada con poco zonamiento. La hornblenda por lo general, también está fresca, aunque algunos cristales están alterados a clorita con color de interferencia azul berlin anómalo. No es claro el porqué unos cristales de hornblenda están alterados mientras la mayoría no presentan ninguna alteración. Los minerales accesorios son: apatito en cristales de 0.5 m, incluidos en hornblenda y granos anhedrales de magnetita a lo largo de los bordes de cristales de hornblenda y como inclusiones en hornblenda cloritizada. Esta roca se ha clasificado como un gabro hornbléndico y es probablemente una diferenciación magmática del batolito o una roca híbrida de borde.

Edad.- Los análisis de K-Ar, citado por Botero A. (1963. p.81), hechos sobre biotita en los laboratorios de Lamont Geological Observatory y divulgados por el Dr. J.L. Kulp, dieron una edad de 79 ± 3 millones de años que correspondería al Cretáceo Superior

(Campaniano). Esta muestra fue tomada cerca a la planta hidroeléctrica del río Grande en el Cuadrángulo I-8, unos 50 km al norte de Medellín. Pérez A. (1967, p.31) le da una edad de 73 ± 3 millones de años (Campaniano-Maestrichtiano) basado en seis análisis de K-Ar sobre biotita hechos en el laboratorio geocronológico de la Universidad de Sao Paulo, Brasil.

PLUTON TERCIARIO DE SABANALARGA

Se da el nombre de Plutón de Sabanalarga a un cuerpo elongado de dirección norte-sur, de diorita hornbléndica que se encuentra cerca al extremo occidental de la Plancha I en a-4 -5, -6, -7, -8. Rocas ígneas que pudieron estar relacionadas con este plutón afloran en a-1, -2, -3 y b-8. En conjunto el plutón y sus facies correlativas tienen un área de unos 260 km². El plutón principal al este y noreste de Sabanalarga (a-8), es de diorita hornbléndica, tiene unos 30 km de largo por unos 10 km de ancho y cerca a donde está cortado por el río Cauca en a-5 se estrecha a unos 500 a 1000 m y continúa hacia el norte como un estrecho cuello (a-5) hasta un punto 2 km al sureste de Ituango (a-4). En este punto su composición cambia de diorita hornbléndica a hornbléndita y continúa hacia el norte a través de a-4, hasta a-3 donde vuelve a ampliarse y toma la forma de un bulbo de 3 km de ancho, cuya parte occidental tiene la composición de una hornblendita y la oriental de diorita hornbléndica. Dos cuerpos satélites de rocas comagmáticas se encuentran al este del plutón principal, uno de forma ovalada de hornblenda en a-8, unos 8 km al sureste de Sabanalarga y el otro, también ovalado en a-7 compuesto por tonalitas o cuarzodioritas. Ambos tienen unos 4 km en dirección norte-sur por 2 km de ancho, e intruyen esquistos del Grupo Valdivia formando aureolas de contacto compuestas por cornubianitas. Un tercer cuerpo satélite, mayor que los anteriores, tiene 8 km de longitud por 2 km de ancho e intruye el neis tonalítico cataclástico a lo largo del límite entre a-8 y b-8, 5 km al sureste de San José de la Montaña (b-8). En el extremo noroeste de la Plancha I (en a-1 y a-2) se encuentran pequeños plutones que podrían correlacionarse con el Plutón de Sabanalarga. El mayor de éstos es un plutón de tonalita que intruye metabasaltos

y que se extiende desde el centro de a-2, hasta 18 km al N15°E del extremo norte de a-1. Un pequeño lente de diorita hornbléndica de 4 km en dirección norte-sur con un ancho de 800 m, se encuentra a lo largo del contacto entre metabasaltos y esquistos del Grupo Valdivia en el extremo sureste de a-1.

Relaciones con las unidades adyacentes.- El plutón de Sabanalarga está limitado al oeste principalmente por metabasaltos del Cretáceo y por esquistos verdes del Grupo Valdivia. El extremo norte del plutón principal, en a-6 y su prolongación estrecha en a-5 al norte del río Cauca, está limitado al oeste por neises cataclásticos del Grupo Valdivia. Los contactos están cubiertos pero es muy probable que sean fallados. El plutón principal, incluyendo su prolongación al norte, está limitado al este por esquistos verdes del Grupo Valdivia; el contacto en este lado es claramente intrusivo ya que los esquistos verdes han sido metamorfoseados a cornubianitas hornbléndicas y las intercalaciones locales de esquistos cuarzo-micáceos contienen porfiroblastos de andalucita. Los techos pendientes de esquistos verdes fueron cartografiados dentro del cuerpo principal en a-7 y -8. En a-6, -7, -8 se encuentran grabens de dirección norte, con un ancho variable entre 200 y 1000 m que contienen sedimentos terciarios.

