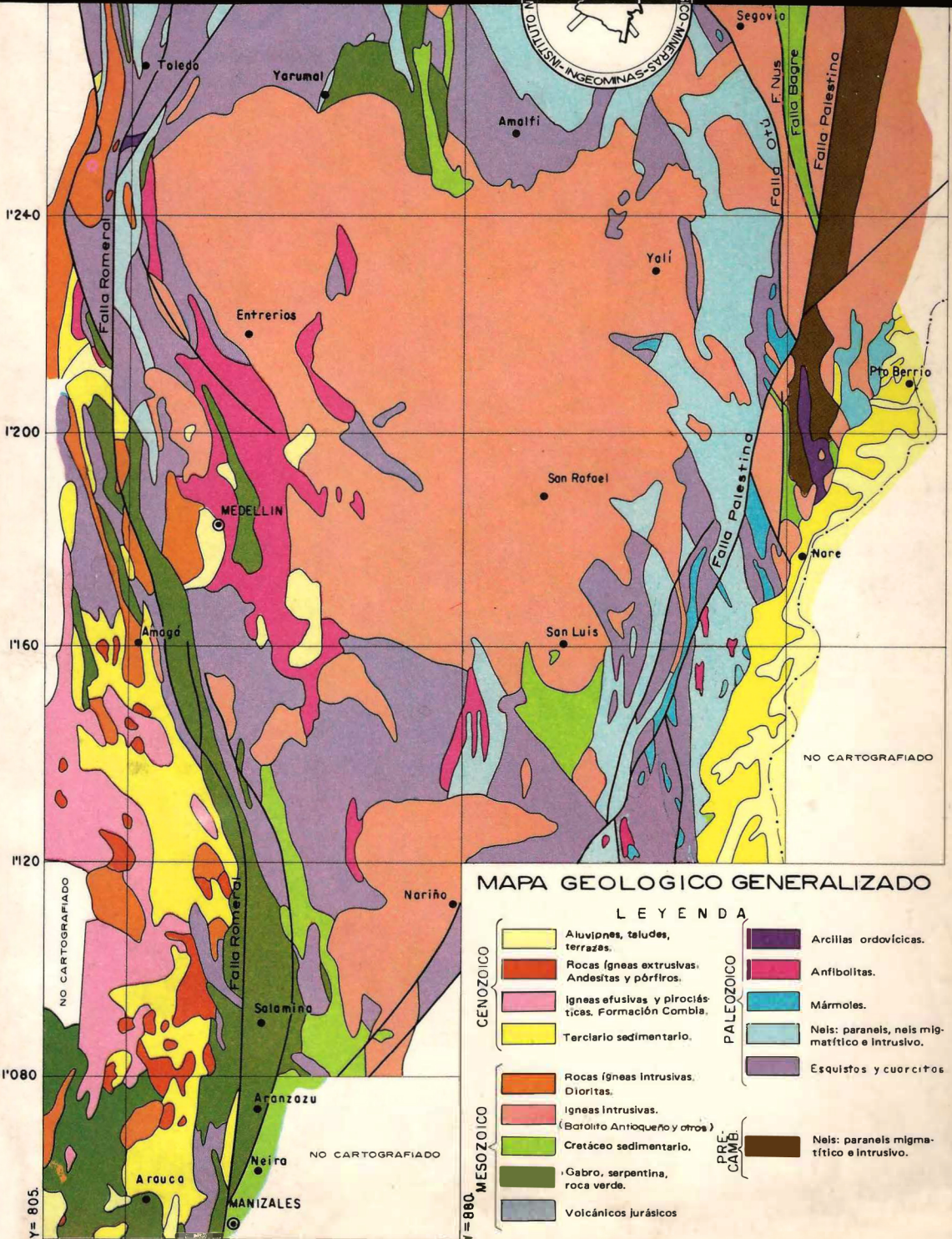


BOLETIN GEOLOGICO

VOL. XVII, Nos. 1-3 1969



FE DE ERRATAS

Pág. Línea	Dice	Debe decir
16 Mapa	ATLATICO	ATLANTICO
21 1	CONO	CONOS
32 4	busamientos	buzamientos
32 5	Estructurales	estructurales
35 41	textual	textural
36 1	EFISIVAS	EFUSIVAS
36 17	descanza	descansa
44 1	INTRUSIVA	INTRUSIVAS
56 19	metamorfitas	metamórficas
98 5	Aureola de metamorfismo	aureola
100 6	(e)	(E)
110 11	cuando presente	cuando está presente

Pág.	Dice	Léase
127, Fig.2	decolorido	descolorido
128, parf.11, r.1	no-opaco	no opaco
129, parf.2, r.1	biotita-hornblenda granodiorita	granodiorita con biotita y hornblenda
132, parf.2, r.3	"corazones decoloridos"	"corazones descoloridos"
133, parf.4, r.2	no-opaco	no opaco
133, parf.6, r.a	gris-claro	gris claro
133, parf.6, r.3	rosado-brillante	rosado brillante
140, parf.6, r.1	conspicuos	notorios
152, parf.7, r.3	los cuales	quienes
153, parf.3, r.2	se ha asignado	se le ha asignado
154, parf.4, r.1	la estrecha relación espacial como. . .	la estrecha relación tanto espacial como. . .
156, parf.4, r.3	disociada	alterada
160, parf.2, r.3	alotriomórfica	alotriomorfa
161, parf.1, r.5	extinción	extinción
161, parf.6, r.2	se observó en	se observó un
166, parf.6, r.1	La facies	Las facies
168, tabla 4, r.5	Pórfido basáltico	Pórfido basáltico

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

BOLETIN GEOLOGICO

VOLUMEN XVII ENERO - DICIEMBRE 1969 Nos. 1 – 3

INDICE GENERAL:

	Páginas
<i>KASSEM, TAISSIR.</i> — Guías para identificar rocas Igneas y Metamórficas a partir de Fotografías Aéreas en la mitad Norte de la Cordillera Central	5—112
<i>BARRERO LOZANO, DARIO.</i> — Petrografía del Stock de Payandé y Metamorfitas Asociadas	113—144
<i>BARRERO L., D., ALVAREZ A., J., KASSEM, T.</i> — Actividad Ignea y Tectónica en la Cordillera Central durante el Meso-Cenozoico	145—173

La dirección de este Boletín está adscrita al Director del Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras, Andrés Jimeno V. La responsabilidad de los conceptos emitidos corresponde exclusivamente a sus autores. La edición estuvo a cargo de Dabeyba Giraldo de Cuervo.

**GUIAS PARA IDENTIFICAR ROCAS
IGNEAS Y METAMORFICAS**

**A PARTIR DE FOTOGRAFIAS AEREAS EN
LA MITAD NORTE DE LA CORDILLERA CENTRAL**

INFORME No. 1543

Por
TAISSIR KASSEM
1968

CONTENIDO

	Páginas
Resumen — Abstract	11
Introducción	13
Propósito	13
Localización	13
Trabajos anteriores	13
Agradecimientos	13
Geología General	14
Guías de identificación	17
Elementos positivos	17
Elementos negativos	17
Guías para identificar depósitos no consolidados y algunas rocas sedimentarias	17
Aluviones — Taludes — Terrazas — Conos	17
Cenizas y tobas volcánicas	18
Formas y depósitos glaciares	18
Rocas sedimentarias consolidadas	18
Rocas sedimentarias terciarias	18
Rocas sedimentarias cretáceas	19
Guías de identificación de rocas ígneas	35
Generalidades	35
Rocas ígneas extrusivas	35
Andesita y pórfido andesítico	35
Rocas efusivas y piroclásticas (Formación Combia)	36
Rocas ígneas intrusivas	36
Batolito Antioqueño y de Sonsón (cuarzodiorita y granodiorita)	36
Diorita	37
Gabro	37
Guías de reconocimiento para rocas metamórficas	56
Generalidades	56
Esquisto	56
Cuarcita	57
Mármol	57
Neis intrusivo y paraneis	58
Anfibolita	58

Guías de identificación para roca verde y serpentina	76
Roca verde	76
Serpentina	76
Rasgos estructurales principales	76
Fallas	76
Diaclasas	82
Foliación	83
Fotointerpretación en áreas geológicamente complejas	89
Conclusiones	110
Bibliografía	112

ILUSTRACIONES

Fig.		Pág.
1	Geología elaborada por las siguientes personas o entidades	15
2	Mapa índice	16
3	Mapa Geológico generalizado (Carátula)	
4	Aluviones — Terraza — Conos	21
5	Terrazas	22
6	Taludes	23
7	Taludes	24
8	Tobas	25
9	Tobas	26
10	Area glaciár	27
11	Morfología típicamente glaciár	28
12	Area glaciár	29
13	Area glaciár	30
14	Area glaciár	31
15	Rocas sedimentarias terciarias	32
16	Rocas cretáceas	33
17	Rocas cretáceas	34
18	Igneas extrusivas — Pórfido andesítico	38
19	Igneas extrusivas — Andesita y Pórfido andesítico	39
20	Igneas extrusivas — Andesita y pórfido andesítico	40
21	Rocas efusivas y piroclásticas	41
22	Rocas efusivas y piroclásticas	41
23	Rocas efusivas y piroclásticas	42
24	Rocas efusivas y piroclásticas	43

25	Roca ígnea intrusiva	44
26	Roca ígnea intrusiva	44
27	Roca ígnea intrusiva	45
28	Roca ígnea intrusiva	45
29	Roca ígnea intrusiva	46
30	Roca ígnea intrusiva	46
31	Igneas intrusivas — Batolito Antioqueño	47
32	Igneas intrusivas — Batolito Antioqueño	48
33	Igneas intrusivas — Batolito Antioqueño	49
34	Igneas intrusivas — Batolito Antioqueño	50
35	Rocas ígneas intrusivas — Diorita	51
36	Rocas ígneas intrusivas — Diorita	51
37	Rocas ígneas intrusivas — Diorita	52
38	Rocas ígneas intrusivas — Diorita	52
39	Igneas intrusivas — Diorita	53
40	Igneas intrusivas — Diorita	54
41	Igneas intrusivas — Gabro	55
42	Metamórficas — Esquisto negro cuarzoso	59
43	Metamórficas — Esquisto verde	60
44	Metamórficas — Esquisto negro y verde intercalados	60
45	Metamórficas — Intercalaciones de esquisto verde y negro	61
46	Metamórficas — Esquisto verde homogéneo	62
47	Metamórficas — Esquisto negro	63
48	Metamórficas — Cuarcita	64
49	Metamórficas — Cuarcita — Neis	65
50	Metamórficas — Mármol	66
51	Metamórficas — Mármol — Cuarcita — Neis	67
52	Metamórficas — Paraneis	68
53	Metamórficas — Paraneis	68
54	Metamórficas — Neis	69
55	Metamórficas — Neis	69
56	Metamórficas — Neis y rocas del batolito	70
57	Metamórficas — Paraneis y rocas del batolito	70
58	Metamórficas — Neis intrusivo	72
59	Metamórficas — Anfibolita	73
60	Metamórficas — Anfibolita	73
61	Metamórficas — Anfibolita	74
62	Metamórficas — Anfibolita y rocas del batolito	75
63	Roca verde	77
64	Roca verde	77
65	Roca verde	78
66	Roca verde	79
67	Serpentina	80
68	Serpentina y anfibolita	81
69	Falla de Cimitarra	84

70	Falla de Miraflores	85
71	Diaclasas	86
72	Diaclasas	87
73	Foliación	88
74	Area compleja de rocas metamórficas	90
75	Rocas ígneas y metamórficas	91
76	Rocas ígneas y metamórficas	92
77	Rocas ígneas y metamórficas	93
78	Rocas ígneas y metamórficas	94
79	Rocas sedimentarias -- Igneas -- Metamórficas	95
80	Diorita -- Esquisto -- Roca verde	96
81	Sedimentos terciarios -- Pórfido andesítico -- Esquisto -- Serpentina	97
82	Serpentina -- Anfibolita	98
83	Sedimentos terciarios -- Roca cretácea -- Esquisto -- Serpentina	99
84	Serpentina -- Anfibolita -- Neis -- Esquisto	100
85	Neis -- Roca ígnea	101
86	Mármol -- Neis -- Roca ígnea -- Roca híbrida	102
87	Esquisto -- Neis	103
88	Cuarcita -- Neis -- Roca ígnea	104
89	Esquisto -- Diorita	105
90	Rocas cretáceas -- Roca verde -- Neis -- Serpentina -- Esquisto -- Gabro	106
91	Anfibolita -- Roca ígnea	107
92	Sedimentos terciarios -- Roca verde -- Esquisto -- Roca ígnea	108
93	Sedimentos terciarios -- Rocas volcánicas	109
94	Mapa índice de planchas	111

RESUMEN

Un concienzudo estudio de las fotografías aéreas, con rápidas pero racionales verificaciones de campo, puede prestar invaluable ayuda en trabajos convencionales de geología.

Guías o criterios de reconocimiento tales como características del drenaje, rasgos estructurales, tono fotográfico, rasgos texturales, forma, vegetación y características erosionales o expresión topográfica, son utilizados para reconocer los diferentes tipos de rocas a partir de fotografías aéreas. La combinación de dos o más criterios hace posible la identificación de muchos tipos de rocas o la agrupación de estas en unidades representativas. Para cada área en particular, determinado elemento o elementos de reconocimiento puede ser diagnóstico muy útil para cierto tipo de roca o unidad.

Se presentan todas aquellas guías y criterios propios para identificar y separar diferentes tipos o unidades de rocas a partir de fotografías aéreas y se hace especial énfasis en lo relativo a rocas ígneas y metamórficas. Las rocas sedimentarias estratificadas y los depósitos Cuaternarios recientes se han tratado de una manera generalizada.

En el área estudiada el drenaje y los rasgos estructurales han sido los criterios de identificación más valiosos así, como, en orden secundario, la vegetación y el tono.

En la primera parte se presentan ejemplos de cada grupo o tipo especial de rocas y en la segunda de áreas geológicamente complejas donde afloran más de dos unidades.

Los esquemas de drenaje fueron sacados directamente de las fotografías más o menos al azar y cada uno cubre un área aproximada de 15 kilómetros cuadrados.

Fueron utilizadas fotografías aéreas a escala aproximada 1:55.000 del Instituto Geográfico Agustín Codazzi.

ABSTRACT

A carefully study of aerial photographs, along with short but efficient field check, can be of invaluable help in conventional geologic work.

Criteria such as type of drainage, structural and textural features, photographic tone, landform, vegetation and topographic expression are useful to recognize the different types of rocks from aerial photographs. Combination of two or more of these criteria make possible the identification of many types of rocks or permit bring together different rock types in a representative rock unit.

For each area in particular a single criterium or several criteria might be a good diagnostic to recognize an specific type of rock or rock unit.

An effort is made to give guides and criteria, which can be used, to identify and separate different types of rock or rock units from aerial photographs, with special reference to igneous and metamorphic rocks. Stratified rocks and recents Quaternary deposits are treated in a general way.

In the studied areas drainage and structural features have been the most valuables identifying criteria, next in importance are vegetation and tone.

The first part of the work is concerning with examples of special types of rocks. In the second part examples of geologically complex area are given.

The sketch of drainage were taken randomly from the aerial photographs, and each one cover aproximatly an areal extent of 15 square kilometers.

In this work were used areal photograph scale 1:55.000 from the Instituto Geográfico Agustin Codazzi.

INTRODUCCION

Las investigaciones de campo estuvieron a cargo de los Geólogos del Inventario Minero Nacional, Zona II Medellín, entre 1964 y 1968. El Cuadrángulo J-8 fue levantado por la Escuela Nacional de Minas de Medellín y con anterioridad al trabajo fotogeológico habían sido publicadas las hojas correspondientes al Cuadrángulo I-8 por el Dr. Gerardo Botero Arango y la parte oriental del Cuadrángulo I-7 por el Dr. Emil Grosse (Fig. 1).

Se utilizaron fotografías aéreas a escala aproximada 1:55.000 del Instituto Geográfico Agustín Codazzi.

PROPOSITO

La finalidad del presente trabajo es la de enfatizar la importancia de estudios fotointerpretativos en detalle, relacionados a áreas donde afloran rocas ígneas y metamórficas principalmente.

Se trata de familiarizar al lector, con alguna experiencia en fotointerpretación, en el reconocimiento de rocas ígneas y metamórficas sobre fotografías aéreas, aplicando las guías o criterios previamente establecidos según las características del área.

En la primera parte se presentan guías de reconocimiento propias para cada unidad o tipo de roca en particular. En la segunda, se dan todos aquellos criterios a seguir en áreas geológicamente complejas.

LOCALIZACION

El área estudiada comprende el departamento de Antioquia en una faja central de aproximadamente 120 kilómetros de ancha (entre los ríos Cauca y Magdalena) y la parte Norte del Departamento de Caldas. Cubre 200 planchas a escala 1:25.000 (Fig. 2)

TRABAJOS ANTERIORES

Hasta el presente no se conocen estudios fotointerpretativos de esta índole en Colombia. Por esta razón no se hace referencia a trabajos previos. El autor se limitó a consultar textos y artículos relacionados con la materia, cuya referencia aparece en la bibliografía.

AGRADECIMIENTOS

El autor reconoce la eficaz ayuda prestada por el fotogeólogo Carlos Cáceres G. del Departamento de Geología, de la Universidad Nacional de Colombia y el geólogo Darío Barrero Lozano de

Ingeominas, de quienes recibió el autor provechosas críticas e insinuaciones. A cada uno de los geólogos del Antiguo Inventario Minero, Zona II Medellín, el autor expresa su agradecimiento por su ayuda en las verificaciones de campo, lo mismo a Carlos Ruiz, laboratorista de Ingeominas, quien tuvo a su cargo la reducción y construcción de los estereopares.

Finalmente al Dr. Andres Jimeno Vega, Director del Instituto Nacional de Investigaciones Geológico—Mineras, por el interés y colaboración prestados para la realización del presente trabajo.

GEOLOGIA GENERAL

Las rocas que afloran en el área son de edad Precámbrico a Cuaternario.

Se presenta una amplia variedad de rocas sedimentarias, ígneas (intrusivas y extrusivas) y metamórficas. Las rocas metamórficas están representadas por esquisto verde y negro, cuarcita, mármol, neis, anfibolita, filita y filonita, productos de metamorfismo regional, de contacto y dinámico respectivamente. Algunos tipos de rocas parecen haber sufrido más de un metamorfismo.

Importantes cordones de serpentinas y extensas zonas de roca verde tienen amplia distribución en el área.

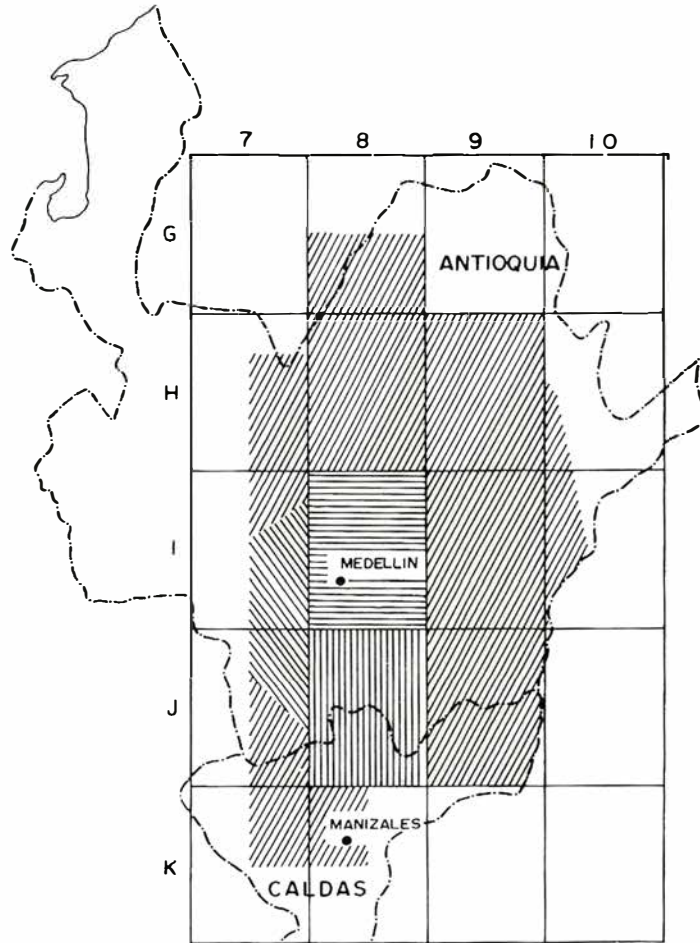
Rocas plutónicas como cuarzodiorita, granodiorita y gabro en menor escala, del Cretáceo en su mayoría, cubren aproximadamente un 50 por ciento del área y constituyen principalmente los denominados Batolito Antioqueño, Batolito de Sonsón y un sinnúmero de stocks no denominados.