Diorita hornbléndica.- Esta roca es hipidiomórfica equigranular, de grano medio y por lo general de textura subofítica, de color gris medio con cristales de hornblenda entre cristales de plagioclasa. Al microscopio, los cristales tabulares de plagioclasa son euhedrales a subhedrales, de composición variable entre andesina (An_{40}) y bitownita (An_{80}), forman del 50 al 70% de la roca. Feldespatos frescos son raros y en la mayoría de las muestras están empolvados por saussurita y en menor proporción por sericita. Los cristales zonados no son abundantes. El otro mineral esencial es hornblenda, fuertemente pleocróica de amarillo pálido a verde oliva intenso; por el color, gran parte de esta hornblenda es similar a la ferrohastingsita (Deer y otros, 1963, v.2, p.264). Los accesorios más comunes son cuarzo anhedral intersticial (hasta 5%), clorita, esfena, apatito y zircón. Magnetita es un accesorio opaco ampliamente distribuido, la pirita es menos común pero no es rara. La biotita alcanza hasta un 4% y por lo general está cloritizada; es un accesorio

esporádico pero no característico.

Hornblendita.- La hornblendita ocurre en tres localidades principales:

1. Como un cuerpo ovalado, 8 km al sureste de Sabanalarga (a-8).
2. Como una zona marginal estrecha a lo largo del contacto entre el plutón principal y los esquistos verdes (especialmente en a-6).
3. Como un dique al oeste de Ituango (a-4) que continúa hacia el norte para formar el extremo y la mitad oeste de un stock en forma de bulbo en a-3.

La textura característica es hipidiomórfica de grano medio pero varía desde fino granular hasta grueso y pegmatítica. Los minerales esenciales son hornblenda que forma de 50 a 80% de la roca y plagioclasa cálcica. La hornblenda es de color verde oliva, fuertemente pleocróica y podría corresponder a ferrohastingsita. En algunas muestras es evidente la alteración de la hornblenda a clorita siguiendo los planos de clivaje lo mismo que la saussuritización y la sericitización de la plagioclasa. Son abundantes cristales muy pequeños de esfena y apatito. La magnetita, tanto como agregados granulares como en cristales anhedrales diseminados de 0.1 a 1 mm de sección, se encuentra incluida en o a lo largo de los bordes de los cristales de hornblenda, llegando a constituir de 2 a 6% de la roca. Es posible que la mayor parte de los cuerpos de hornblendita marquen anomalías grandes sobre los mapas geomagnéticos. También se encuentra pirita y pirrotina pero son menos abundantes que la magnetita. La hornblendita y la diorita hornbléndica gradan imperceptiblemente la una a la otra por lo que los límites entre ambas facies son arbitrarios.

Tonalita.- Esta roca forma un stock ovalado en y al este del plutón principal en a-7 pero especialmente en su borde oriental en a-6. La facies tonalítica en el plutón principal no fue cartografiada por separado pero si lo fueron el stock ovalado y un cuerpo alargado en a-1 y a-2. La tonalita se diferencia de la diorita hornbléndica, por su textura más gruesa, mayor contenido de cuarzo, por tener hasta un

40% de biotita verde oliva como constituyente esencial, menor cantidad de hornblenda que está por lo general alterada a epidota, la plagioclasa es andesina en lugar de labradorita y opacos dispersos. En el cuerpo norte, la biotita está cloritizada y la plagioclasa muy saussuritizada presenta fuertes evidencias de deformación mecánica. Cerca al contacto con los esquistos, la roca tiene textura porfirítica con fenocristales hasta de 2 cm en una matriz hipidiomórfica finogranular. Una muestra de tonalita en a-2 tiene una composición más máfica que la ordinaria y presenta un intercrecimiento simplectítico de cuarzo en hornblenda verde y ésta a su vez contiene abundantes inclusiones de 0.05 mm de apatito euhedral. Los cuerpos de tonalita se consideran como segregaciones félsicas del magma que dio origen al plutón principal.

Origen y edad.- Con excepción de la tonalita, la composición del plutón de Sabanalarga y de las rocas relacionadas es mucho más hornbléndica que la de los otros plutones indicados en la Plancha I. No es posible determinar exactamente si este mayor contenido de hornblenda se debe a la generación de un magma máfico dentro de la corteza o a la contaminación de un magma félsico por las rocas encajantes, especialmente metabasaltos y esquistos verdes. Las relaciones que se observan en el contacto de la hornblendita con los esquistos verdes del Grupo Valdivia sugiere que la hornblendita puede ser una roca híbrida resultante de la asimilación o palingénesis de los esquistos verdes por el magma. La gradación de diorita hornbléndica a hornblendita y finalmente a cornubianita hornbléndica en el contacto como pasando de una roca ígnea a los esquistos verdes encajantes, es una de sus características y por ello los contactos son gradacionales y fueron trazados arbitrariamente. El Plutón de Sabanalarga y las rocas relacionadas con sus diferentes facies deberían ser materia de estudios petrográficos más detallados.

No se han hecho análisis radiométricos de las rocas de este cuerpo y por ello su edad no se conoce con exactitud. El Plutón de Sabanalarga es correlacionable con intrusiones similares de diorita que se encuentran al sur de Sabanalarga las cuales Grosse (1926, p.83) asignó al Terciario Inferior. Las rocas de Sabanalarga son post-metabasaltos y se asignan tentativamente al Terciario Inferior; sinembargo, no puede descartarse la posibilidad de que sea

penecontemporáneos con el Batolito Antioqueño. Ni el Plutón de Sabanalarga ni el Batolito Antioqueño presentan efectos obvios de metamorfismo regional.

PORFIDOS ANDESITICOS

En la Plancha I, extremo noroeste de d-2, se encuentra un lente de pórfido andesítico de 3 km de largo por 150 m de ancho paralelo y probablemente controlado por la Falla de Romeral. La roca típica es de color gris, finogranular y porfirítica con fenocristales de andesina de 1 a 3 mm de longitud, en una matriz de cristales de andesina de formas tabulares comprendidos entre 0.1 y 0.6 mm. Por lo general, los cristales zonados tienen núcleos saussuritizados y coronas de sericita. La plagioclasa de la matriz es tabular, maclada según Carlsbad y de composición un poco mas sódica que la de los fenocristales. Cuarzo es escaso. Láminas de clorita verde pálida diseminadas en la matriz pueden ser el producto de alteración de hornblenda o biotita. Calcita intersticial es un constituyente frecuente, posiblemente como relleno secundario en cavidades miarolíticas.

Granos anhedrales de magnetita de 0.1 mm de diámetro, por lo general con coronas de esfena, están dispersos en la matriz y son el principal accesorio opaco. Localmente se encuentra pirita formando "burbujas" de 3 mm de sección.

La andesita es un intrusivo hipoabisal de edad no determinada. La mayoría de las intrusiones epizonales de andesita porfiríticas que se encuentran en Antioquia, han sido asignadas en trabajos anteriores al Terciario y esta misma edad se considera aquí para este cuerpo. Cortando el neis y la metatonalita de Puquí, se encuentran numerosos diques de andesita similares al descrito anteriormente y que no fueron cartografiados; su espesor varía entre 0.5 y 3 m. Se cree que estos diques son comagmáticos con el pórfido

andesítico.

METAMORFISMO

El metamorfismo regional fue menos estudiado en II-A que en II-B, y el lector debe consultar a Feininger, Barrero y otros (en imp.) quienes describen la geología de II-B, para una más completa descripción de la petrología metamórfica y el significado de algunos minerales en la facies metamórfica. Aquí solo se dan algunos detalles generales.

El metamorfismo regional es por lo general de más bajo grado en el área de la Plancha I que en el resto de la Zona II, pero el significado de esta diferencia no es claro y está posiblemente relacionada con la posición dentro del geosinclinal. Toda el área de II-A está dentro de una cuenca eugeosinclinal, mientras que II-B está más cerca al cratón continental con algunas afinidades mioeogeo-sinclinales, incluyendo grandes volúmenes de rocas carbonatadas que son muy escasas en II-A.

La facies de esquisto verde, que indica un bajo grado de metamorfismo regional, es característica de la mayor parte de la Plancha I (II-A), incluyendo el Grupo Valdivia, menos una parte del neis feldespático que pertenece probablemente a las facies de anfibolita. El neis de Puquí también está en la facies de anfibolita.

Al sur de la Plancha I, cuadrángulo I-8, Botero A. (1963, p.57-62) y sus colegas cartografiaron extensos cuerpos de anfibolita que clasificaron como ortoanfibolitas intrusivas. Uno de los autores (Hall) de este informe se inclina a suponer que al menos parte de estas anfibolitas pueden ser cornubianitas producidas por efectos de metamorfismo de contacto del Batolito Antioqueño sobre rocas de la facies de esquisto verde. Las anfibolitas en I-8 están distribuidas a lo largo del contacto del batolito y son más o menos coextensivas con esquistos cuarzo-micáceos correlacionables con los esquistos del Grupo Valdivia, anfibolitas tan extensas como éstas no se observaron en el área de este estudio ya que ellas se encuentran, en su mayor

parte al norte del batolito y por lo tanto no fueron afectadas por el intenso metamorfismo de contacto a que estuvo sometida el área del cuadrángulo I-8. En la plancha I se indica una aureola de contacto alrededor del extremo norte del batolito donde los esquistos verdes fueron metamorfoseados a cornubianitas hornbléndicas y los esquistos cuarzo-sericíticos a cornubianitas de cuarzo y biotita.