Las rocas sedimentarias cretácicas se componen en general de shale, chert, ocasionalmente conglomerado y roca verde interstratificada, las cuales en algunos sitios presentan efectos débiles de metamorfismo. Descansando discordantemente sobre rocas más antiguas se presentan rocas de edad Terciaria que litológicamente corresponden a arcillas, areniscas y conglomerados. En la parte Suroeste del área algunos niveles presentan mantos de carbón.





Importantes plutones dioríticos se manifiestan principalmente en la parte occidental y se consideran de edad Terciaria. Andesita y pórfidos andesíticos cortan los sedimentos terciarios de la llamada Formación Combia que consta de derrames de basalto, andesita, además de tobas, cenizas, conglomerados y aglomerados.

Probablemente durante el plio—pleistoceno, un manto de cenizas y tobas cubrió la parte Suroeste y Sureste de la región, donde se presentan formas y depósitos glaciares.

El área está complicada estructuralmente por un intenso



GEOLOGIA ELABORADA POR LAS SIGUIENTES PERSONAS O ENTIDADES

-  Emil Grosse.
-  Gerardo Botero Arango
-  Escuela de Minas, Medellin
-  Inventario Minero Nat, Zona II - Medellin.

0 50 100 150 Km
ESCALA

D. I. C. O.



MAPA INDICE

0 120 240 360K

ESCALA 1:12'000 000

D. I. C. O.

fallamiento y plegamiento, siendo las fallas más importantes la de ROMERAL al Oeste y las de PALESTINA y OTU al Este. El desplazamiento de las dos últimas parece ser principalmente horizontal. (carátula).

GUIAS DE IDENTIFICACION

ELEMENTOS POSITIVOS

Para estudios de fotointerpretación geológica, a partir de fotografías aéreas, se debe tomar en conjunto los siguientes criterios de reconocimiento: rasgos texturales, tono fotográfico, vegetación, expresión topográfica, drenaje, características erosionales, rasgos estructurales (tales como estratificación, foliación y diaclasamiento) y forma (Ray, 1956, 1960 — Miller, 1961 — Lattman and Ray, 1965).

Algunos elementos son de mayor utilidad que otros, pero sólo un uso racional de ellos dará como resultado una buena interpretación. Cualquier elemento de reconocimiento es más efectivo cuando es utilizado en compañía de otro u otros. Se debe evitar en lo posible hacer interpretaciones sin suficientes elementos de juicio.

Indudablemente los diferentes criterios a aplicar para la misma roca en diferentes áreas, varían con el clima, la vegetación, el estado erosional, etc. Elementos de primera importancia para identificar los diferentes tipos o conjuntos de rocas en el área estudiada, tales como, el drenaje y los rasgos estructurales, combinados con otro u otros criterios como vegetación y rasgos texturales, proporcionarán seguramente resultados muy satisfactorios.

ELEMENTOS NEGATIVOS

Es necesario anotar que existen elementos negativos (independientes a los inherentes a la fotografía en sí) que enmascaran y dificultan la fotointerpretación.

En esta área en especial se encuentran los siguientes: cubierta de espesor variable formada por cenizas y tobas volcánicas, profundidad de meteorización, cubierta vegetal y vegetación muy densa y homogénea en áreas de rocas diferentes.

GUIAS PARA IDENTIFICAR DEPOSITOS NO CONSOLIDADOS Y ALGUNAS ROCAS SEDIMENTARIAS

ALUVIONES — TALUDES — TERRAZAS — CONOS

En esta clase particular de depósitos es relativamente fácil de

reconocer sobre fotografías aéreas, dado que, cada uno posee características propias, que resaltan claramente en relación con las rocas adyacentes.

Los criterios de reconocimiento son: forma planar en aluviones (Fig. 4), forma tabular inclinada desarrollada en conos (Fig. 4), forma tabular en terrazas (Fig. 5) y textura distintiva en los taludes (Fig. 6 y 7). En orden secundario vegetación y drenaje.

CENIZAS Y TOBAS VOLCANICAS

Por ser generalmente de poco espesor solamente atenúan el relieve preexistente. Su rasgo más distintivo es el tono claro en relación con las rocas adyacentes que afloran ocasionalmente y las cuales controlan el drenaje. Algunas veces se presentan en las tobas espesores de alguna importancia lo cual se refleja en el drenaje y la vegetación (Fig. 8 y 9).

FORMAS Y DEPOSITOS GLACIARES

Aunque la zona en sí no fué estudiada geológicamente por el Inventario Minero, se ha creído necesario incluir estas formas glaciares por considerarlas un ejemplo típico para esta clase de depósitos.

Los estereopares mostrados corresponden a la zona Norte del Nevado del Ruiz y en ellos se observan típicos valles en U, circos glaciares y morrenas, que se pueden reconocer fácilmente tanto por su forma como por el tono y los rasgos texturales (Figs. 10 a 14).

ROCAS SEDIMENTARIAS CONSOLIDADAS

En el área afloran rocas sedimentarias terciarias y cretáceas las cuales difieren ampliamente en cuanto a su apariencia en las fotografías aéreas, presentando características definidas para cada uno de los grupos aquí establecidos.

ROCAS SEDIMENTARIAS Terciarias

Presentan tonos claros a veces con bandas más oscuras, en algunas zonas con muy buena estratificación. El drenaje es irregular debido a la alternancia de areniscas, arcillas y conglomerados, lo cual incide sobre la permeabilidad relativa del conjunto. La ausencia de diaclasamiento y caracteres erosivos diferenciales muy fuertes indican falta de homogeneidad en la unidad. Vegetación generalmente escasa y formas topográficas algo irregulares pero que tienden a formar cerros simétricos son caracteres distintivos (Fig. 15).

ROCAS SEDIMENTARIAS CRETACEAS

En el área estudiada estas rocas son particularmente difíciles de distinguir, a partir de fotografías aéreas, por estar relacionadas con rocas metamórficas de bajo grado o por haber sufrido en algunas zonas un débil metamorfismo.

Las características que a continuación se describen corresponden a las rocas cretáceas que afloran en San Francisco, Aquitania y Berlín. Allí constan principalmente de shale negro interestratificado con arenisca y lentes de conglomerado en ocasiones con intercalaciones concordantes de chert y roca verde.

Como característica fotointerpretativa se anota que no presentan una estratificación definida. Podría decirse que corresponde más propiamente a una seudofoliación, ocasionada por diaclasas cercanamente espaciadas, con un marcado paralelismo. El tono es generalmente gris oscuro. El drenaje es dendrítico de densidad media-alta, debido a la baja permeabilidad del shale. Los arroyos secundarios son sinuosos y los canales regularmente profundos con tributarios rectos escasos y rasgos erosionales y topograficos fuertes, como consecuencia de la heterogeneidad de la unidad (Figs. 16 y 17).



Figura 4.—ALUVIONES — TERRAZAS — CONO
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 242, fotografías Nos. 1951—1952, plancha 130—III—B del I.G.A.C.

Los depósitos cuaternarios recientes (Q) se distinguen principalmente por sus formas planares en relación con los rasgos texturales de las rocas adyacentes. Nótese la forma tabular y tabular inclinada de la terraza (Q_t) y del cono aluvial (Q_c). Obsérvese la diferencia textural con las rocas sedimentarias (T) y la roca verde (V).

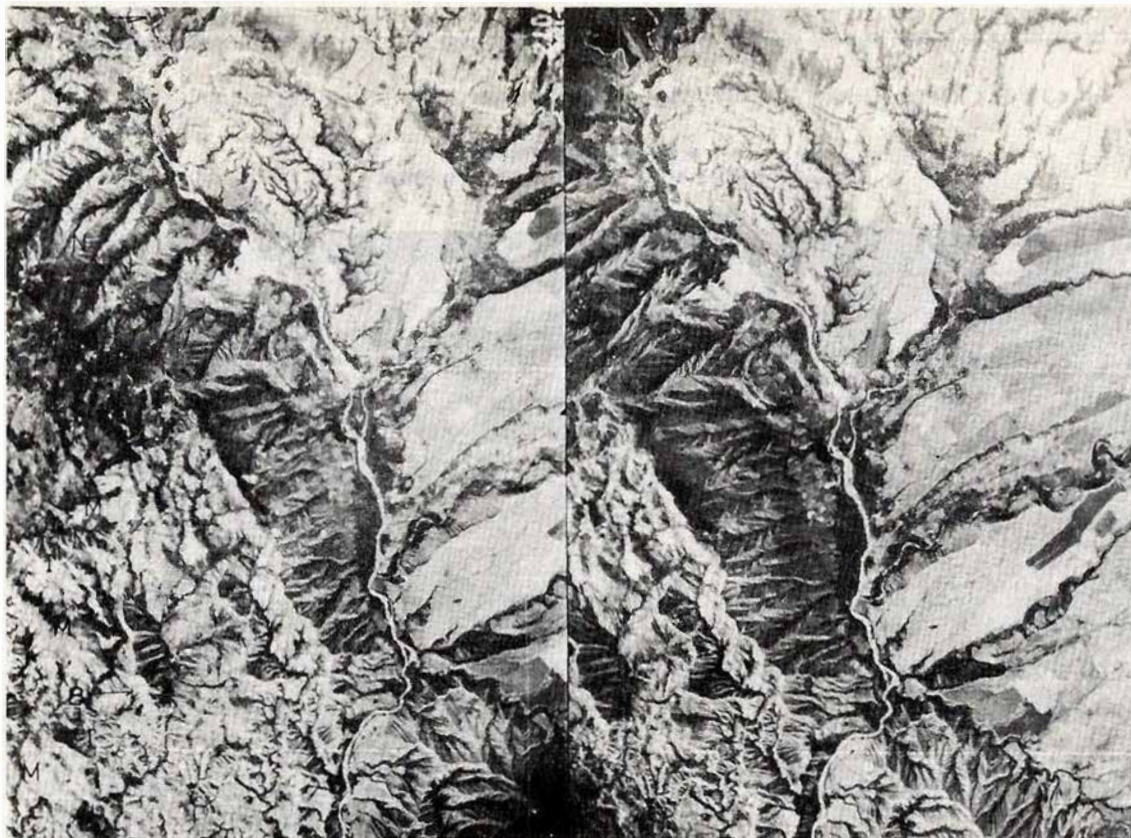


Figura 5.— TERRAZAS

Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 1161, fotografías Nos. 27072—27073, plancha 245—III—C del I.G.A.C.

Típicas terrazas en parte disectadas. Nótese los diferentes niveles. Los rasgos morfológicos y texturales son distintivos en relación con las rocas adyacentes.

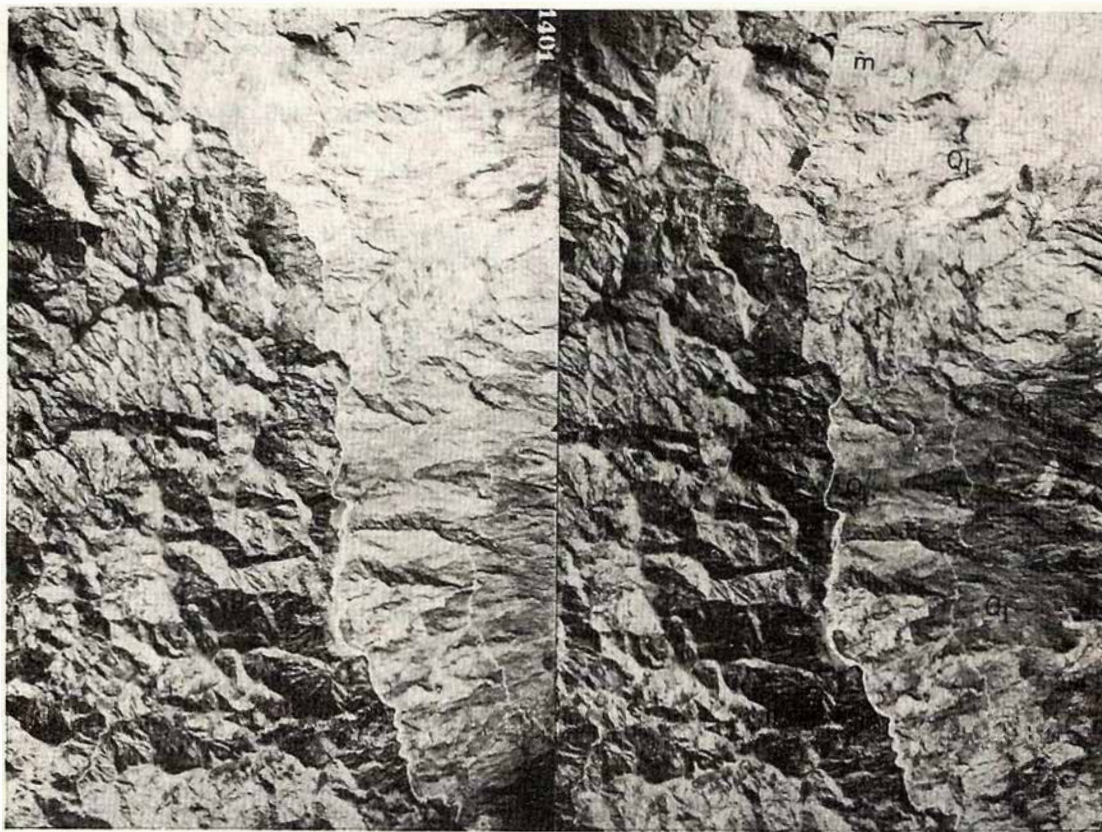


Figura 6.— TALUDES

Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 441, fotografías Nos. 1941—1942, plancha 116—II—C del I.G.A.C.

Taludes (Q_1) principalmente de gabbro, se reconocen por los rasgos texturales y ocasionalmente por el tono y el drenaje. Las rocas del batolito Antioqueño (I) presentan una delgada capa de cubierta. Nótese el contraste entre las anteriores y las metamórficas (m).

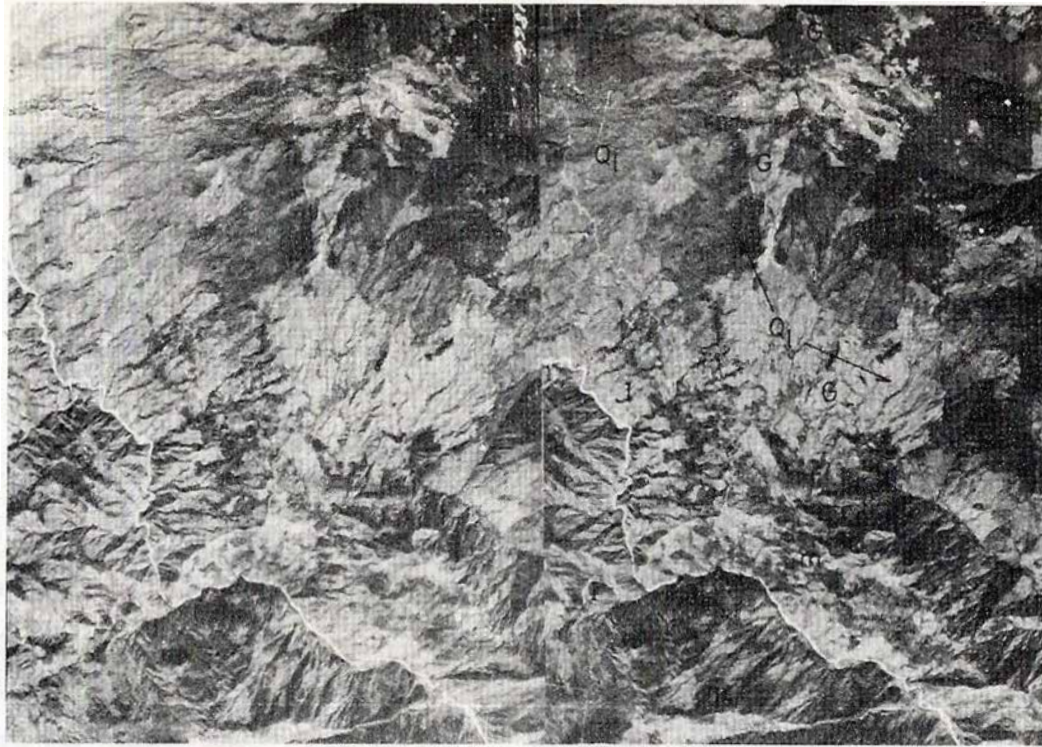


Figura 7.— TALUDES

Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 1447, fotografías Nos. 1865—1866, plancha 116—II—C,D del I.G.A.C.

Nótese la diferencia textural entre taludes (Q_1) y las rocas adyacentes, las cuales corresponden a gabro (G) rocas ígneas del Batolito Antioqueño (I) y rocas metamórficas sin diferencias (m).
El tono en este caso no es criterio de reconocimiento para esta clase de taludes en especial.



Figura 8.— TOBAS

Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 397, fotografías Nos. 6854—6855, plancha 206—IV—C del I.G.A.C.

Los tonos claros representan tobas y cenizas volcánicas. Tanto el drenaje como los rasgos topográficos se notan algo modificados donde la cubierta es de algún espesor.

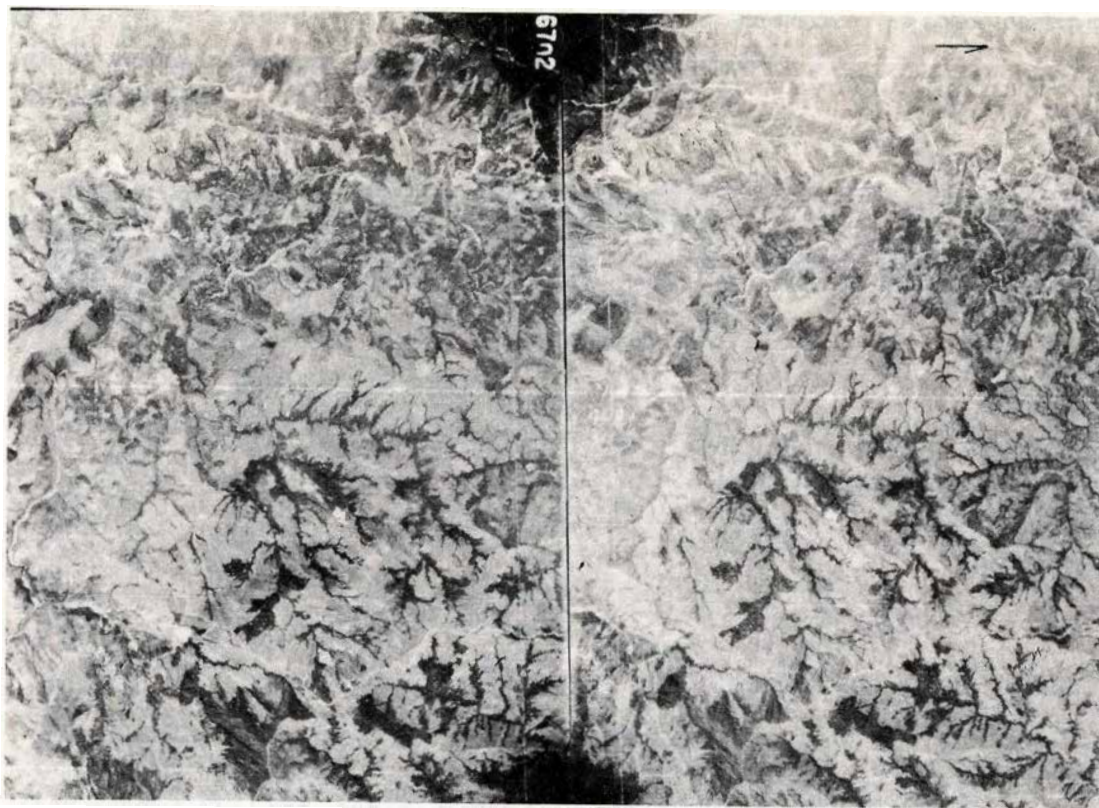


Figura 9.— TOBAS

Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 394, fotografías Nos. 6702—6703, plancha 206—III—D del I.G.A.C.

Tobas de poco espesor, indicadas por los tonos claros.

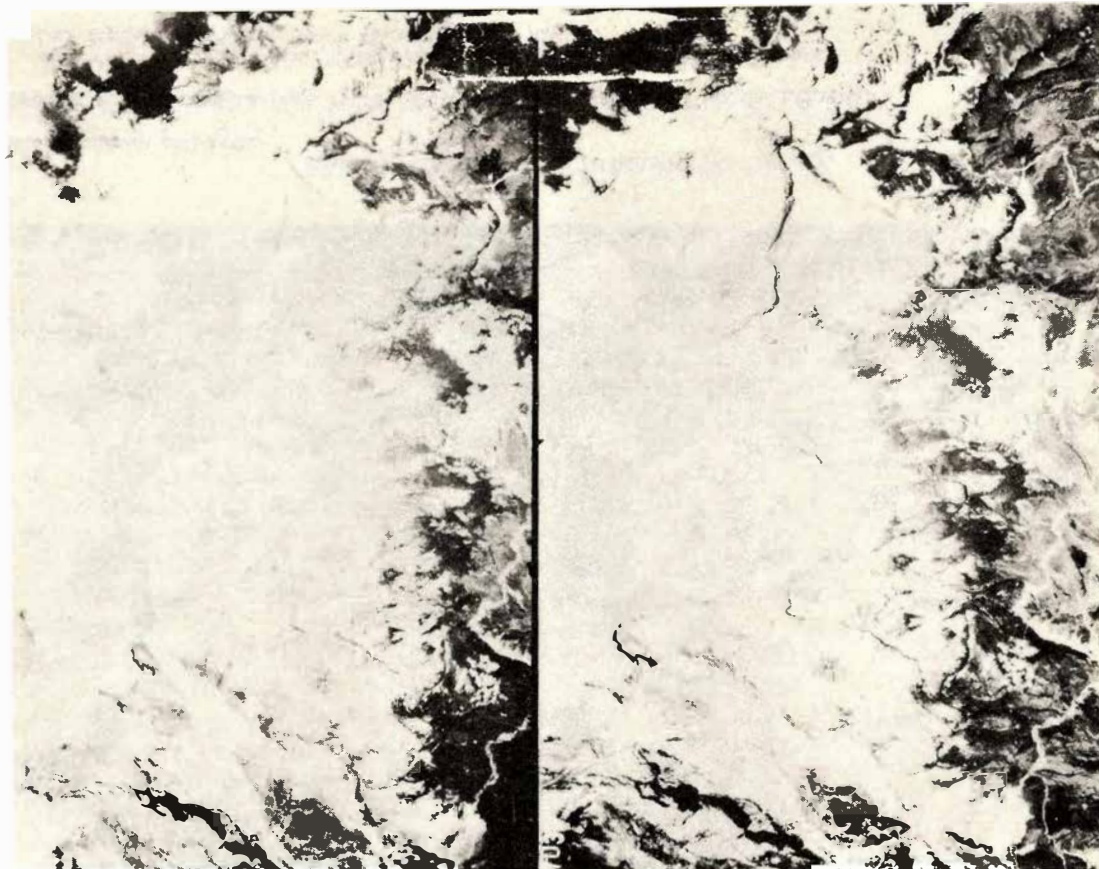


Figura 10.— AREA GLACIAR

Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 402, fotografías Nos. 7030—7031, plancha Nevado del Ruiz del I.G.A.C.

Morfología típicamente glaciar. Obsérvese el desarrollo actual de las morrenas.

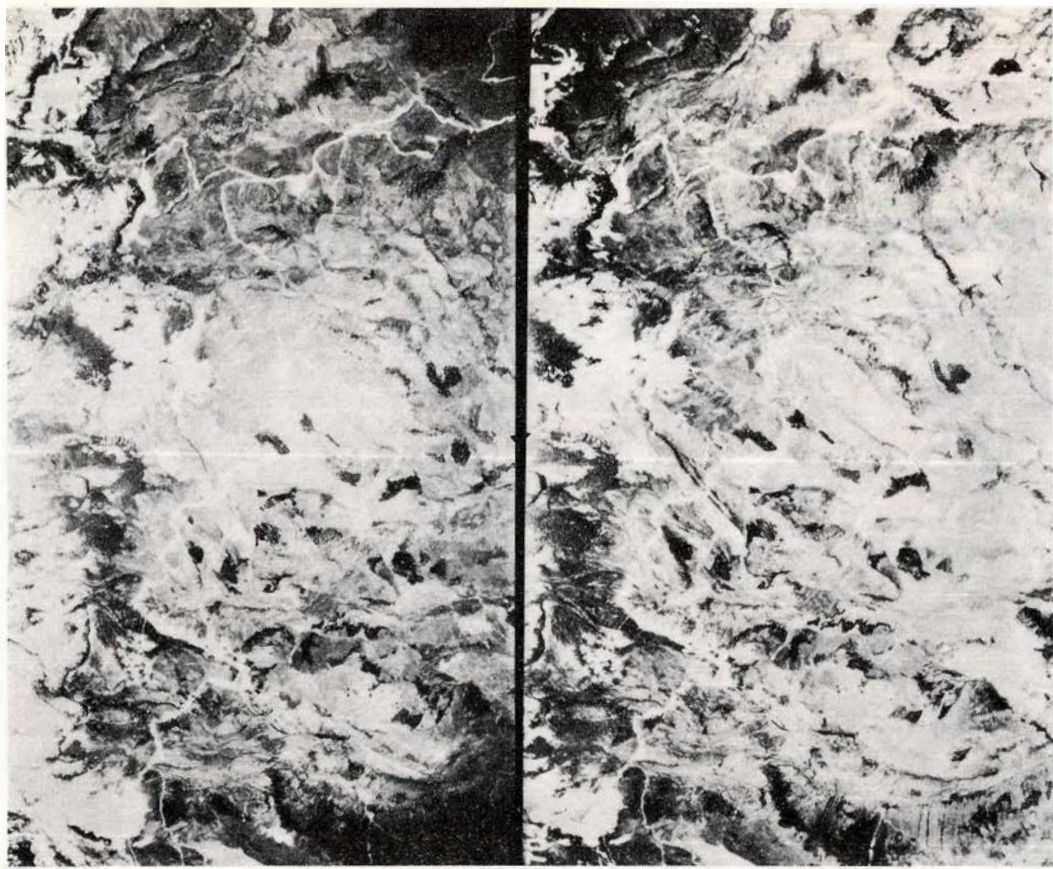


Figura 11.— MORFOLOGIA TÍPICAMENTE GLACIAR

Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 402, fotografías Nos. 7029—7030, plancha Nevado del Ruiz del I.G.A.G.

Area de glaciación intensa. Nótese circos y valles en U muy bien definidos.
Los depósitos corresponden a material morrénico.

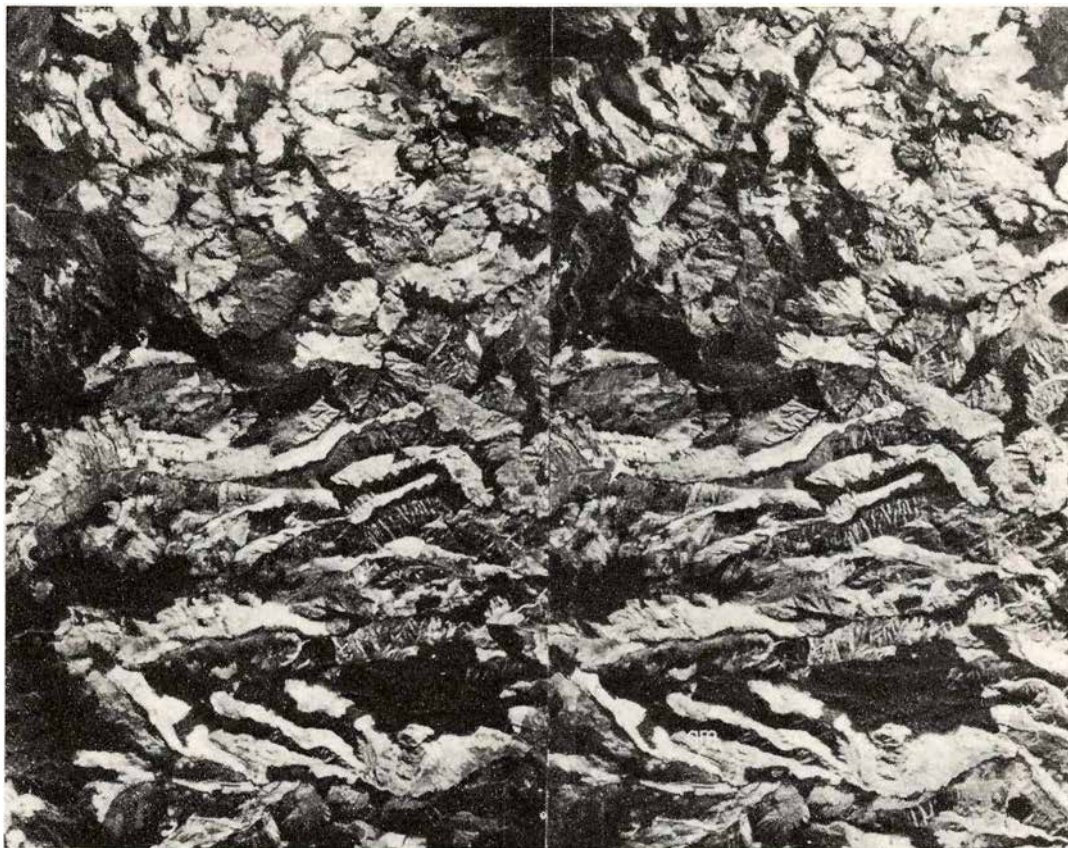


Figura 12.— AREA GLACIAR

Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 397, fotografías Nos. 6856—6857, plancha 225—11—A,C del I.G.A.C.

Zona claramente afectada por glaciación. Valles glaciares (gv) y morrenas laterales y frontales (gm).

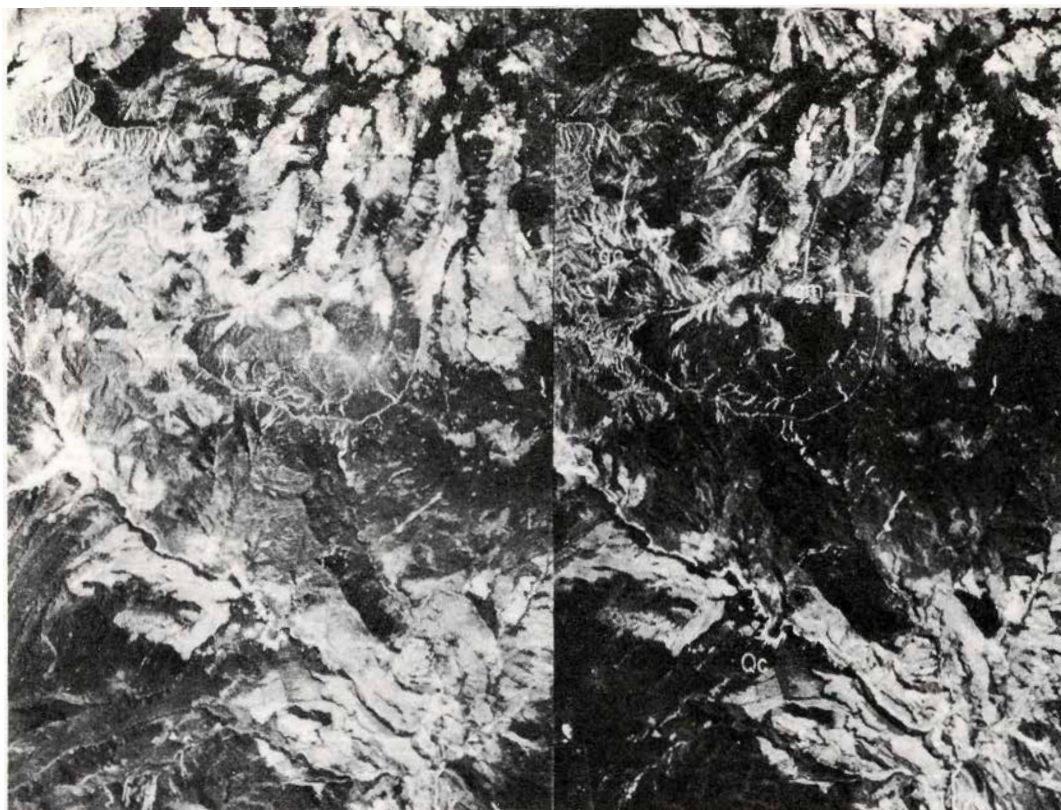


Figura 13.— AREA GLACIAR (Escala aproximada 1:110.000)

Sobre No. 402, fotografías Nos. 7023—7024, plancha 206—IV—A, C del I.G.A.C.

Restos de un circo glaciar (gc) y morrenas laterales (gm). Obsérvense los diferentes niveles del cono aluvial (Q_c).

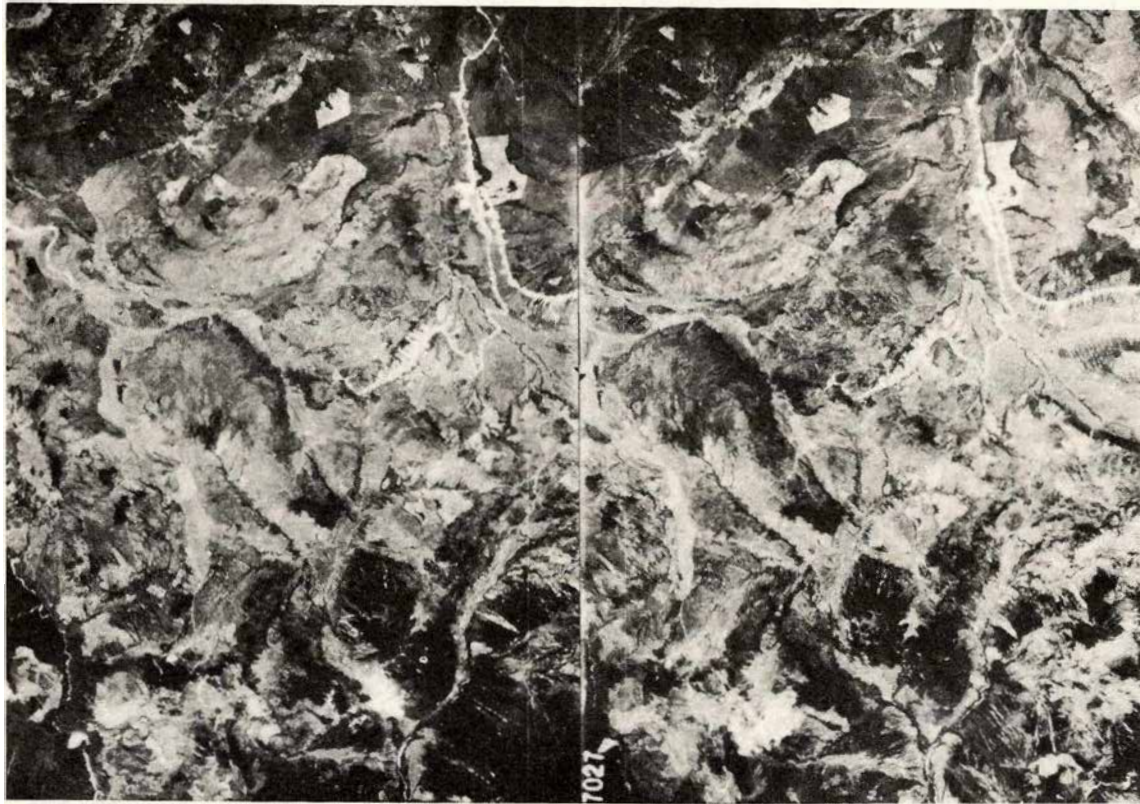


Figura 14.—AREA GLACIAR (Escala aproximada 1:110.000)

Sobre No. 402, fotografías Nos. 7027—7028, plancha 225—II—C,D IV—A,B del I.G.A.C.

Zona intensamente afectada por glaciación. Nótese el depósito glaciario de fondo (A) y los valles glaciares (B) muy erodados.

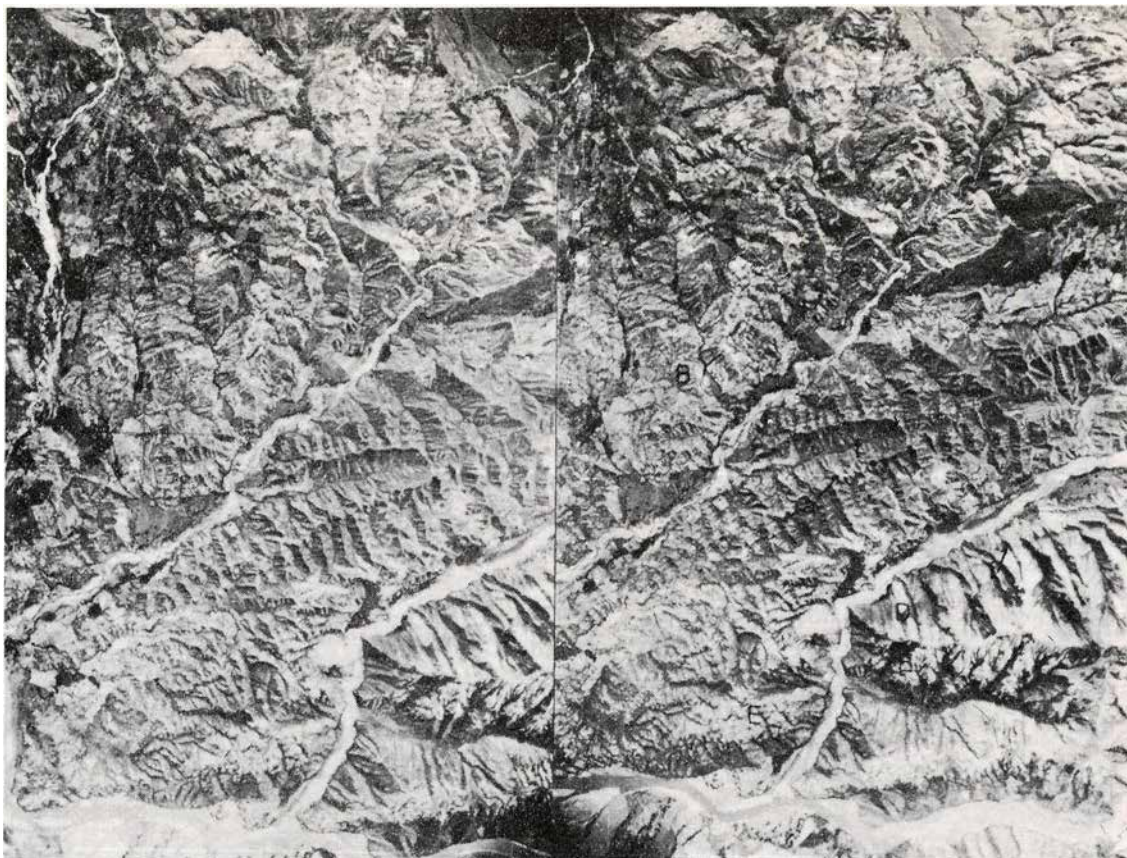


Figura 15.—ROCAS SEDIMENTARIAS TERCIARIAS
(Escala aproximada 1:110.000)

Sobre No. 242, fotografías Nos. 1950—1951, plancha 130—III—B,D del I.G.A.C.

Rocas sedimentarias bien a regularmente estratificadas con busamientos fuertes. Obsérvese la zona subplegada (B) y las bandas de estratificación (a). Los rasgos Estructurales revelados por la estratificación, la textura, el drenaje y la morfología son en su orden las características fotointerpretativas más importantes para este tipo de rocas. Nótese la diferencia con la diorita (D) y el esquistoso (E). Alineamientos y fallas son mostrados por la letra (f).

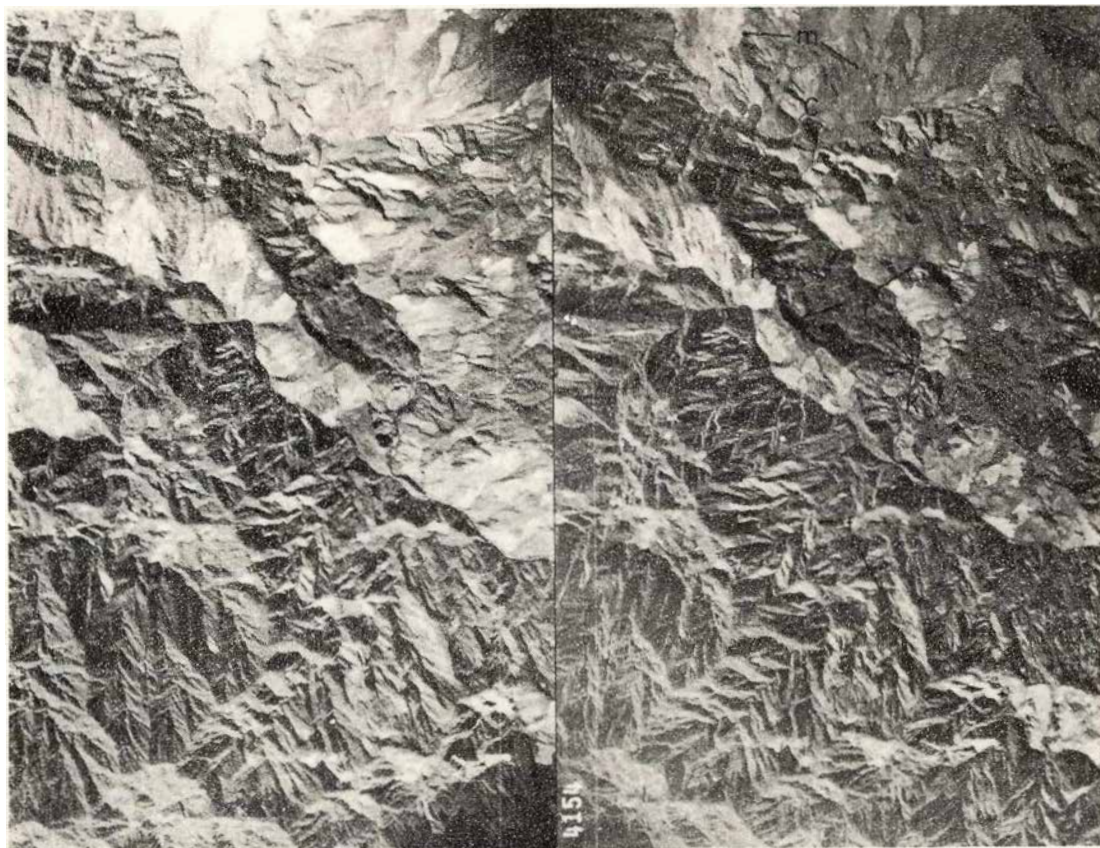


Figura 16.—ROCAS CRETACEAS (Escala aproximada 1:110.000)

Sobre No. 319, fotografías Nos. 4154—4155, plancha 168—I—C del I.G.A.C.