Las ofiolitas del Mesozóico y los sedimentos cretáceos no adyacentes a los contactos con rocas intrusivas presentan un metamorfismo débil y las rocas terciarias no presentan efectos de metamorfismo.

GEOLOGIA ESTRUCTURAL

En este capítulo solo se consideran las características estructurales más sobresalientes de II-A que están indicadas en la Plancha I. Las características en pequeña escala tales como estratificación, foliación y lineaciones, son tratados en detalle en el capítulo sobre geología estructural de II-B (Feininger y otros, en imprenta).

PLIEGUES

Casi todas las rocas estratificadas pre-pleistocenas han sido plegadas y volcadas. Las rocas metasedimentarias del Grupo Valdivia y los estratos cretáceos están fuertemente plegados. Los ejes de anticlinales y sinclinales, indicados en la Plancha I, se trazaron únicamente cuando la cantidad de buzamientos medidos era suficiente para justificarlos. La dirección de los ejes de los pliegues es norte y paralela al rumbo regional. La formación San Pablo (e-5, -6, -7 y -8) está probablemente en un sinclinal y la Formación La Soledad presumiblemente más joven, al este de San Pablo (e-4, -5, -6) también parece estar en un sinclinal que es truncado por una falla normal con su flanco este hundido.

FALLAS

Fallas y “lineamientos” fotogeológicos (la mayoría de los cuales probablemente son fallas) son numerosas en la Plancha I, pero solo se trata aquí de las más destacadas.

FALLA DE ROMERAL

La estructura geológica más espectacular en II-A es esta falla que corta diagonalmente de noreste a suroeste toda la Plancha I y que puede seguirse de una manera continua por unos 300 km hasta el límite sur de la zona II. Esta falla fue mencionada por primera vez por Grosse (1926, p.292-294) quien la siguió por 80 km en el área cartografiada por él. No obstante, solo hasta después de la cartografía efectuada por el IMN, por la Facultad de Minas y de la fotointerpretación hecha por T. Kassem, e incorporando el trabajo de Grosse se pudo reconocer la continuidad de esta falla. Grosse le dio el nombre de la Cuchilla de Romeral, unos 15 km al suroeste de Medellín. El nombre de Romeral tiene prelación sobre otros y en este trabajo se aplica para toda la longitud de la falla.

Las rocas más jóvenes afectadas por la Falla de Romeral en el área cartografiada por Grosse son sedimentos terrestres como conglomerados, areniscas y shales del Terciario. En el extremo suroeste de la zona II la falla está afectando sedimentos clásticos y rocas volcánicas del Terciario. Las rocas del Paleozóico han sido desplazadas grandes distancias por ella como se indica en la Plancha I. En b-7 cuerpos pequeños de metagabros y serpentinitas de Cretáceo Inferior también han sido desalojados. Es probable que los movimientos a lo largo de esta falla y los grandes desplazamientos hayan ocurrido antes del Terciario, renovados de tiempo en tiempo afectando progresivamente las formaciones más jóvenes a través de una larga y compleja historia comparable con la de la Falla de San Andrés, en California, USA (King, 1968)

Grosse (1926) interpretó la Falla de Romeral como una

falla empinada, inversa, con buzamiento al este y grandes desplazamientos verticales. Sin embargo, su gran longitud y el agudo contraste litológico en lados opuestos sobre una distancia de no menos de 65 km en el área de la Plancha I, sugiere que es más bien una gran falla de rumbo, con un gran desplazamiento lateral, comparable con las bien estudiadas de esta clase en la parte oriental de II-B (Feininger, 1970).

Aunque la Falla de Romeral tiene las características de una gran falla de rumbo, la dirección del desplazamiento no se conoce con certeza. La cuña de neis tonalítico cataclástico que se encuentra en la esquina suroeste de la Plancha I parece haber sido un bloque movido por un desplazamiento lateral derecho y sus características petrográficas son similares a las de la metatonalita de Puquí que se encuentra en el lado opuesto de la falla, unos 30 km al noroeste. Si puede comprobarse que las dos unidades de tonalita son correlacionables con certeza, esto sería una fuerte evidencia de un desplazamiento lateral derecho, tal como se indica, tentativamente en la Plancha III (Feininger et al. en imprenta). Pero por otro lado, la cartografía hecha recientemente por geólogos del IMN (comunicación escrita, 1970) al norte del área cartografiada por Feininger y otros (en imprenta) indica una gran similitud entre las rocas de esta área y parte de las rocas de la Plancha I superyacentes al neis y la metatonalita de Puquí. Si estos dos conjuntos pudieran eventualmente correlacionarse indicarían un desplazamiento lateral izquierdo. Cualquiera que sea el desplazamiento lateral, derecho o izquierdo, es probable que pueda medirse en decenas de kilómetros y pudo haber tenido lugar intermitente durante un largo período de tiempo.

FALLA DE SANTA RITA

Esta falla corta rocas del Grupo Valdivia a lo largo de toda su extensión 75 km; desde un punto 1 km al este de Santa Rita (b-2) hasta un punto 10 km al sureste de Sabanalarga (a-8) donde se une a la Falla de Romeral. La dirección y la magnitud del desplazamiento no se conocen con certeza pero, los lentes de metagabro del Cretáceo Inferior que se encuentran en el límite

entre b-3 y -4 fueron cartografiados como si tuvieran un desplazamiento lateral derecho de cerca de 200 m a lo largo de la falla.

La banda irregular, estrecha y de dirección norte de neis lenticular en el neis de Puquí que se encuentra en b-5 y -6 fue cartografiada como si estuviera cortada transversalmente por la Falla de Santa Rita sin ningún desplazamiento horizontal evidente. Sin embargo, esta área tiene poco control de campo. Dos lentes pequeños de serpentinita, cada uno de 500 m de longitud, fueron intruídos a lo largo de la falla, 5 km al nor-noroeste de Santa Rita. En a-8, unos 8 km al este de Sabanalarga se encuentra un lente de serpentinita con venas dispersas de crisotilo a lo largo del lado oeste de la Falla de Santa Rita y parece que su emplazamiento estuvo controlado por ella indicando que ésta ya existía en el Cretáceo.

FALLA DE SABANALARGA

Esta es una falla de dirección norte que se encuentra cerca al extremo oeste de la Plancha I. La parte sur de ella, incluida en la Plancha I, con una longitud de 25 km, se divide en dos brazos subparalelos que forman un graben de varios centenares de metros de ancho en el cual se encuentran sedimentos clásticos del Terciario y algunos mantos de carbón. Las fuerzas mecánicas que originaron esta falla fueron fundamentalmente diferentes y probablemente posteriores a las que originaron las fallas de Santa Rita y Romeral.

GEOLOGIA HISTORICA

PRECAMBRICO Y PALEOZOICO INFERIOR

La formación más antigua expuesta es el neis micaceo, cuya edad no se conoce, pero que ha sido asignado tentativamente al Paleozoico Inferior, con indicios de certeza pre-Devónico, aunque no puede descartarse por completo una posible edad Precámbrico.

Basados en la composición mineralógica que incluye abundante cuarzo y mica, en la presencia de accesorios tales como grafito y sillimanita, se supone que el neis micáceo es un paraneis derivado de antiguos depósitos sedimentarios. El carácter original, la fuente y el modo como se depositaron estos sedimentos, son meras conjeturas en la actualidad. El metamorfismo es de mayor grado que el de la facies de esquisto verde que caracteriza la mayor parte del Grupo Valdivia (post-Silúrico). Esto implica un enterramiento profundo y algo de metamorfismo progrado anterior a la formación de la cuenca geosinclinal donde se depositaron los sedimentos del Grupo Valdivia. Probablemente una inconformidad mayor separa el neis micáceo del Grupo Valdivia pero los contactos están cubiertos y las relaciones entre ambas unidades no son claras.

PALEOZOICO MEDIO Y SUPERIOR

El Grupo Valdivia, representado por un enorme espesor de sedimentos, posiblemente mayor de 13 km, indica una cuenca geosinclinal de hundimiento lento que prevaleció por un largo período, quizás unos 50 millones de años. El gran prisma de sedimentos del Grupo Valdivia que rellenaba la cuenca y las rocas más antiguas, como el neis micáceo, que formaban el piso de ella estuvieron sometidos a un intenso metamorfismo regional, posiblemente contemporáneo con la intrusión sintectónica de la metatonalita de Puquí durante la orogenia del Pérmico Superior(?). Otros plutones sintectónicos más o menos contemporáneos con la metatonalita de Puquí también fueron intruídos durante este evento metamórfico-orogénico.