Rocas cretáceas en su mayor parte shale (K). Nótese el drenaje dendrítico. La cuarcita (C) se diferencia del shale por el tono y los rasgos texturales y topográficos. (m) marca el contacto entre cuarcita y otras rocas metasedimentarias. (f) representan segmentos de falla.

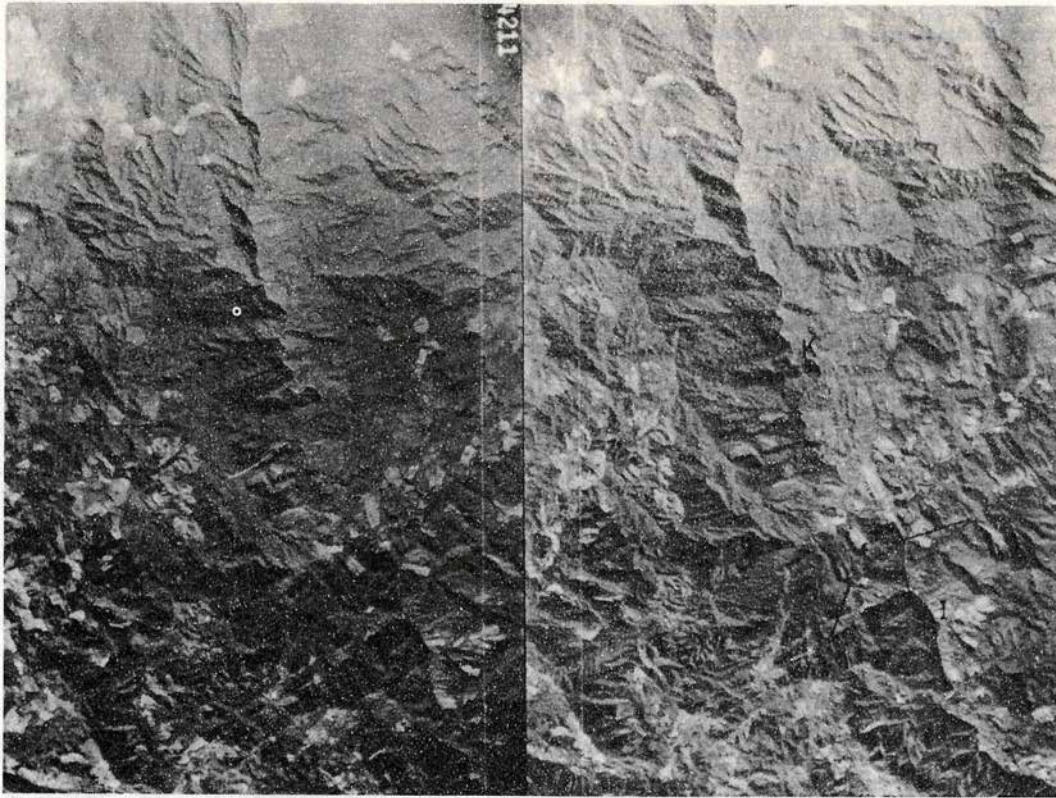


Figura 17.—ROCAS CRETACEAS (Escala aproximada 1:110.000)

Sobre No. 320, fotografías Nos. 4211—4212, plancha 168—III—B del I.G.A.C.

Rocas cretáceas (K). Falla de Aquitania (f). Rocas ígneas (I). Obsérvese la diferencia en drenaje. Los rasgos texturales y estructurales son diferentes para las rocas cretáceas y las rocas ígneas.

GUIAS DE IDENTIFICACION DE ROCAS IGNEAS

GENERALIDADES

En general es relativamente fácil separar rocas ígneas, de los diferentes tipos de rocas encajantes, si se trata de cuerpos de un tamaño que esté acorde a la escala de la fotografía con la cual se está trabajando.

A partir de fotografías aéreas es posible distinguir rocas ígneas intrusivas de extrusivas, pero es supremamente difícil separar diferentes tipos de cada una de ellas. Sin embargo, cuando esto se requiera, será necesaria una apropiada verificación previa de campo, que ayude al fotointérprete en la búsqueda de criterios inherentes a cada unidad.

Un cuidadoso examen del área ha hecho notoria la importancia de criterios como drenaje, rasgos estructurales, forma, vegetación, tono, rasgos erosionales y texturales, como elementos esenciales en la separación de unidades dentro de las rocas ígneas propiamente dichas.

Las rocas ígneas extrusivas se identifican en fotografías aéreas principalmente por la forma y drenaje peculiares; en contraste con las ígneas intrusivas que se reconocen por su drenaje dendrítico, el carácter homogéneo de la roca, el desarrollo de dos, tres y hasta cuatro sistemas de diaclasas que se intersectan formando cualquier ángulo y los rasgos erosivos y topográficos generalmente moderados.

La separación de las rocas ígneas de las rocas encajantes se basa en las relaciones estructurales, el contraste tonal y textural, la vegetación y los rasgos topográficos y erosionales manifestados claramente, debido a la fuerte diferencia en su composición.

El carácter homogéneo de muchas rocas intrusivas y su diaclasamiento característico, son criterios valiosos en la identificación de este tipo de rocas.

ROCAS IGNEAS EXTRUSIVAS ANDESITA Y PORFIDO ANDESITICO

En el área afloran principalmente andesita, pórfido andesítico y basalto, los cuales se han fotointerpretado obviamente como una sola unidad.

Ha sido relativamente fácil identificar sobre fotografías aéreas este tipo de rocas ya que se destacan tanto topográficamente como por su forma en relación con las rocas adyacentes. Además, presentan un drenaje generalmente radial (Fig. 18) semidenso, con muy pocos tributarios secundarios, ocasionalmente poca vegetación, y fuerte diferencia tonal y textual con las rocas encajantes (Figs. 19 y 20).

ROCAS EFISIVAS Y PIROCLASTICAS (FORMACION COMBIA)

En la parte Suroeste del área en estudio, se presenta la llamada Formación Combia, la cual está compuesta en rasgos generales, de derrames basálticos y andesíticos, cenizas, tobas algo endurecidas, conglomerados, areniscas y aglomerados. La caracteriza una topografía irregular subredondeada, con grandes escarpes, en general, hacia los bordes de la formación. Drenaje subparalelo a subangular denso a muy denso (Fig. 22), arroyos principales largos y algo sinuosos, arroyos secundarios más o menos rectos que caen a los principales en ángulo recto, mientras los tributarios caen a los secundarios en ángulo más o menos agudo. Zonalmente los arroyos secundarios y sus tributarios, en menor grado, conservan cierto paralelismo y la rectitud de los segmentos sugiere control estructural. En los escarpes se notan líneas de estratificación. Con raras excepciones, la vegetación es escasa y sólo se observan parches aislados. Hacia los escarpes son comunes los taludes (Fig. 23).

Una delgada cubierta de tobas y cenizas descanza sobre la Formación Combia (Fig. 24).

Cuando la formación se encuentra en contacto con los sedimentos terciarios resalta claramente por la diferencia tonal, topográfica y de drenaje.

ROCAS IGNEAS INTRUSIVAS

Como se anotó anteriormente es muy difícil separar, a partir de fotografías aéreas, tipos de rocas ígneas intrusivas.

En el área, tentativamente podemos reconocer tres grupos de rocas ígneas intrusivas, las cuales con mayor o menor dificultad se pueden identificar con relación a las demás rocas: BATOLITO ANTIOQUEÑO y de SONSON (granodioritas y cuarzdioritas principalmente), DIORITAS Y GABROS. Cada unidad tiene características propias de drenaje, rasgos estructurales (diaclasamiento), rasgos texturales y topográficos.

BATOLITO ANTIOQUEÑO Y DE SONSON

(Cuarzdiorita y Granodiorita)

De amplia distribución en el área estudiada. Resalta en las fotografías aéreas por presentar un drenaje dendrítico típico a dendrítico subangular, según la roca se encuentre débil o fuertemente afectada por diaclasamiento. Los arroyos principales son sinuosos y de canales amplios, los tributarios cortos y rectos. Característicamente presentan acumulaciones cuaternarias, (Figs. 25 a 28). Cuando el diaclasamiento es fuerte, se presenta en dos, tres y ocasionalmente cuatro sistemas que se entrecruzan formando

cualquier ángulo (Figs. 29 y 30).

Debido al carácter homogéneo de la roca, la topografía es suavemente ondulada y redondeada (Figs. 31 a 33).

El fuerte contraste en drenaje, rasgos estructurales, texturales y topográficos, así como las características erosionales, hacen que sea relativamente fácil separar la cuarzodiorita y granodiorita del Batolito de las demás rocas adyacentes, en la mayoría de los casos (Fig. 34).

En algunas ocasiones es difícil identificar las rocas del Batolito por su notable semejanza aparente sobre fotografías aéreas con los neises (paraneis y aún más con el neis intrusivo), para lo cual se han aplicado con relativo buen éxito los siguientes criterios: en el paraneis el drenaje en general es dendrítico rectangular, con arroyos paralelos, cercanamente espaciados, debido a que el sistema estructural imperante es una buena foliación o un intenso diaclasamiento en dos sistemas dominantes o la combinación de ambos; características estas no muy comunes en las rocas del Batolito. En el neis intrusivo el drenaje es típicamente dendrítico a dendrítico rectangular, el diaclasamiento generalmente se presenta en tres sistemas, pero los rasgos topográficos y aún erosivos son diferentes a los que comúnmente presentan las rocas del Batolito. El tono y la vegetación pueden también ser buenos auxiliares debido a la diferente composición petrográfica de los dos conjuntos.

DIORITA

En la parte occidental de la zona afloran importantes cuerpos dioríticos, los cuales se reconocen a partir de fotografías aéreas por mostrar un drenaje paralelo a subparalelo de densidad media. Los arroyos secundarios son regularmente largos y rectos y los escasos tributarios caen a aquellos en ángulo agudo formando canales angostos en forma de V (Figs. 35 a 38). La topografía generalmente es abrupta y empinada formando numerosos cerros más o menos simétricos. El tono es comúnmente claro a claro brillante. La vegetación es rala a muy escasa y el diaclasamiento muy irregular (Figs. 39 y 40).

GABRO

Este tipo de roca es muy difícil de identificar a partir de fotografías aéreas. El conocimiento de campo permitió establecer algunas características de identificación para este tipo especial de roca. Ellas son: topografía moderada, carácter homogéneo, tono claro, parches de vegetación, apariencia topográfica rugosa, cuando la roca está muy meteorizada y un buen desarrollo de diaclasas. (Es notable el hecho que aquellas zonas con mayor vegetación y

diaclasamiento en las verificaciones de campo han correspondido a gabros de grano grueso) (Fig. 41).

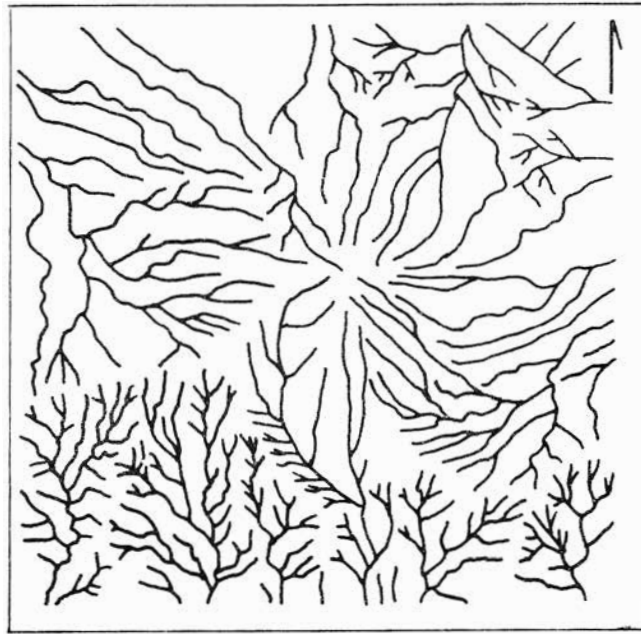


Figura 18.— IGNEAS EXTRUSIVAS—PORFIDO ANDESITICO
(Escala aproximada 1:55.000)

Sobre No. 396, fotografía No. 6817, plancha 166—I—D, II—C del I.G.A.C.

Drenaje radial en pórfido andesítico. La zona de drenaje más denso, parte inferior del esquema, corresponde a la roca encajante.

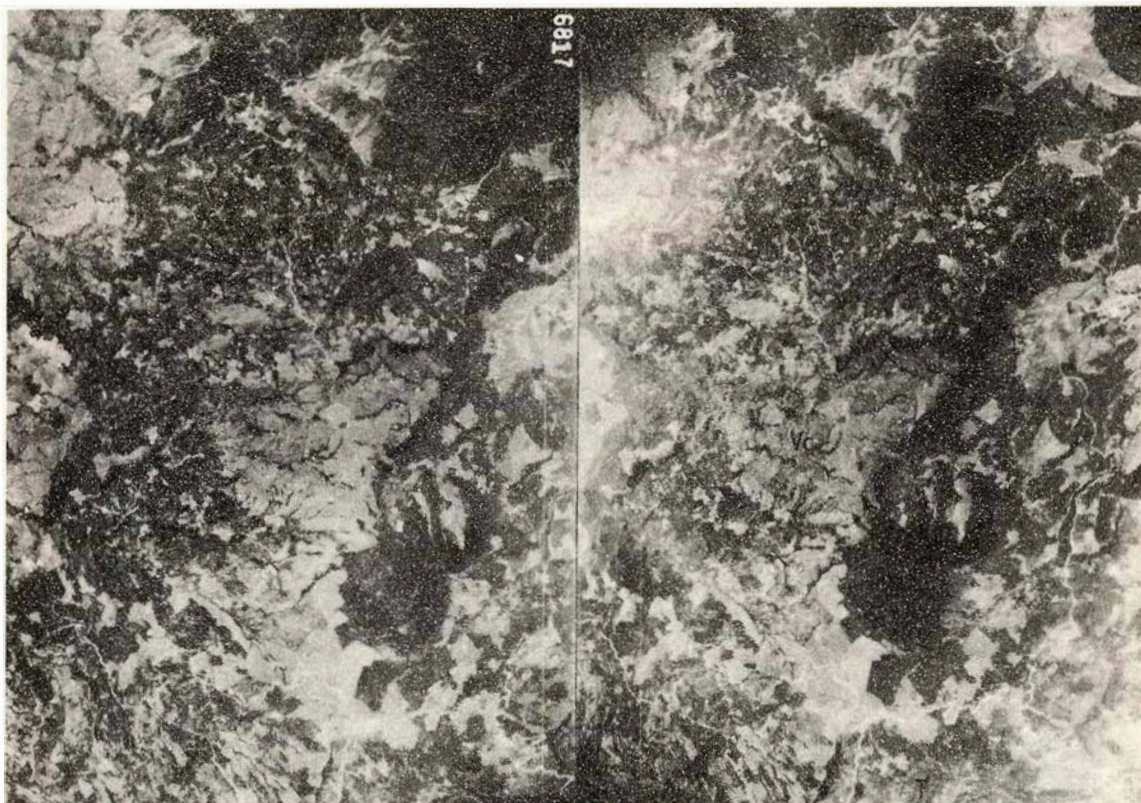


Figura 19.— IGNEAS EXTRUSIVAS—ANDESITA Y PORFIDO ANDESITICO
(Escala aproximada 1:110.000)

Sobre No. 396, fotografías Nos. 6817—6818, plancha 166—I—D, II—C del I.G.A.C.

Andesita y pórfido andesítico (P) resaltan claramente por la forma, el tono y el drenaje radial. Nótese el escarpe y el talud de la Formación Combia (Vc). Obsérvese el contraste con el Terciario sedimentario (T).

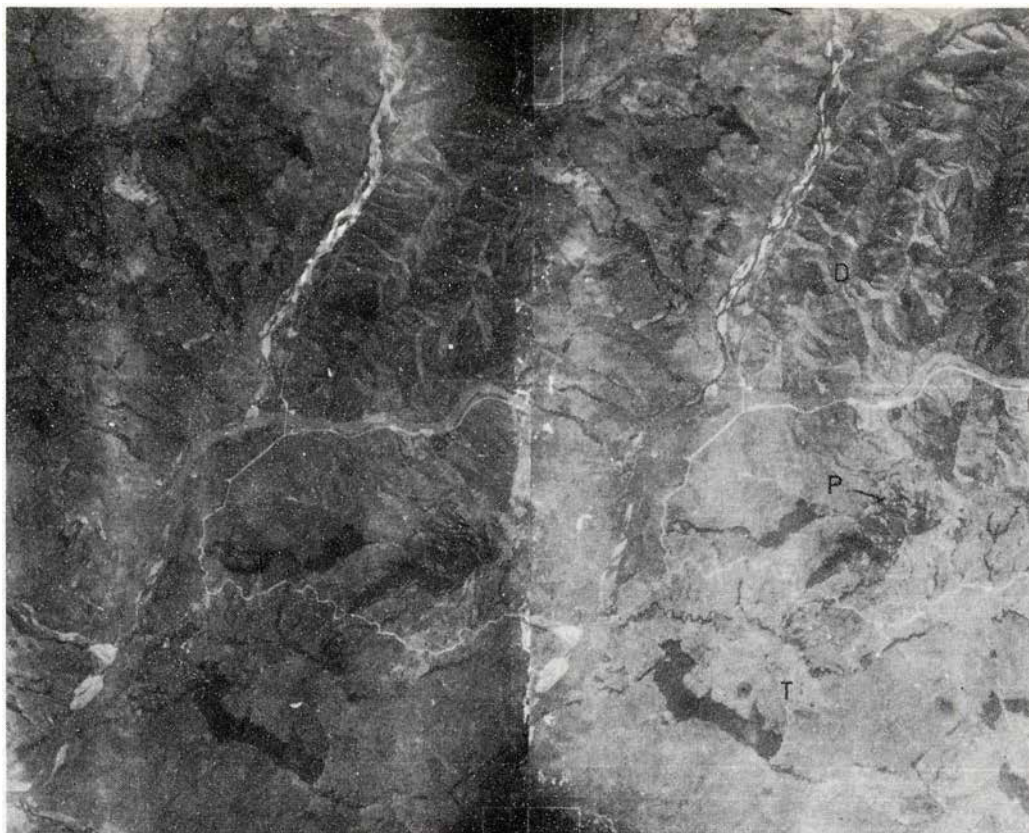


Figura 20.— IGNEAS EXTRUSIVAS — ANDESITA Y PORFIDO ANDESITICO
(Escala aproximada 1:110.000)

Sobre No. 409, fotografías Nos. 7240—7241, plancha 166—IV—C del I.G.A.C.

Rasgos topográficos prominentes, drenaje radial y tono característico para andesita y pórfido andesítico (P). Nótese las líneas de estratificación en los sedimentos del Terciarios (T), así como la gran diferencia en tono, relieve y drenaje con las rocas dioríticas (D).

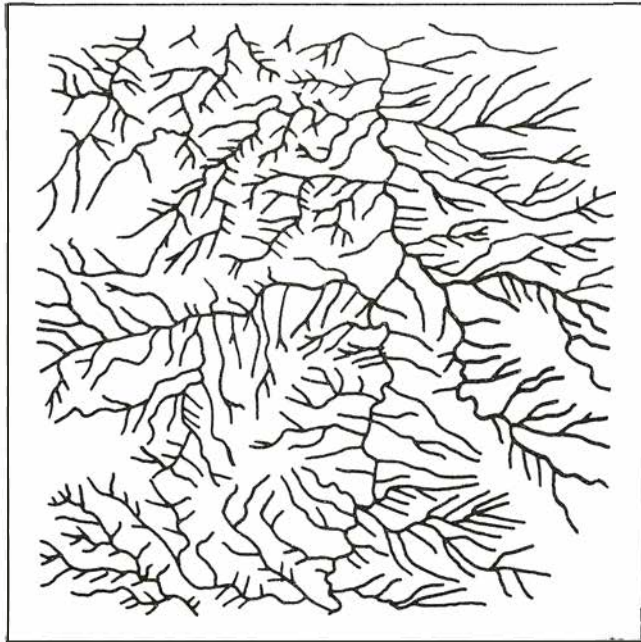


Figura 21.—
Sobre No. 711 fotografía 13784
plancha 166-IV-A del I.G.A.C.

Drenaje subparalelo a subangular
denso (Formación Combia).

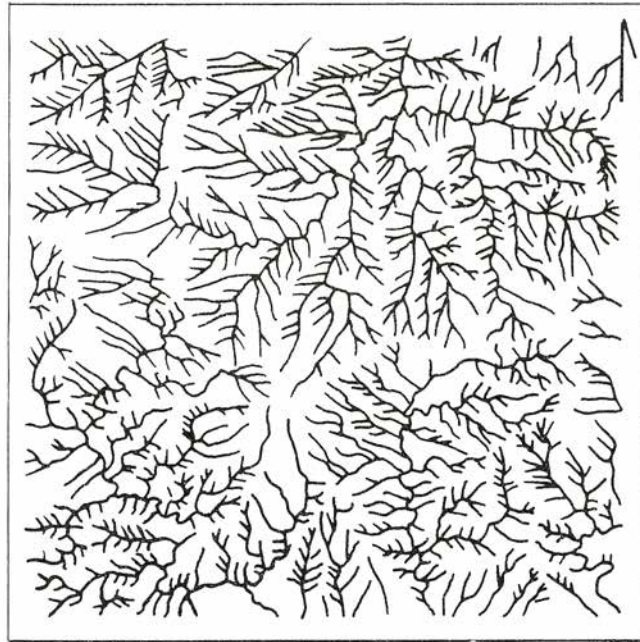


Figura 22.—
Sobre No. 396, fotografía No. 6814,
plancha 166-III-D del I.G.A.C.

Drenaje subparalelo a subangular
muy denso (Formación Combia).

ROCAS EFUSIVAS Y PIROCLASTICAS
Escala aproximada 1:55.000

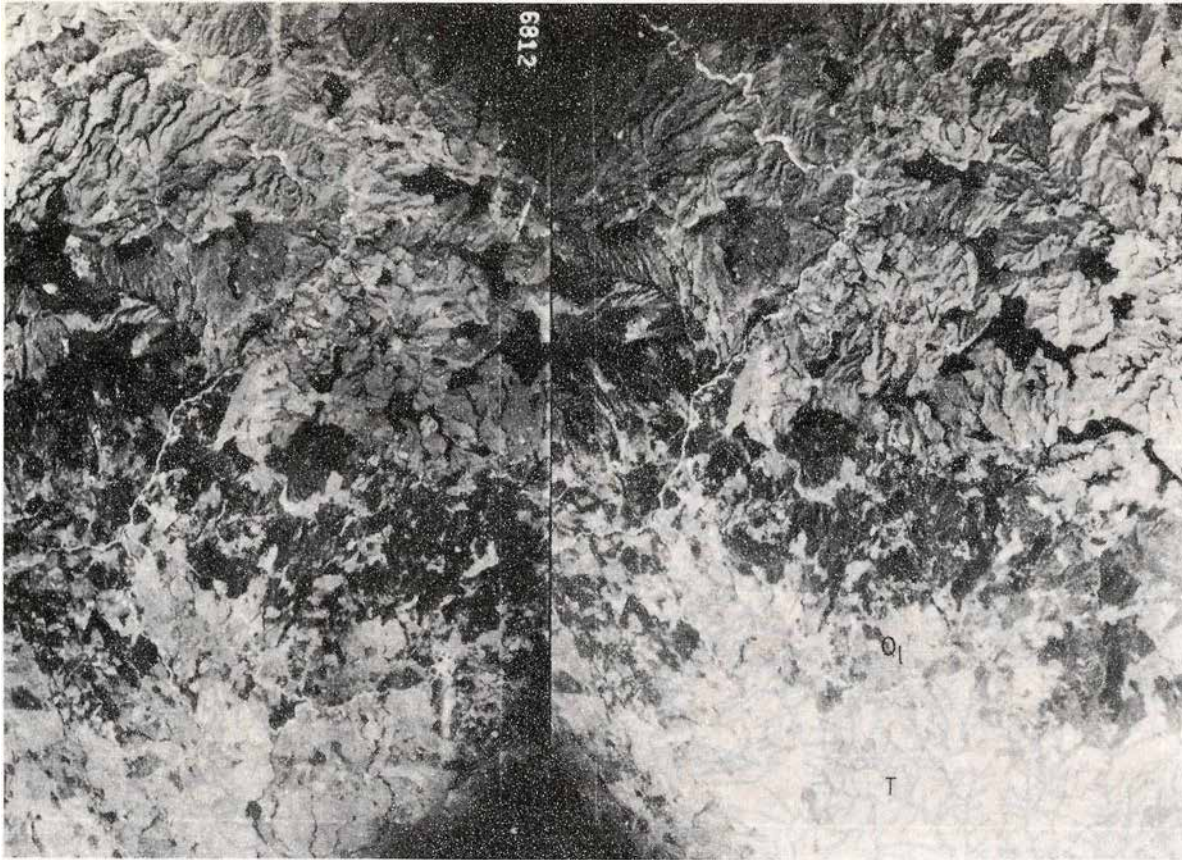


Figura 23.— ROCAS EFUSIVAS Y PIROCLASTICAS
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 396, fotografías Nos. 6812–6813, plancha 166–III–D, IV–D del I.G.A.C.

Formación Combia (Vc), Escarpes con señales de estratificación y formación de taludes (Q₁) en contraste con las rocas sedimentarias del terciario (T), de tono claro, drenaje y rasgos topográficos completamente distintos.



Figura 24.— ROCAS EFUSIVAS Y PIROCLASTICAS
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 711, fotografías Nos. 13787—13788, plancha 166—III—B del I.G.A.C.

Típica formación Combia. Nótese el drenaje subparalelo y rasgos topográficos irregulares. Los tonos gris claro representan la cubierta de cenizas y tobas. La diferencia topográfica y tonal observada en la parte oriental corresponde a sedimentos del Terciario.



Figura 25.—
Sobre No. 94, fotografía No. 2679,
plancha 148-II-A del I.G.A.C.

Drenaje dendrítico denso, canales
generalmente amplios y en forma de
Ú. Nótese el control estructural.

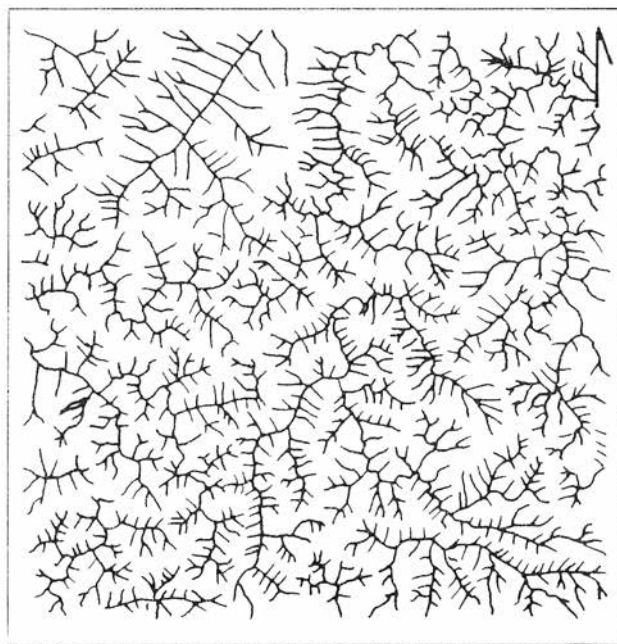
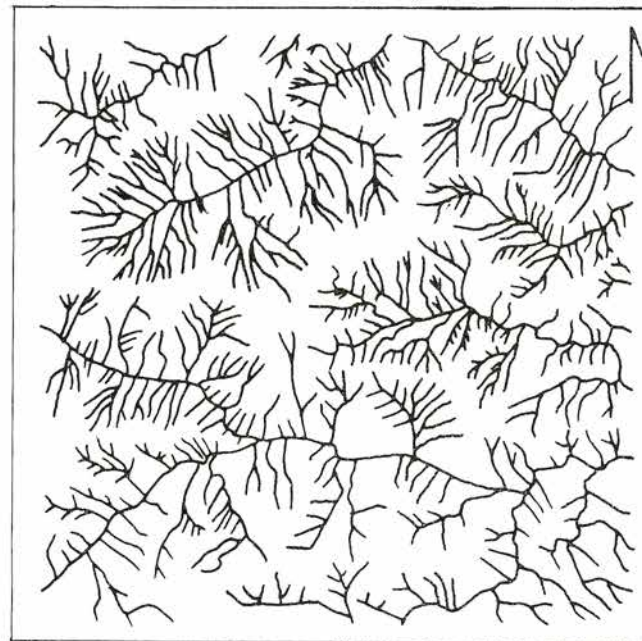
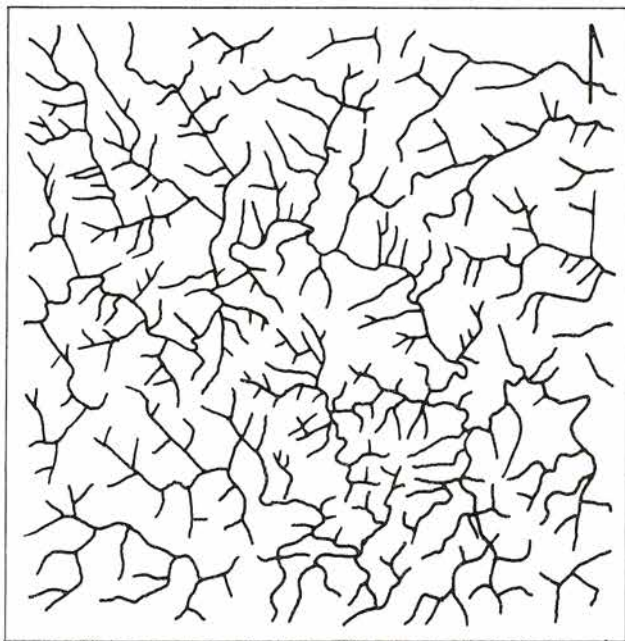


Figura 26.—
Sobre No. 794, fotografía No. 16411,
plancha 166-IV-D del I.G.A.C.

Drenaje dendrítico muy denso, con
débil control estructural.

ROCAS IGNEAS INTRUSIVA
Escala aproximada 1:55.000



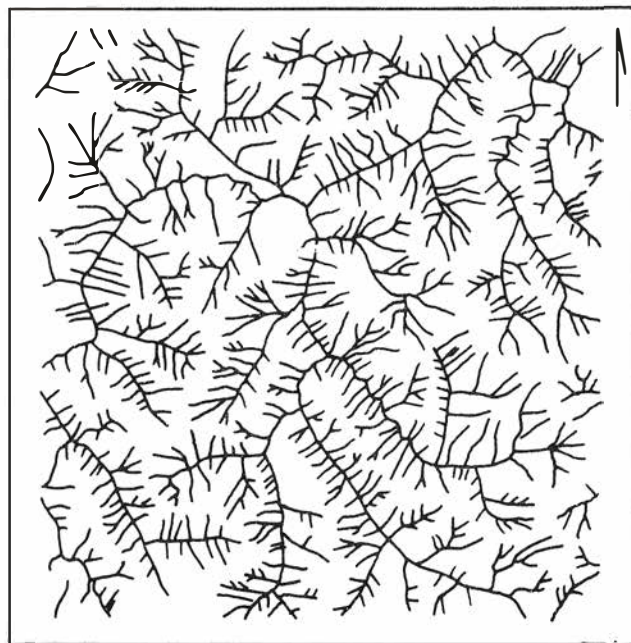
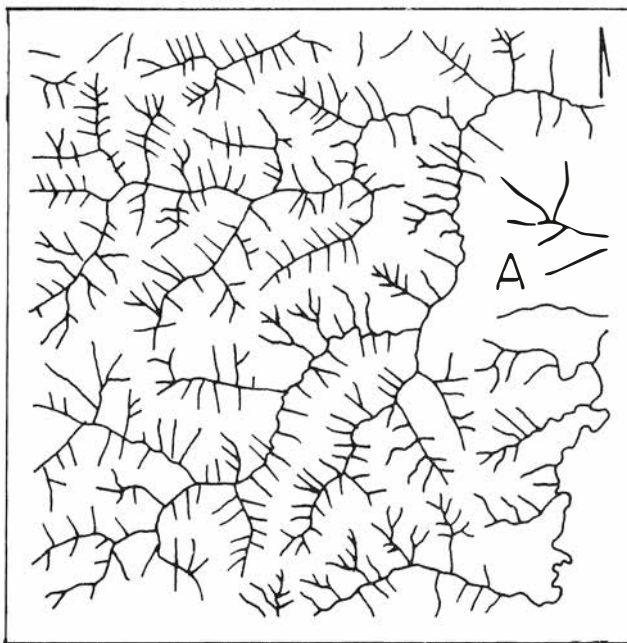
ROCA IGNEA INTRUSIVA
Escala aproximada 1:55.000

Figura 27.—
Sobre No.773, fotografía No. 15747,
plancha 117-IV-D del I.G.A.C.

Drenaje dendrítico angular con
fuerte control estructural.

Figura 28.—
Sobre No. 301, fotografía No. 3545,
plancha 116-III-D del I.G.A.C.

Drenaje dendrítico algo anómalo
debido a que la roca está muy
meteorizada.



ROCA IGNEA INTRUSIVA
Escala aproximada 1:55.000

Figura 29.—
Sobre No. 831, fotografía No. 17450,
plancha 147—II—C del I.G.A.C.

Drenaje dendrítico rectangular
debido a intenso control estructural.
El área (A) representa una zona
laterítica.

Figura 30.—
Sobre No. 116, fotografía No. 3238,
plancha 131—III—B del I.G.A.C.

Drenaje dendrítico denso controlado
por tres sistemas de diaclasas,
dos de los cuales se entrecruzan
en ángulo agudo.

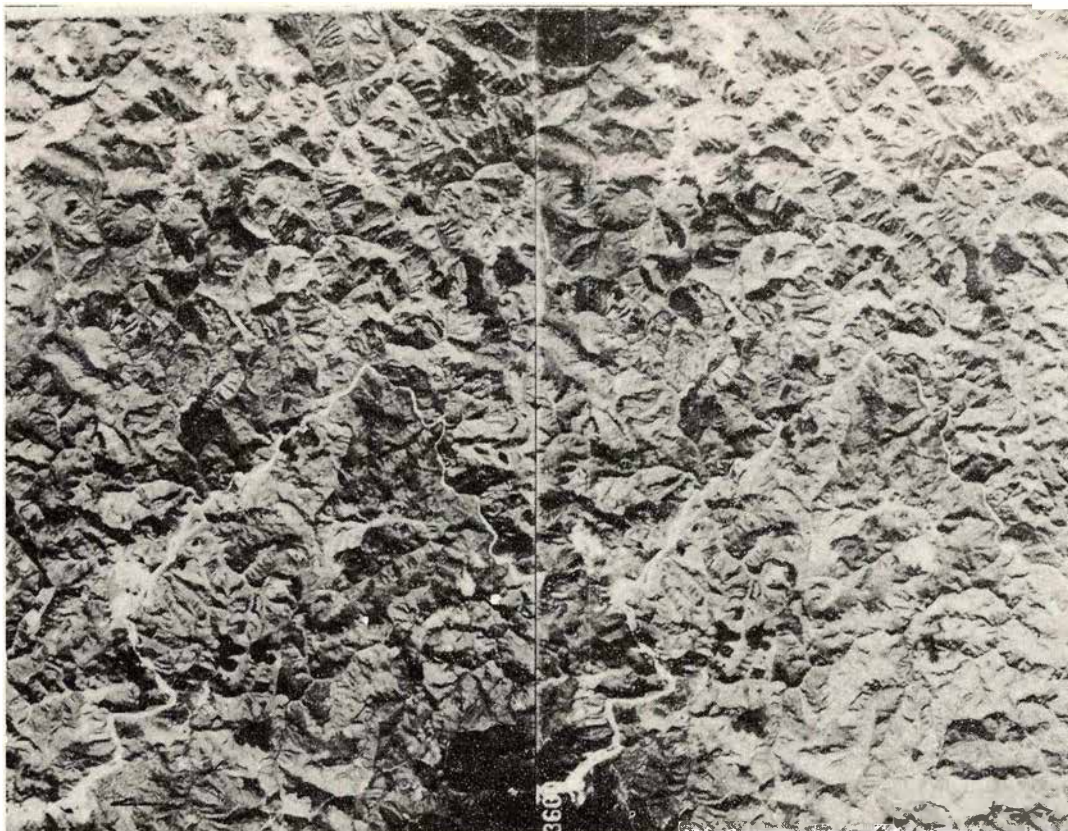


Figura 31.— IGNEAS INTRUSIVAS — BATOLITO ANTIOQUEÑO (Cuarzodiorita)
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 302, fotografías Nos. 3600—3601, plancha 130—II—C del I.G.A.C.

Obsérvese el control estructural en los arroyos principales y el drenaje dendrítico en los secundarios, en un área donde afloran exclusivamente rocas ígneas.

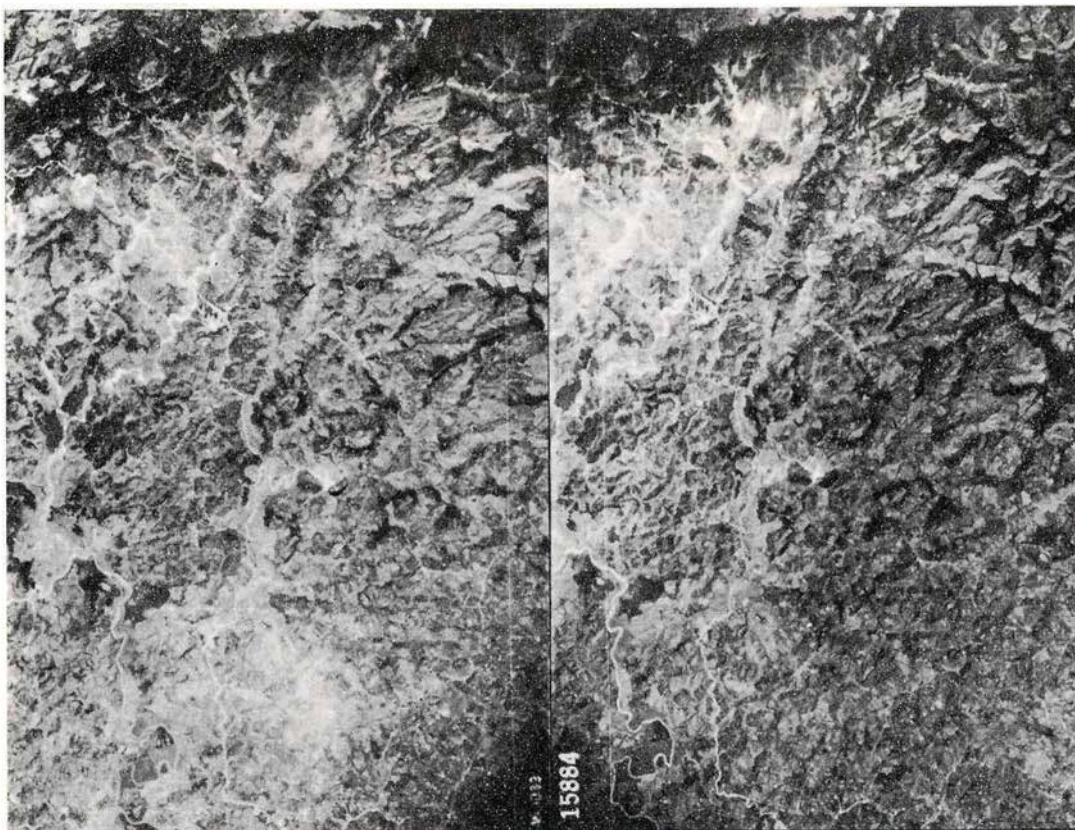


Figura 32.— IGNEAS INTRUSIVAS — BATOLITO ANTIOQUEÑO (Cuarzodiorita)
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 776, fotografías Nos. 15884—15885, plancha 148—I—C del I.G.A.C.