TRIASICO Y JURASICO

No se conoce en II-A rocas del Jurásico o del Triásico, pero algunas unidades podrían pertenecer o extenderse hasta estos períodos. Sin embargo, en general parece que la parte pre-cretácea

de la era Mesozóica en II-A que siguió a la orogenia del Pérmico Superior (?) fue un período de relativa estabilidad con erosión. La cuenca geosinclinal pudo haberse hundido por debajo del nivel del mar al terminar el Jurásico quedando lista para los eventos del Cretáceo.

CRETACEO

El Cretáceo Inferior estuvo caracterizado por erupciones submarinas de basaltos, parte de los cuales fueron espilíticos, seguidas por la depositación de los sedimentos "flysch" que originaron la Formación San Pablo; ambos tipos de rocas cubrieron un área mucho más extensa que la que cubren actualmente que es simplemente un residuo. Un poco después de la depositación de la Formación San Pablo hubo un segundo evento orogénico, durante el cual las rocas de la Formación San Pablo y más antiguas, estuvieron sometidas a plegamiento y fracturamiento acompañado por la intrusión sintectónica de pequeños cuerpos de gabro y serpentinita probablemente originados en la parte superior del manto o mesosfera y se formó así un complejo intrusivo-alpino similar a los discutidos por Thayer (1967). El dique de granito cataclástico (e-6, -7 y -8) fue intruído poco tiempo después de las intrusiones máficas-ultrabásicas.

La falla de rumbo de Romeral pudo haberse originado en esta época como una gran fractura entre segmentos adyacentes de la corteza y continuar como una falla transcurrente con desplazamientos intermitentes durante el resto del Cretáceo y todo el Terciario. Algunos cuerpos pequeños de gabro y serpentinita adyacentes a las Fallas de Romeral y Santa Rita sugieren que el emplazamiento de éstos pudo estar controlando estas fallas y en este caso ellas ya existían al menos como fracturas profundas.

El episodio tectogenético que dio origen al complejo intrusivo-alpino de rocas máficas y ultrabásicas fue seguido por un buen período de quietud y de depositación de la Formación La Soledad de la cual solo se conserva una pequeña parte (borde este de La Plancha I).

El conjunto de basaltos (ahora metabasaltos) y rocas piroclásticas máficas que se encuentra en el borde occidental de la Plancha I, ha sido asignado tentativamente al Cretáceo Superior. Estas rocas fueron emplazadas en un ambiente submarino como lo demuestra la presencia de intercalaciones de radiolaritas. La relación entre el parche de sedimentos “flysch” cartografiados en el extremo noroeste de la Plancha I y el conjunto adyacente de basalto-chert, no es clara, pero su posición sugiere que suprayace los basaltos y por lo tanto son también, probablemente del Cretáceo Superior. El eje de los derrames basálticos submarinos y el de la sedimentación flysch parece haber migrado de este a oeste a lo largo de la zona, esto es: el eje del eugeosinclinal se corrió hacia el oeste durante un período de transición entre el Cretáceo Inferior y el Cretáceo Superior. El Stock de El Pescado y la tonalita félsica fueron intruídos durante la parte inferior del Cretáceo Superior, el evento culminante fue la intrusión post-orogénica del gran Batolito Antioqueño durante el Campaniano-Maestrichtiano.

TERCIARIO

El plutonismo continuó durante el Terciario Inferior con el emplazamiento del Plutón de Sabanalarga y de las rocas relacionadas. Un lente de pórfido andesítico, tentativamente asignado al Terciario, fue intruído a lo largo de la Falla de Romeral.

En algunas áreas, la sedimentación fue activa pero se conoce poco acerca de las edades relativas de los remanentes de rocas sedimentaria, terciarias esparcidas en toda el área. Las cuencas sedimentarias cubrían grandes áreas al oeste del río Cauca antes del último levantamiento regional y erosión. Algunos de estos sedimentos fueron depositados en un ambiente marino cerca a la costa o en uno terrestre de agua dulce como parece indicarlo la presencia de mantos de carbón lignítico. Esta secuencia puede clasificarse como una molasa o sea detritus sedimentarios provenientes de cordilleras levantadas orogenéticamente y depositadas en las cuencas intermontañas adyacentes, el fondo de las cuales pudo haber estado cerca, a veces ligeramente por debajo, del nivel del mar.

Los depósitos aluviales fueron formados por corrientes, muchas de las cuales tuvieron curso y dirección diferentes a las del actual drenaje. Unos pocos remanentes de estos aluviones, algunos auríferos (e-5), se preservaron. Las tierras bajas estuvieron sometidas a una profunda meteorización secular y ejemplo de ello son las lateritas sobre serpentinitas en Morro Pelón (e-5, -6).