Cuarzodiorita muy alterada. Control estructural y drenaje característico. Rasgo topográfico prominente: Piedra del Peñol. Los alineamientos más sobresalientes están indicados por (f).

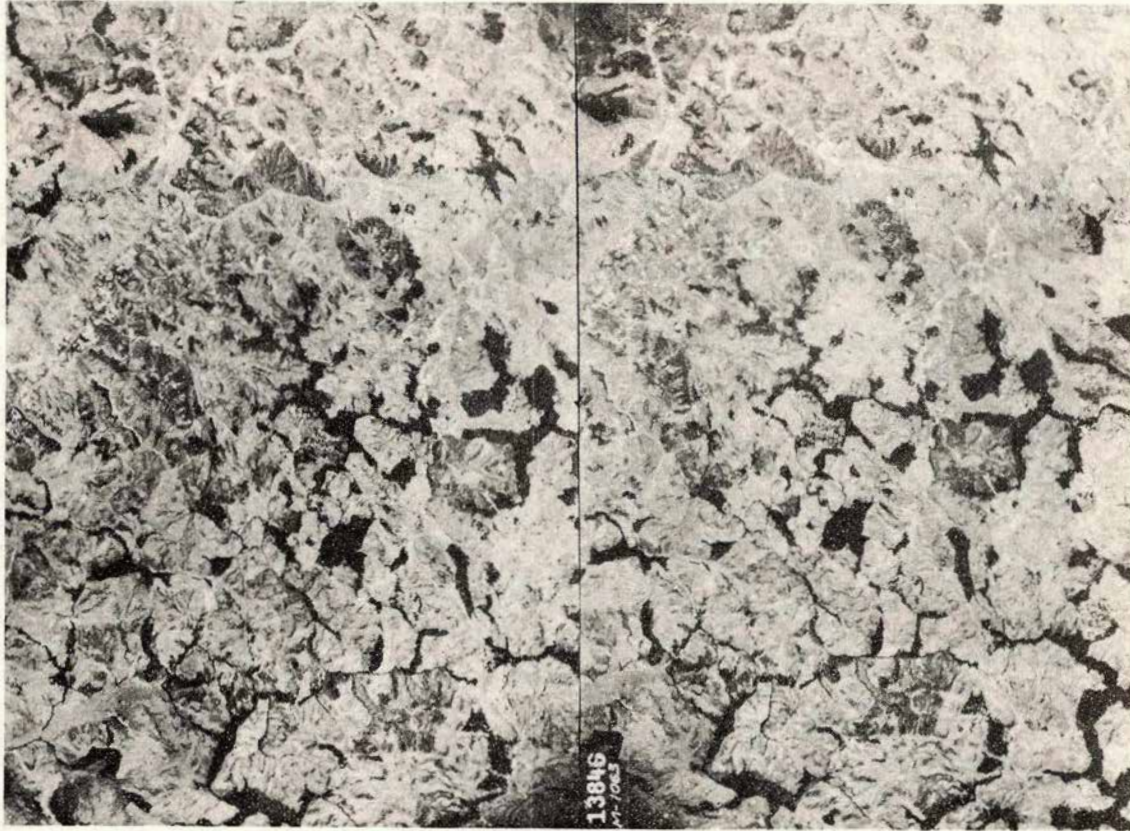


Figura 33.— IGNEAS INTRUSIVAS — BATOLITO ANTIOQUEÑO (Cuarzodiorita)
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 713, fotografías Nos. 13846—13847, plancha 141—IV—C del I.G.A.C.

Fuerte control estructural en rocas del Batolito muy meteorizadas.

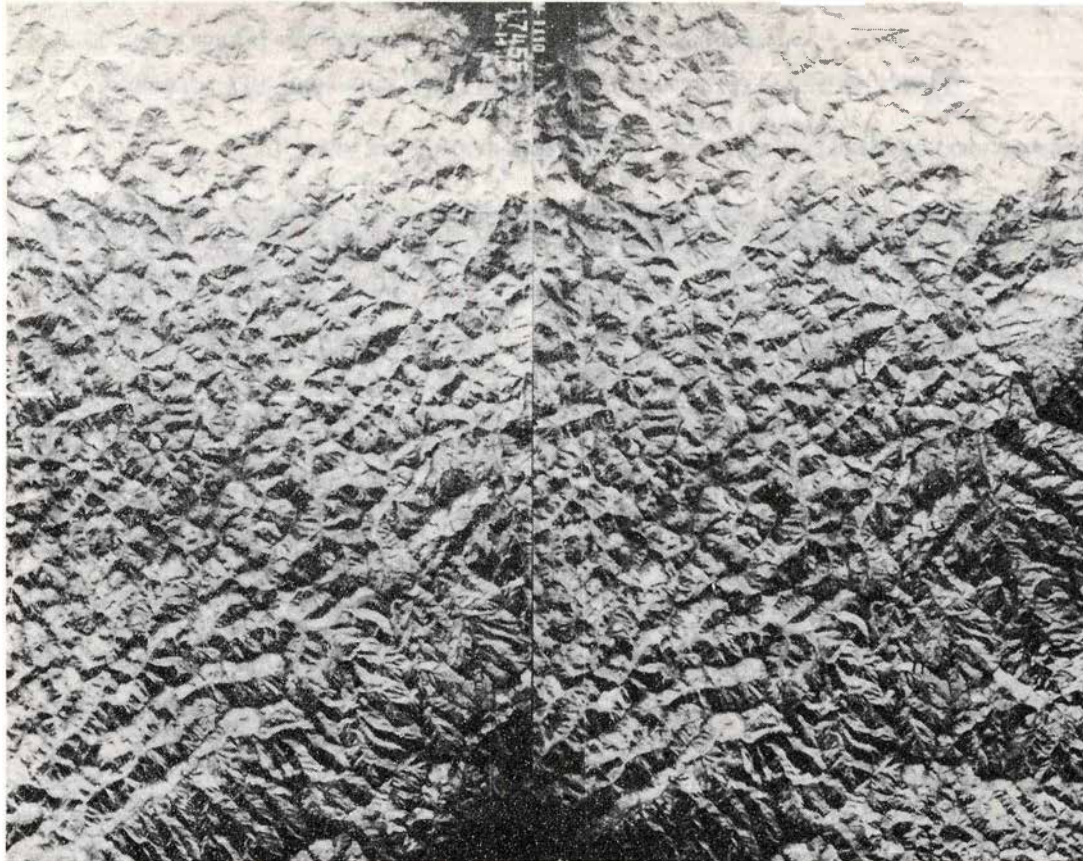
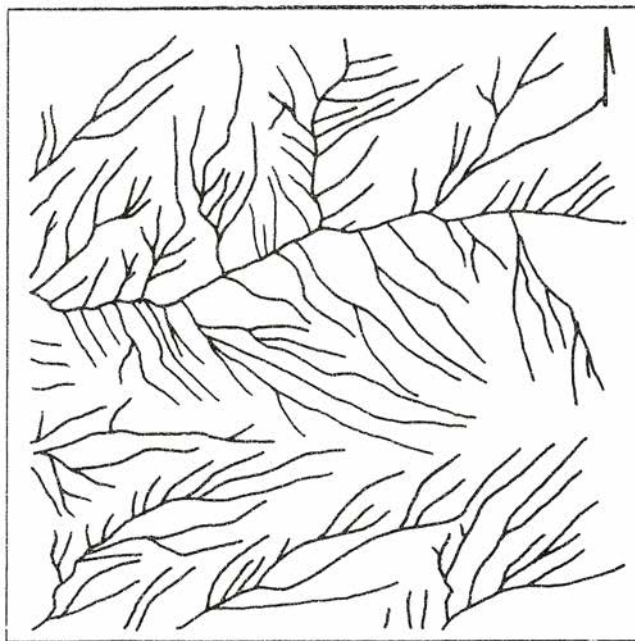
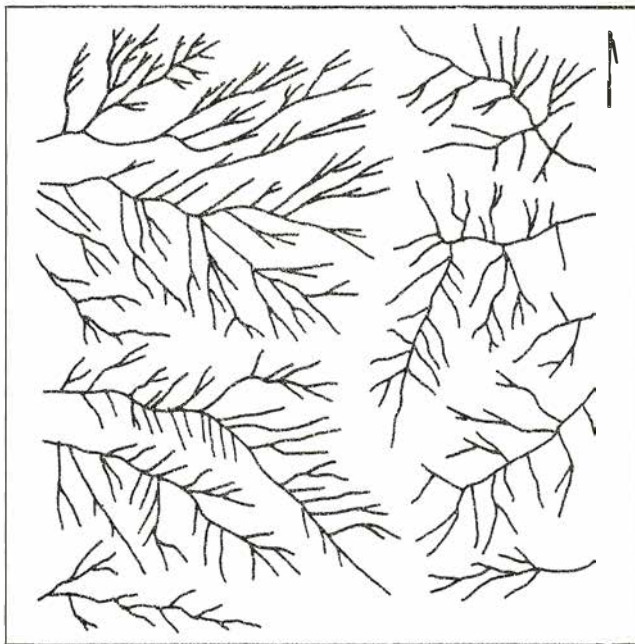


Figura 34.— IGNEAS INTRUSIVAS — BATOLITO ANTIOQUEÑO (Cuarzodiorita)
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 831, fotografías Nos. 17455—17456, plancha 147—II—A del I.G.A.C.

Drenaje dendrítico rectangular a subangular. Fuerte control estructural, topografía redondeada, cauces con acumulaciones cuaternarias y rasgos texturales propios de rocas del batolito en contraste con los metasedimentos (m) de características diferentes. El contacto probablemente fallado está señalado por (f).



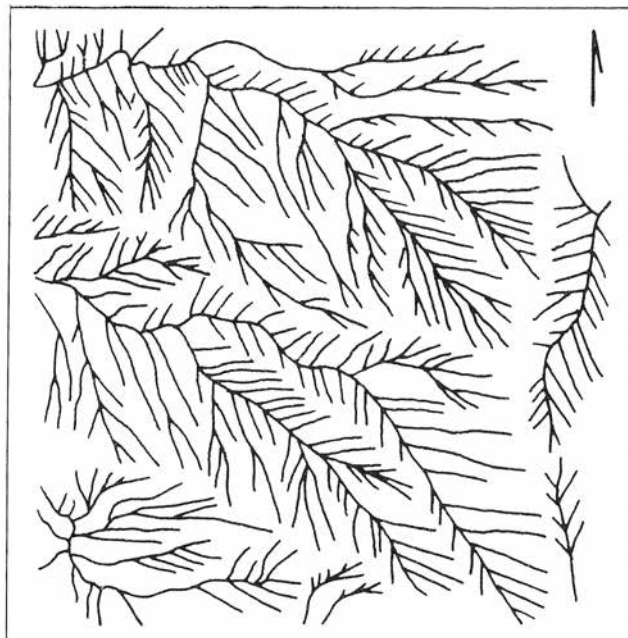
ROCAS IGNEAS INTRUSIVAS — DIORITA
Escala aproximada 1:55.000

Figura 35.—
Sobre No. 241, fotografía No. 1901,
plancha 115—I—D del I.G.A.C.

Drenaje paralelo densidad media.

Figura 36.—
Sobre No. 241, fotografía No. 1910,
plancha 130—I—D del I.G.A.C.

Drenaje paralelo con escasos
tributarios secundarios.



ROCAS IGNEAS INTRUSIVAS — DIORITA
Escala aproximada 1:55:000

Figura 37.—
Sobre No. 241, fotografía No. 1904,
plancha 115—III—B,D del I.G.A.C.

Drenaje subparalelo con numerosos
tributarios.

Figura 38.—
Sobre No. 241, fotografía No. 1900,
plancha 115—I—D del I.G.A.C.

Drenaje subparalelo con numerosos
tributarios paralelos que caen a
los primeros en ángulo agudo.

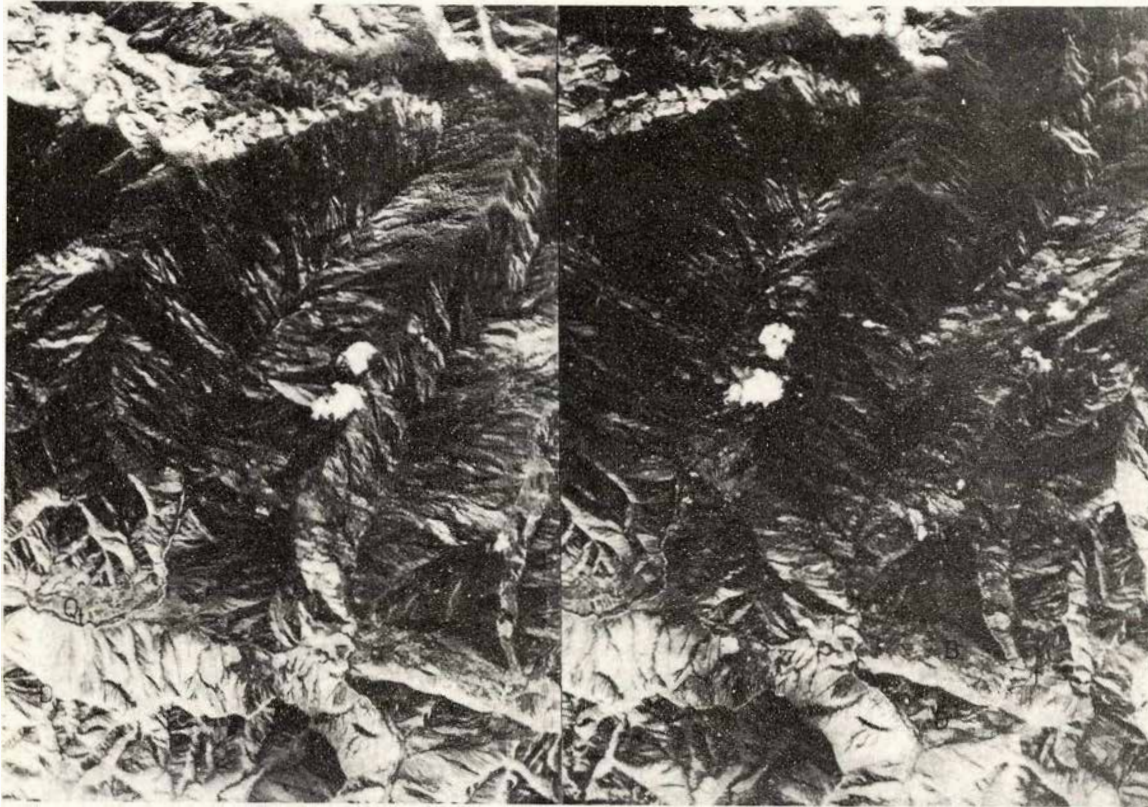


Figura 39.— IGNEAS INTRUSIVAS — DIORITA
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 241, fotografías Nos. 1904—1905, plancha 115—III—B,D del I.G.A.C.

Drenaje subparalelo, cerros simétricos, tono claro a claro brillante, ausencia de vegetación y diaclasamiento no definido. Falla de Sabanalarga (f). Zona de falla cubierta por derrubios (B).

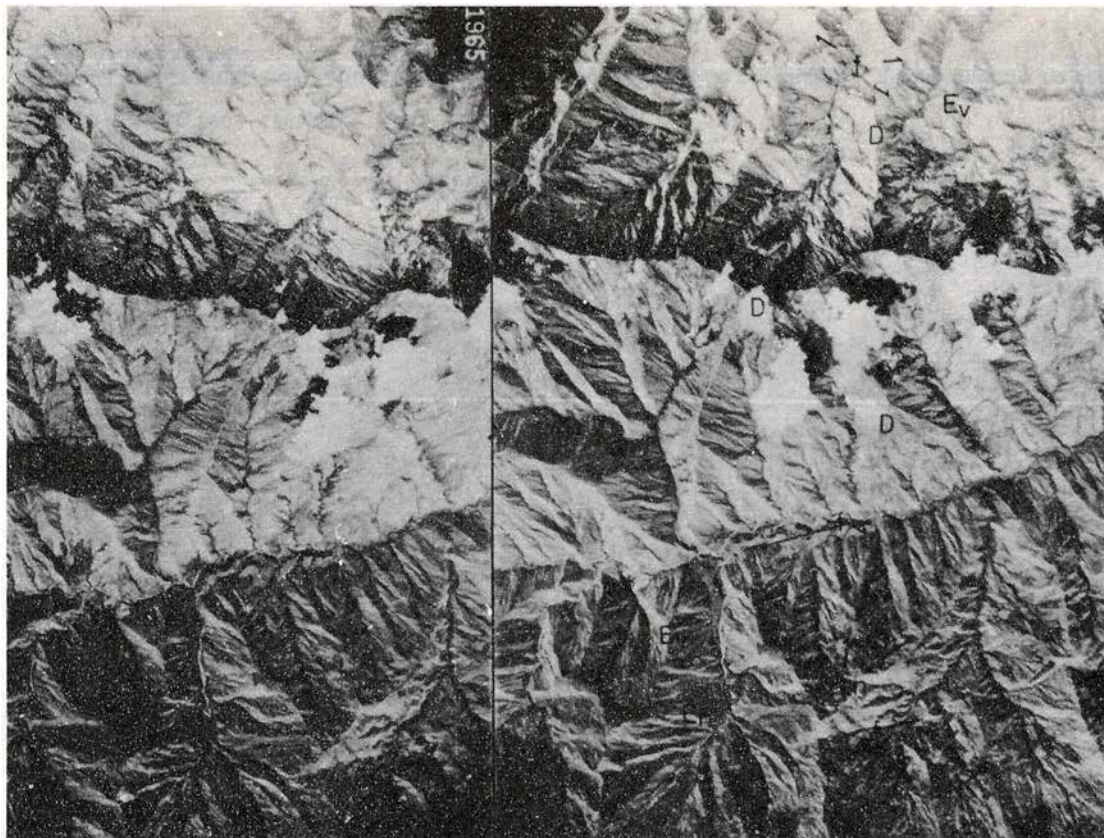


Figura 40.— IGNEAS INTRUSIVAS — DIORITA
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 242, fotografías Nos. 1965—1966, plancha 115—I—D del I.G.A.C.

Nótese la diferencia en la apariencia textural, el tono algo más oscuro y drenaje distintivo entre la diorita (D) y el esquisto verde macizo (Ev). Las flechas muestran el contacto entre esquisto verde (Ev) y esquisto negro (En). Obsérvese el contraste tonal y textural entre los dos. El contacto entre diorita y esquisto parece ser fallado. Varias líneas de falla son mostradas por (f).

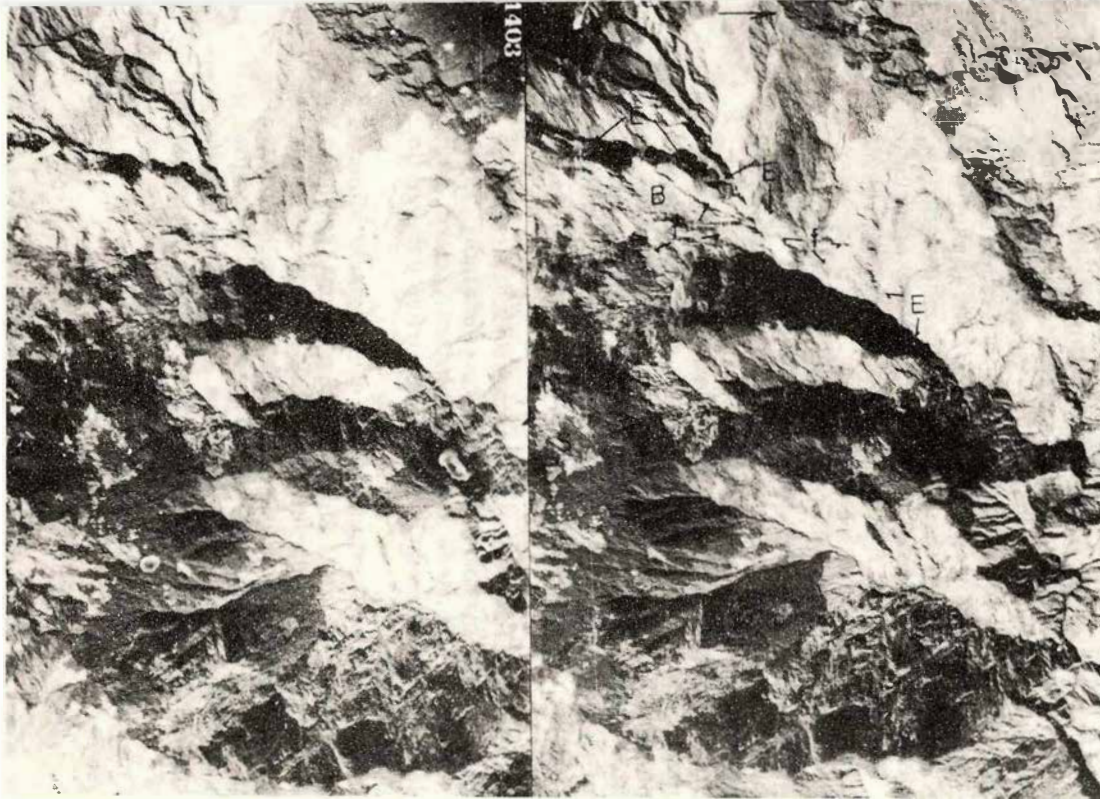


Figura 41.— IGNEAS INTRUSIVAS — GABRO
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 441, fotografías Nos. 1403—1404, plancha 116—II—C del I.G.A.C.

Tono gris claro, vegetación en parches. Cuando la vegetación es más densa corresponde a una zona de gabro de grano grueso (G). Diaclasamiento en tres sistemas que se entrecruzan en cualquier ángulo. La parte plana (S) corresponde a serpentina. La zona intensamente fracturada (B) representa rocas talcosas. El contacto entre las rocas talcosas y el esquisto (E) es señalado por las flechas. La continuidad de la Zona cizallada (B) hacia el Este se marca con (f).

GUIAS DE RECONOCIMIENTO PARA ROCAS METAMORFICAS

GENERALIDADES

Debido a los cambios físico químicos producidos por la acción metamórfica y a la superposición de estructuras, se hace muy difícil reconocer algunos rasgos estructurales. En las rocas metamórficas muchos de estos rasgos están representados por foliación y lineación (y no estratificación) y estas pueden confundirse con diaclasamiento o este con aquellas. Por lo tanto, no es fácil distinguir los diferentes tipos de rocas metamórficas entre sí, pero con un moderado conocimiento geológico del área y aplicando cuidadosamente los criterios de reconocimiento, es posible hacer algunas distinciones con relativo buen éxito.

En la zona ha sido posible diferenciar, con mayor o menor dificultad, los siguientes tipos de rocas metamórficas: mármol, cuarcita, esquisto, neis y ocasionalmente anfibolita. Cada uno de los cuales posee características que le son propias.

Las rocas metamórficas de grano fino generalmente presentan un drenaje más denso que las correspondientes de grano grueso. Así mismo, las metamorfitas de grano fino presentan sistemas de diaclasas bien desarrolladas, cercanamente espaciadas y con marcado paralelismo, mientras que las de grano más grueso, presentan sistemas más espaciados y tienden a cruzarse en ángulo recto o mayor de 45 grados.

Así como la estratificación es una característica típica de las rocas sedimentarias, en la mayoría de las rocas metamórficas se observa foliación más o menos de manera constante, claro está, dependiendo de las características de la roca metamórfica y del grado o grados de metamorfismo en sí.

Del conocimiento del área estudiada por el Inventario Minero Zona II y las trabajadas por otras entidades o personas, se darán algunas guías de identificación para determinados tipos de rocas metamórficas. Haciendo la salvedad, valedera también para las rocas ígneas, que estos criterios probablemente no puedan ser aplicados con éxito, en su totalidad o en parte, en otras áreas del país con similares características litológicas. Una de las razones para sustentar lo anterior es la variabilidad climático—pluviométrica o características de meteorización y erosión diferentes.

ESQUISTO

Las extensas zonas de esquisto en la Cordillera Central están caracterizadas por rasgos estructurales prominentes. Por lo general, buena foliación y sistemas de diaclasas más o menos paralelas y

cercanamente espaciadas. El drenaje varía de típicamente dendrítico denso o subdendrítico semidenso hasta subangular de densidad media. Esta diferencia se debe a que el esquisto varía en su composición mineralógica y por lo tanto los procesos de meteorización y erosión han sido algo diferentes (Figs. 42 a 44).

La topografía en general es abrupta, con cerros simétricos, rasgos erosivos medios, vegetación variable y tono oscuro a medio.

La variabilidad de la unidad esquistosa, desde esquisto verde típico bien foliado a esquisto verde macizo y de esquisto negro a esquisto negro con importantes segregaciones de cuarzo y esquisto cuarzofeldespático, hasta intercalaciones de unos con otros, hacen solamente posible reconocer una sola unidad. Sin embargo, con algunas variaciones en los criterios arriba anotados y un estudio detallado de los diseños de drenaje, es posible identificar varias unidades esquistosas a partir de fotografías aéreas. Lo cual, podrá entenderse mejor estudiando los estereopares que para este caso se han seleccionado (Figs. 45 y 47).

CUARCITA

La cuarcita presenta un intenso diaclasamiento, en sistemas paralelos bien desarrollados y ocasionalmente buena foliación. Cuando muestra foliación forma por lo general escarpes más o menos fuertes, cerros asimétricos, muy semejantes a los formados por el esquisto, pero el tono, la textura y los rasgos estructurales son algo diferentes a los presentados por aquel. El drenaje es subangular (Fig. 48).

Cuando la cuarcita presenta un carácter homogéneo, en las fotografías aéreas se muestra muy semejante a los neises, pero un estudio cuidadoso demuestra que el diaclasamiento, el tono, algunos rasgos topográficos, el drenaje y en algunos casos la vegetación son criterios que indican o sugieren la presencia de unidades diferentes (Fig. 49).

MARMOL

Las zonas donde aflora mármol muestran una vegetación más densa que la de las rocas vecinas, rasgos topográficos redondeados y aspecto homogéneo. Son comunes cerros y promontorios aislados, drenaje subdendrítico de baja densidad y característicamente semicircular (Fig. 50). El tono fotográfico en general es más claro y se presenta casi total ausencia de foliación y muy escaso diaclasamiento. La presencia de dolinas es un criterio importantísimo para reconocer estas rocas en las fotografías aéreas (Fig. 51).

NEIS INTRUSIVO Y PARANEIS

Entre las rocas metamórficas existentes en el área, los neises presentan características distintivas en sí, pero a la vez guardan estrecha semejanza ya sea con cuarcita homogénea o con las rocas del Batolito Antioqueño (cuarzodiorita y granodiorita).

Las características generales propias de los neises son el drenaje dendrítico rectangular a angular (Figs. 52 a 55). Rasgos estructurales muy desarrollados, especialmente diaclasamiento en tres sistemas bien definidos, aspecto homogéneo y rasgos topográficos comúnmente suaves.

Es relativamente difícil separar neis de cuarcita cuando estas son homogéneas, pero por lo general esta última muestra mejor desarrollada la foliación y menor desarrollo de diaclasamiento. Además, la topografía en la cuarcita es menos redondeada.

Ocasionalmente se ha tratado de separar paraneis de neis intrusivo y se ha encontrado útil la aplicación de los siguientes criterios: las áreas de paraneis presentan foliación y sistemas de diaclasamiento bien desarrollados y paralelos, los cuales se entrecruzan en ángulo recto (Figs. 56 y 57), mientras el neis intrusivo no presenta foliación y desarrolla por lo general tres sistemas de diaclasas que se entrecruzan caprichosamente (Fig. 58). Además, la expresión topográfica es más irregular en el paraneis que en el neis intrusivo.

En algunas áreas presentan rasgos tonales y texturales distintivos. En general es relativamente fácil separarlos de los esquistos principalmente por los rasgos topográficos, estructurales, drenaje y tono.

ANFIBOLITA

Cuando los cuerpos anfibólicos son de tamaño importante, en relación con la escala de las fotografías empleadas, presentan las siguientes características fotointerpretativas: topografía variable (cerros algo simétricos a formas redondeadas cuando la roca se encuentra alterada), drenaje subparalelo algo denso, arroyos principales largos y algo sinuosos, arroyos secundarios con tributarios en ángulo agudo y canales estrechos (Figs. 59 y 60). El tono es generalmente gris y no se notan rasgos estructurales bien desarrollados, excepto en algunas áreas donde se desarrollan franjas de “anfíbolita de contacto”. Sobre la anfíbolita generalmente se desarrolla poca vegetación y la roca presenta un carácter homogéneo (Figs. 61 y 62).



Figura 42.— METAMORFICAS — ESQUISTO NEGRO CUARZOSO
Escala Aproximada 1:55.000

Sobre No. 776, fotografía No. 15903, plancha 116—II—D del I.G.A.C.

Diseño típicamente dendrítico muy denso, con un frente de erosión hacia el Suroeste. Los segmentos rectos y alineados sugieren dirección de foliación o control estructural.

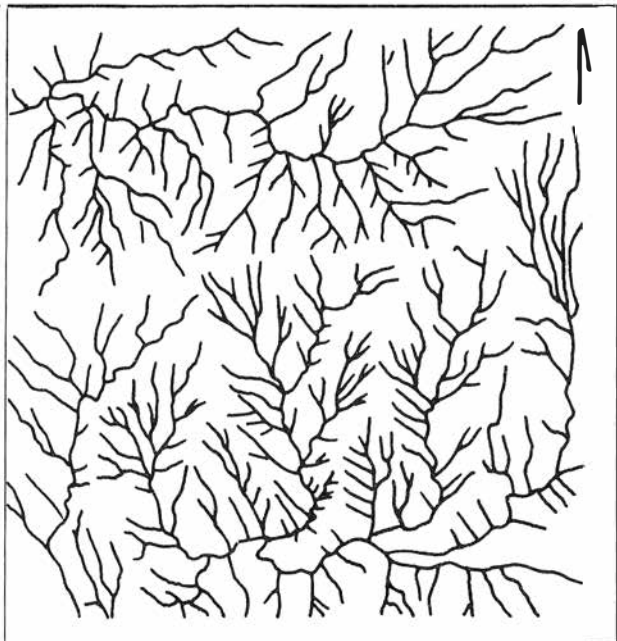


Figura 43.— METAMORFICAS — ESQUISTO VERDE

Escala aproximada 1:55.000

Sobre No. 376, fotografía No. 5964,
plancha 130-IV-A del I.G.A.C.

Diseño subdendrítico de densidad media,
en un área de erosión no muy densa.

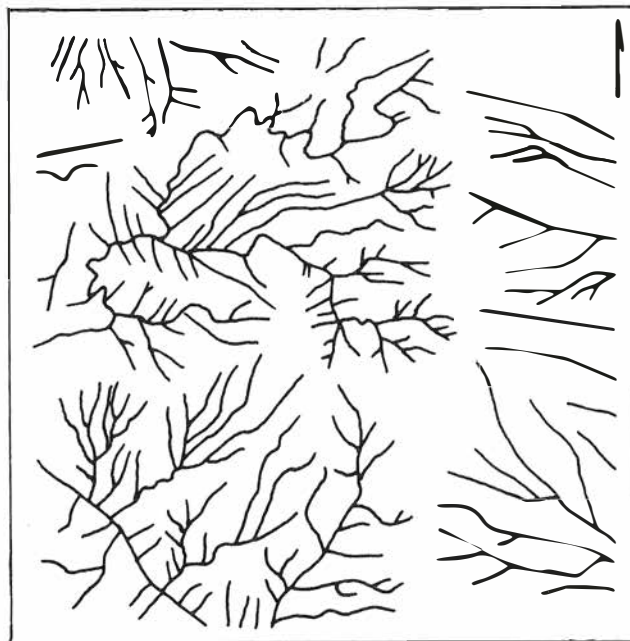


Figura 44.— METAMORFICAS—ESQUITO NEGRO Y
VERDE INTERCALADO

Escala aproximada 1:55.000

Sobre No. 441, fotografía No. 1406,
plancha 105-IV-C del I.G.A.C.

Drenaje subangular relativamente poco denso.

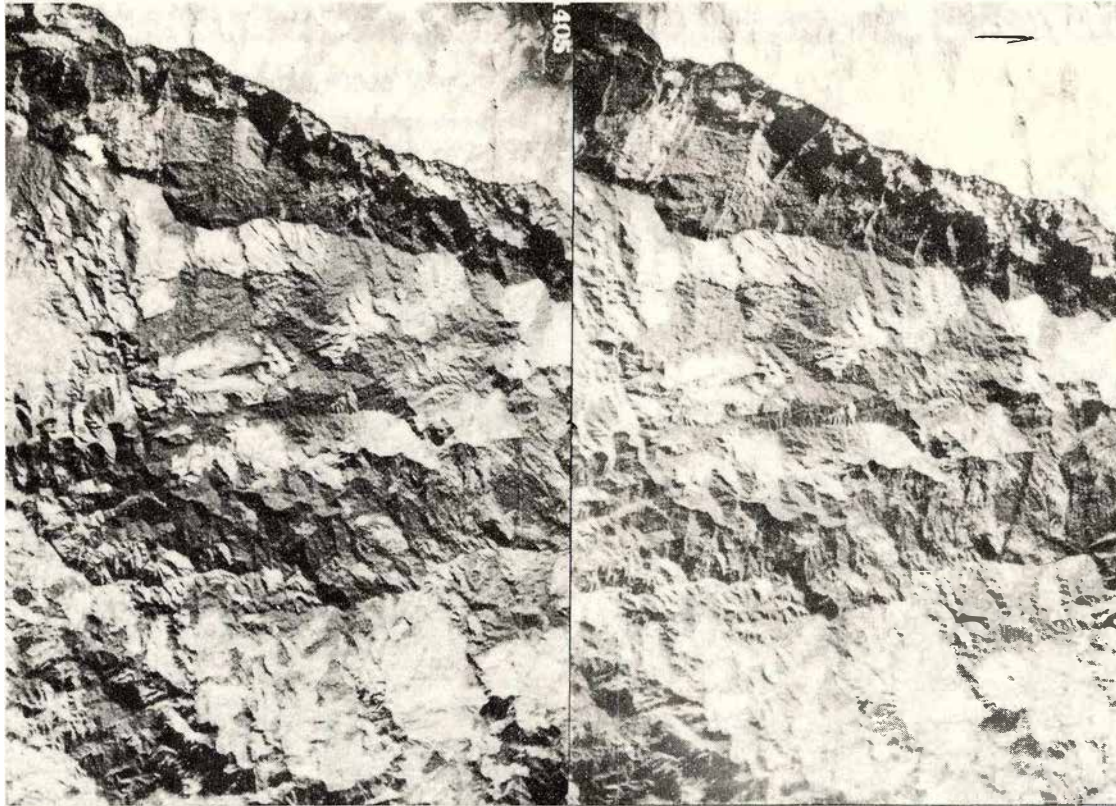


Figura 45.— METAMORFICAS — INTERCALACIONES DE ESQUISTO VERDE Y NEGRO
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 441, fotografías Nos. 1405—1406, plancha 116—II—A del I.G.A.C.

Nótese la presencia de foliación y diaclasamiento en sistemas paralelos cercanamente espaciados, tono claro, rasgos topográficos y erosionales en general intensos y drenaje subangular.

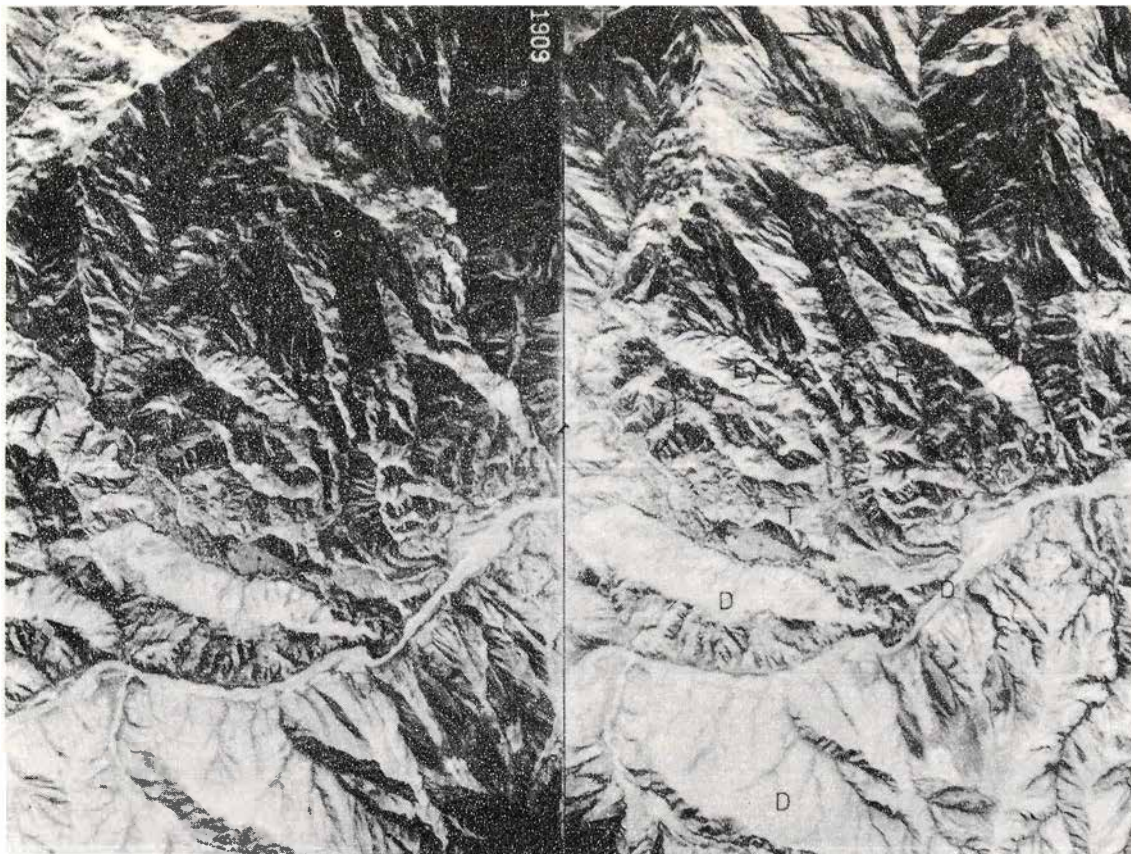


Figura 46.— METAMORFICAS — ESQUISTO VERDE HOMOGENEO
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 241, fotografías Nos. 1909—1910, plancha 130—I—B,D del I.G.A.C.

Drenaje subdendrítico y tono oscuro en esquistos verdes (Ev). Nótese la diferencia con el tono más claro de los sedimentos del Terciario (T) y el drenaje subparalelo y tono claro de la diorita (D). El contacto entre el esquistos y los sedimentos del Terciario se hace por medio de las fallas (f).

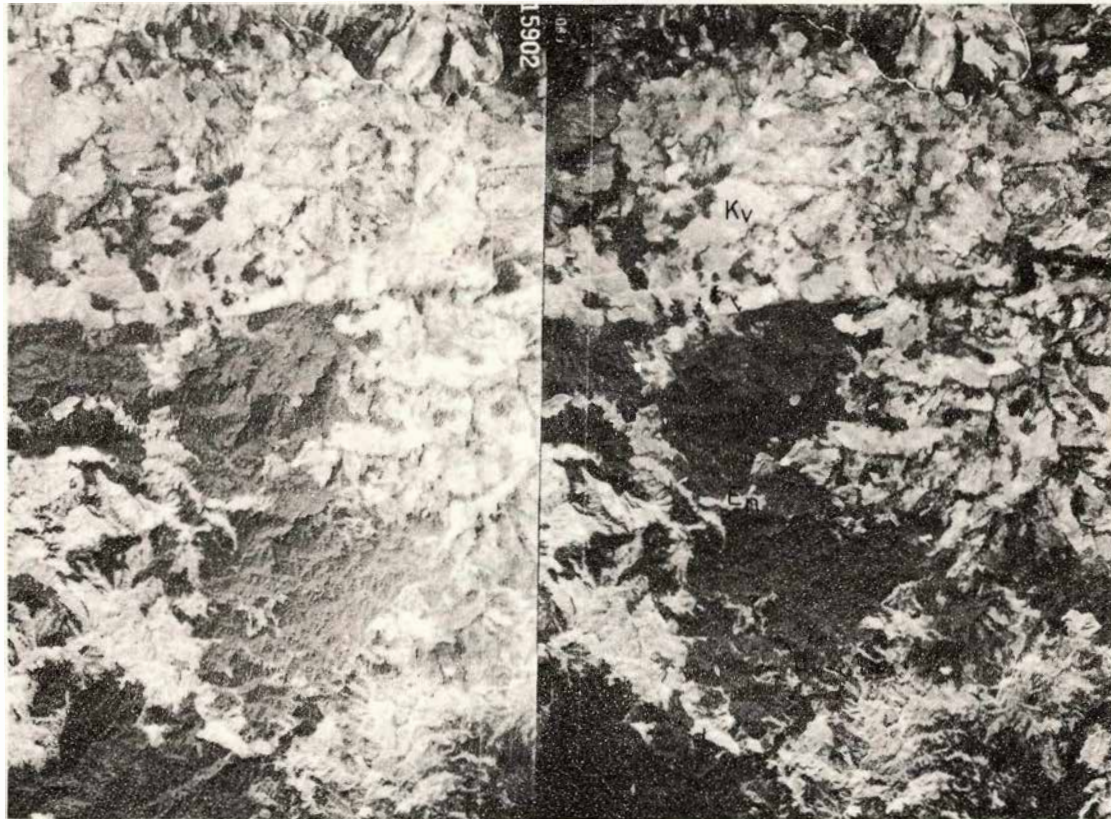


Figura 47.— METAMORFICAS — ESQUISTO NEGRO
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 776, fotografías Nos. 15902—15903, plancha 116—II—C del I.G.A.C.