El levantamiento regional, o epeirogénesis, comenzó probablemente en el Plioceno y continuó durante el Cuaternario y puede continuar aún (a una rata de unos pocos centímetros por año). Es necesario tener más datos para demostrar exactamente en qué momento comenzó el levantamiento y su rata desde el comienzo hasta la actualidad. La Falla de Sabanalarga (a-3 hasta a-8) pudo haberse originado en el Terciario Superior ya que se conservan mantos de carbón en un pequeño graben formado por la falla (a-6, -7, -8).

CUATERNARIO

La erosión que dio a esta área su forma actual como producto de la degradación, fue acelerada por el levantamiento regional a través del Cuaternario. Algunas fallas normales fueron producidas por el levantamiento. Grandes cantidades de residuos de rocas fueron removidas de las montañas, llevados por el río Cauca al Magdalena y después hacia el mar. Aluviones cuaternarios rellenan los valles de las quebradas y ríos, muchos de ellos son auríferos, pero la minería de placer para oro no tiene en la actualidad la importancia que tuvo en los siglos pasados. La importancia del hombre como agente geológico ha aumentado considerablemente a partir de comienzos de este siglo con el desarrollo urbano e industrial y con la construcción de carreteras. Estas actividades han contribuido a la contaminación del aire y del agua, fenómeno que si sigue aumentando y no se controla, traerá para Colombia los mismos perjuicios que ha causado en los países más industrializados del mundo.

BIBLIOGRAFIA

- Amstutz, G.C., 1968.- Spilites and spilitic rocks in Hess, H.H., ed., Basalts, v. 2: New York, Interscience Publ., p. 737-753.
- Auboin, Jean, 1965.- Geosynclines: New York, American Elsevier Publ. Co., 335 p.
- Botero A., Gerardo, 1963.- Contribución al conocimiento de la geología de la zona central de Antioquia: Colombia Facultad de Minas Anales, Medellín, No. 57, 101 p.
- Brown, G.M., 1967.- Mineralogy of basaltic rocks in Hess, H.H., ed., Basalts, v. 1: New York, Interscience Publ., p. 103-162.
- Caillière, Simonne, and Hénin, Stéphane, 1957.- The chlorite and serpentine minerals (ch.8) and the sepiolite and palygorskite minerals (ch. 9) in Mackenzie, R.C., ed., The differential thermal investigation of clays: Mineralogical Soc. London, 456 p.
- Cisneros, Javier, 1878.- Report on the construction of a railway from Puerto Berrío to Barbosa, State of Antioquia: New York, D. Van Nostrand, 166 p.
- Colombia Servicio Geológico Nacional, 1965.- Mapa geológico de la plancha I-8 Colombia: Colombia Servicio Geol. Nac. map. scale 1:200.000.
- Dana, E.S., 1892.- Descriptive mineralogy: John Wiley & Sons, New York, 1134 p.
- Davis, E.F., 1918.- The radiolarian cherts of the Franciscan Group: Univ. Calif. Publ., Bull. of the Dept. of Geol., v. 11, p. 235-432.
- Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, Jack, 1962-63.- Rock-forming minerals: 5 vols.; v. 1, ortho-and ring silicates, 333 p., v. 2, chain silicates, 379 p.; v. 3, sheet silicates, 270 p.; v. 4, frame-work silicates, 435 p.; v. 5, nonsilicates, 371 p.: John Wiley & Sons, New York.
- Faust, G.T., and Fahey, J.J., 1962.- The serpentine-group minerals: U. S. Geol. Survey Prof. Paper 384-A, 92 p.

- Feininger, Tomas, 1970.- The Palestina fault: Geol. Soc. America Bull., v. 81, No. 4, p. 1201-1216.
- Feininger, Tomas. Barrero L., Darío, and Castro Q., Nestor, in press, Geology and mineral deposits of an area in the Departments of Antioquia and Caldas (Zone II-B), Colombia, with a section on Economic Geology, by R.B. Hall: Colombia Inst. Nac. Inv. Geol. Mineras Bull.
- Goles, G.G., 1967.- Trace elements in ultramafic rocks in Wyllie, P.J., ed., Ultramafic and related rocks: John Wiley & Sons, New York, 464 p.
- Grosse, Emil, 1926.- Estudio geológico del Terciario carbonífero de Antioquia: Berlín, Dietrich Reimer, 361 p.
- Hall, R.B., Feininger, Tomas, Barrero, Darío, Rico H., Héctor, y Alvarez A., Jairo, 1970.- Recursos minerales de parte de los Departamentos de Antioquia y Caldas: Colombia Inst. Nac. Inv. Geol. - Mineras Bol. Geológico, v. XVIII, No. 2, 90 p.
- Hamilton, E.I., 1965.- Applied geochronology: Academic Press, London and New York, 267 p.
- Harder, E.C., 1952.- Examples of bauxite deposits illustrating variations in origin in Problems of clay and laterite genesis: Am. Inst. Min. Engineers, New York, p. 35-64.
- Hawkes, H.E., and Webb, J.S., 1962.- Geochemistry in mineral exploration: Harper and Row, New York, 415 p.
- Hess, H.H., 1955.- Serpentine, orogeny, and epeirogeny in Poldervaart, Arie, ed., The crust of the earth: Geol. Soc. America Spec. Paper 62, p. 391-408.
- Kay, Marshall, 1955.- Sediments and subsidence through time in Poldervaart, Arie, ed., The crust of the earth: Geol. Soc. America Spec. Paper 62, p. 665-684.
- King, P.B., 1968.- Geologic history of California: Mineral Information Service, a publication of the Calif. Div. of Mines and Geol., v. 21 No. 3, p. 39-48.

- Mason, Brian, 1952.- Principles of geochemistry: John Wiley & Sons, New York, 276 p.
- Nelson, H.W., 1957.- Contribution to the geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the sector between Ibagué and Cali: Leidse Geol. Med. (The Hague) deel (v.) 2, p. 1-76.
- , 1962.- Contribución al conocimiento de la Cordillera Central de Colombia, sección entre Ibagué y Armenia: Colombia Serv. Geol. Nac., Bol. Geológico, v. 10, Nos. 1-3, p. 161-202.
- Ospina, Tulio, 1911.- Reseña geológica de Antioquia: Inpreta La Organización, Medellín, 128 p.
- Paetsch, Dietrich, Feltkamp, K., and Schimmel, G., 1963.- Ein ungewöhnlicher kaolinit: Berliner Deutschlande Karamische Gesellschaft, v. 40, p. 386-389.
- Park, C.F., Jr., and MacDiarmid, R.A., 1964.- Ore deposits: W.H. Freeman & Co., San Francisco, 475 p.
- Pérez A., Gonzalo, 1967.- Determinación de la edad absoluta de algunas rocas de Antioquia por métodos radioactivos: Dyna (Medellín), No. 84, p. 27-31.
- Posada, Juan de la C., 1936.- Bosquejo geológico de Antioquia: Colombia Facultad de Minas Anales, Medellín, No. 38, 51 p.
- Prinz, Martin, 1967.- Geochemistry of basaltic rocks - trace elements in Hess, H. H., ed., Basalts, v. 1: Interscience Publ., New York, p. 271-323.
- Schuiling, R.D., 1967.- Tin belts on the continents around the Atlantic Ocean: Econ. Geol., v. 62, p. 540-550.
- Servicio Geológico Nacional, 1946.- Mapa geológico del Departamento de Antioquia (1:1'000.000): Bogotá, unpub., issued as ozalid copies.
- Sherman, G.D., 1952.- The genesis and morphology of the alumina-rich laterite clays in Problems of clay and laterite genesis: Am Inst. Min., Engineers, New York, p. 154-161.
- Sorem, R.K. and Gunn, D.W., 1967.- Mineralogy of manganese deposits,

- Olympic Peninsula, Washington: Econ. Geol., v. 62, p. 22-56.
- Taliaferro, N.L., 1933.- The relation of volcanism to diatomaceous and associated siliceous sediments: Univ. of Calif. Pub. in Geological Sciences, v. 23, 55 p.
- Taliaferro, N.L., and Hudson, F.S., 1943.- Genesis of the manganese deposits of the Coast Ranges of California in Manganese in California: Calif. Div. Mines Bull. 125, p. 217-275.
- Thayer, T.P., 1967.- Chemical and structural relations of ultramafic and feldspathic rocks in alpine intrusive complexes in Wyllie, P.J., ed., Ultramaphic and related rocks: John Wiley & Sons, New York, 464 p.
- Van der Hammen, Thomas, 1958.- Estratigrafía del Terciario Maestrichtiano continentales y tectogénesis de los Andes Colombianos: Colombia Serv. Geol. Nal. Bol. Geológico, v. VI, Nos. 1-3, p. 67-128.
- White, W. S., 1968.- The native-copper deposits of northern Michigan in Ridge, J.D., ed., Ore deposits of the United States, v. 1: Am. Inst. Min. Met. and Petroleum Engineers, New York, p. 303-325.
- Winkler, H.G.F., 1965.- Petrogenesis of metamorphic rocks: Berlin, Springer-Verlag, 220 p.
- Wyllie, P.J., ed., 1967.- Ultramafic and related rocks: John Wiley & Sons, New York, 464 p.