Drenaje dendrítico denso en esquisto negro (En). Nótese el control estructural en el alineamiento de los arroyos (d). Los cambios bruscos en la topografía, los rasgos erosionales y el tono, indican la presencia de rocas diferentes (Kv), separados por la falla (f).

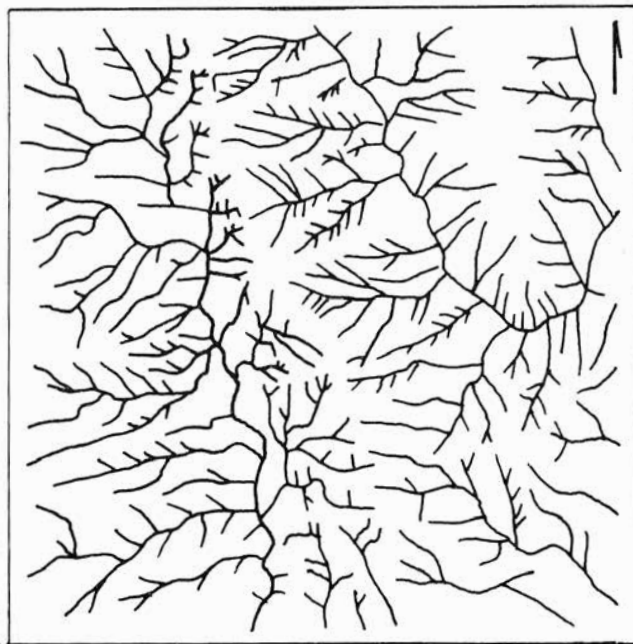


Figura 48.— METAMORFICAS — CUARCITA
Escala aproximada 1:55.000

Sobre No. 778, fotografía No. 14379, plancha 148—II—C del I.G.A.C.

Drenaje regularmente denso. Arroyos principales sinuosos y relativamente largos.

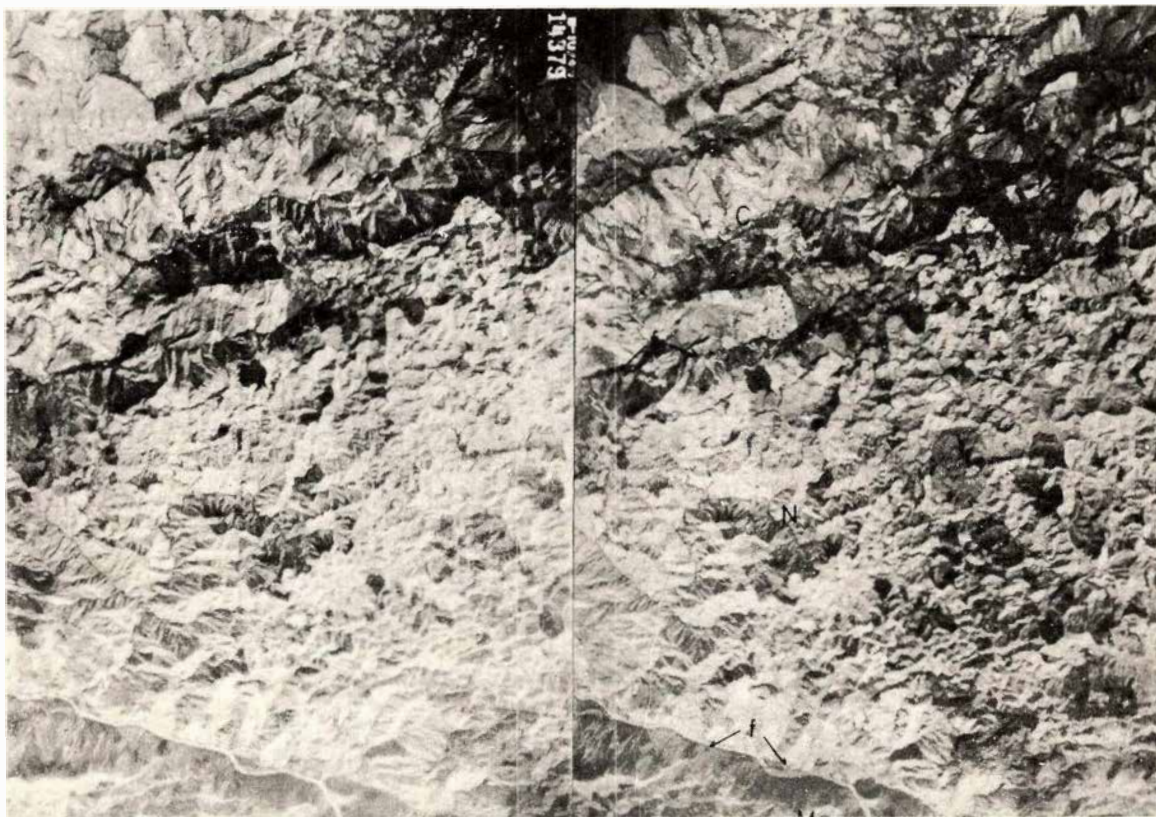


Figura 49.— METAMORFICAS — CUARCITA, NEIS
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 728, fotografías No.s 14379—14380, plancha 148—II—C del I.G.A.C.

Obsérvese los rasgos topográficos, el drenaje y la erosión completamente diferentes para la cuarcita (C), las rocas ígneas (I), el neis feldespático (N) y el mármol (M). Los puntos señalan los contactos entre las diferentes rocas. Algunos alineamientos y líneas de falla están indicados con (f).

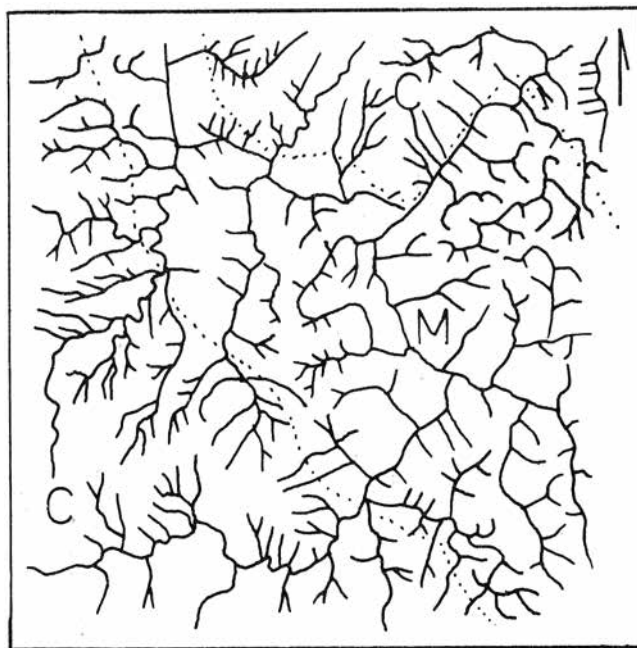


Figura 50.— METAMORFICAS — MARMOL
Escala aproximada 1:55.000

Sobre No. 729, fotografías No. 14406, plancha 132—IV—B del I.G.A.C.

Drenaje subdendrítico semicircular en mármol (M). Nótese la diferencia con el drenaje producido en la cuarcita (C).

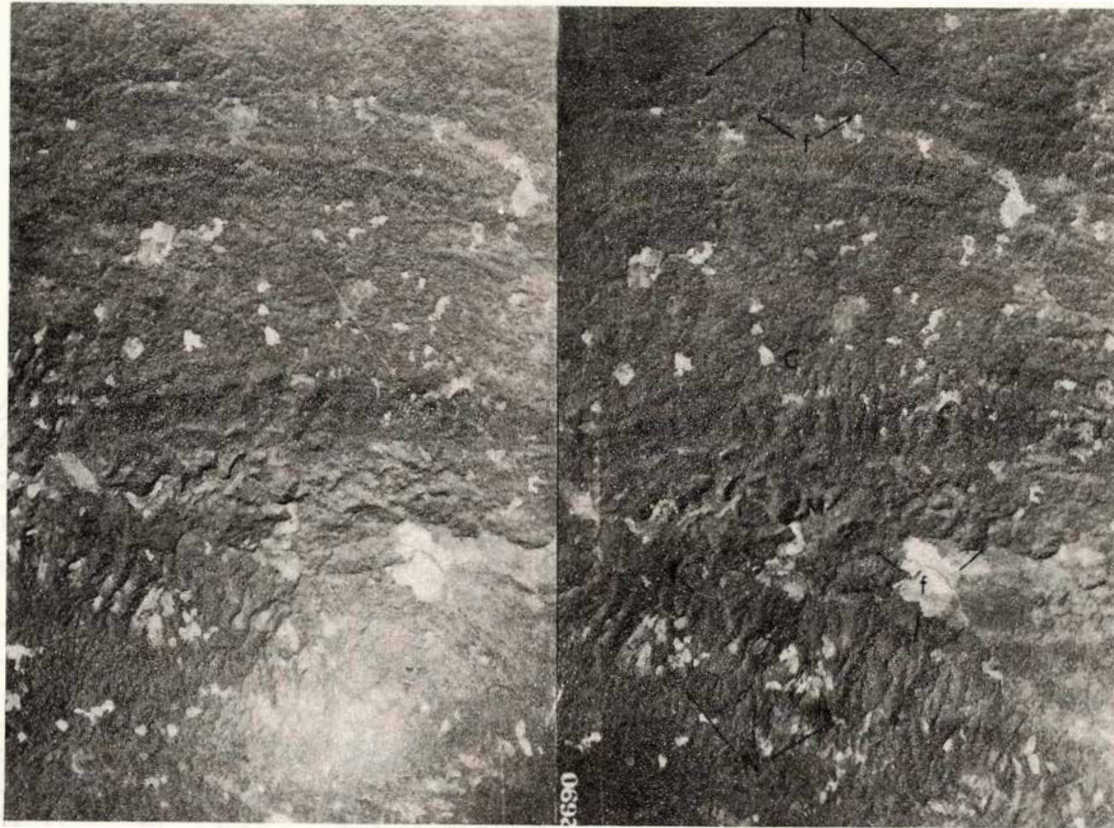


Figura 51.— METAMORFICAS — MARMOL, CUARCITA, NEIS
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 94, fotografías Nos. 2689—2690, plancha 168—II—C del I.G.A.C.

Cerros simétricos con diaclasamientos en dos sistemas paralelos y drenaje subangular característicos para áreas de cuarcita (C). Nótese la gran diferencia en drenaje, rasgos topográficos, texturales y aún tono entre la cuarcita, el mármol (M) y el neis (N). Obsérvese el drenaje semicircular y las dolinas en el mármol. La letra (f) señala algunas zonas de fallas.

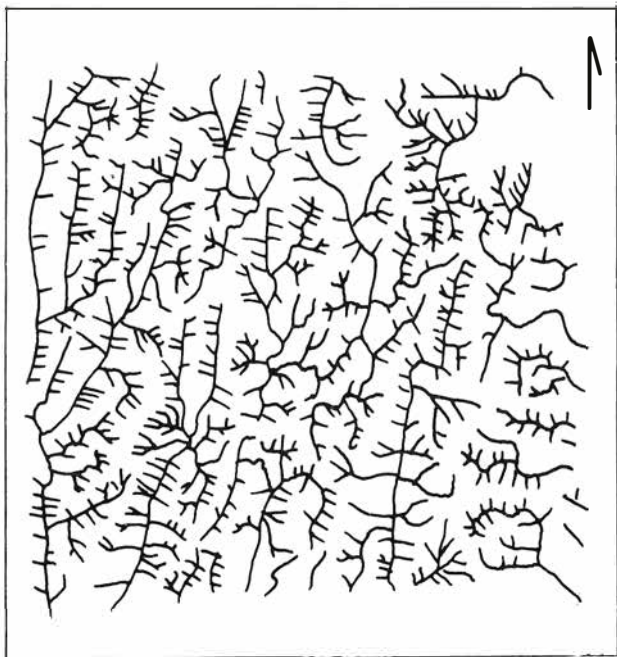


Figura 52.—
Sobre No. 94, fotografía No. 2681
 plancha 148—II—C del I.G.A.C.

Drenaje dendrítico rectangular
 producido por un fuerte control
 estructural.

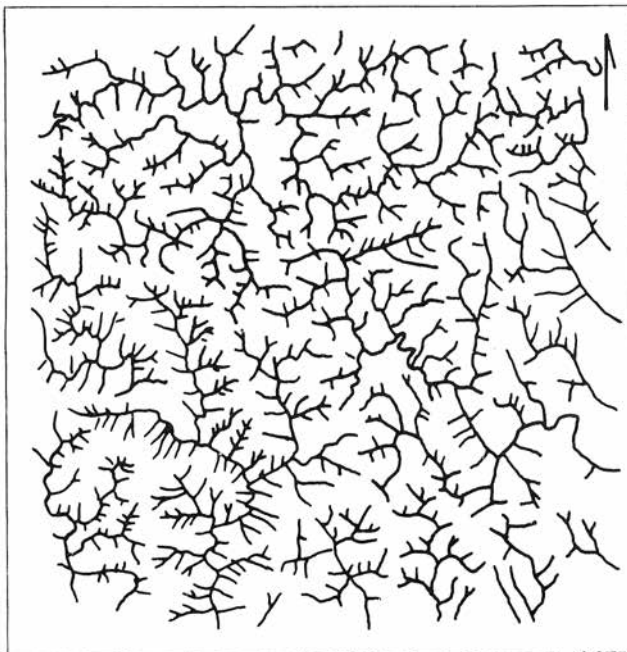
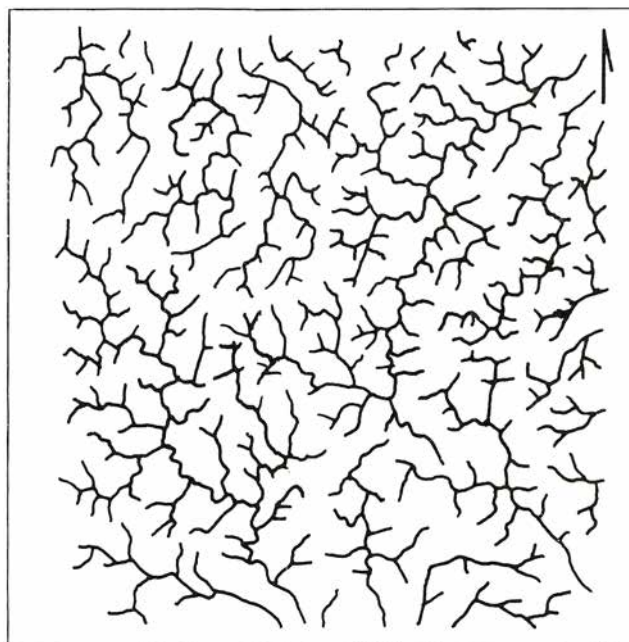
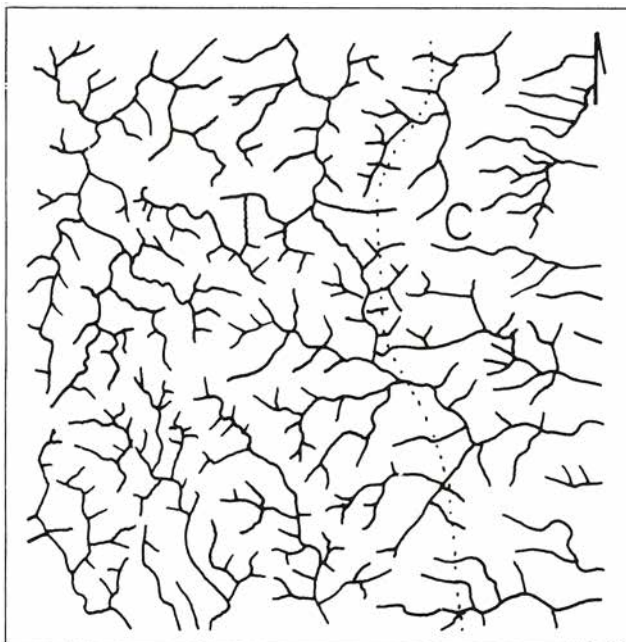


Figura 53.—
Sobre No. 728, fotografía No. 14379
 plancha 148—II—D del I.G.A.C.

Drenaje dendrítico denso, con
 control estructural menor.

METAMORFICAS — PARANEIS (Escala aproximada 1:55.000)



METAMORFICAS—NEIS (Escala aproximada 1:55.000)

Figura 54.—

**Sobre No. 744, fotografía No. 14912
plancha 117—II—D del I.G.A.C.**

Drenaje dendrítico angular, poco denso en neis. Nótese el contraste con el drenaje producido en la cuarcita.

Figura 55.—

**Sobre No. 728, fotografía No. 14391,
plancha 117—IV—B del I.G.A.C.**

Drenaje dendrítico algo angular, densidad media y algún control estructural desarrollado en neis intrusivo. Nótese la gran semejanza con los diseños producidos en rocas del Batolito.

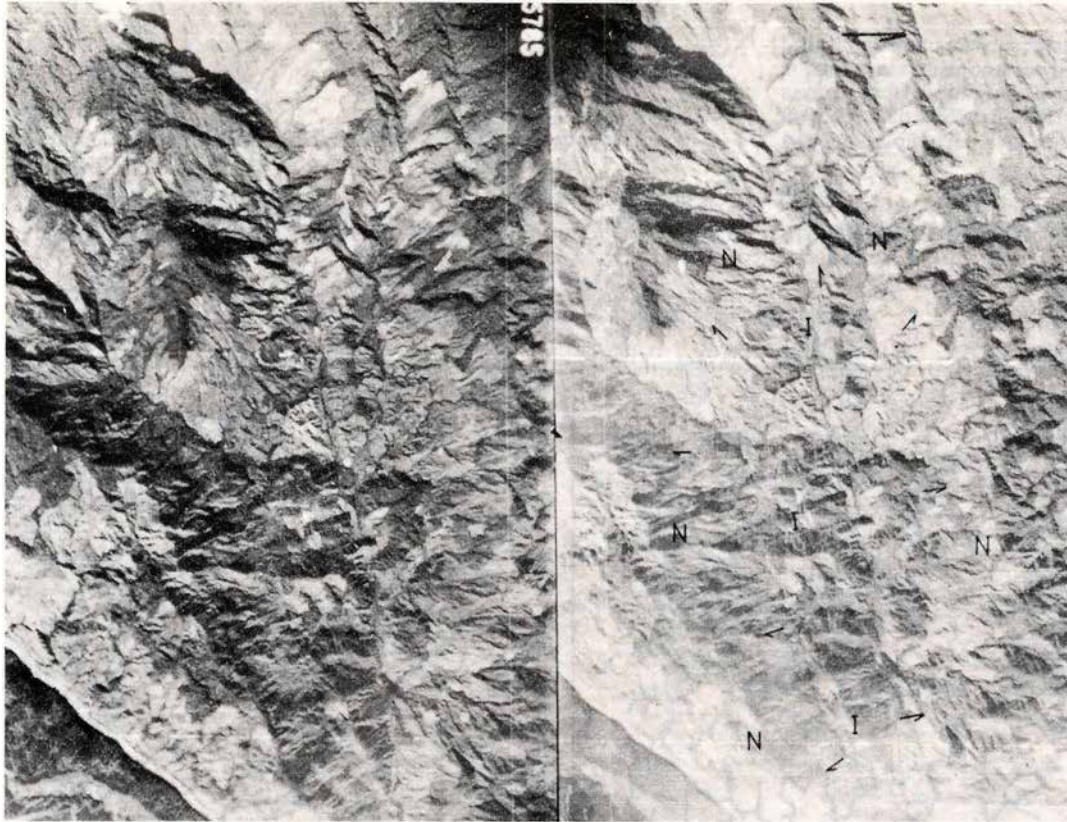


Figura 56.— METAMORFICAS — NEIS Y ROCAS DEL BATOLITO
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 368, fotografías Nos. 5785—5786, plancha 105—II—C del I.G.A.C.

Drenaje, rasgos texturales, tono fotográfico, rasgos topográficos y erosionales distintivos entre el neis (N) y las rocas del Batolito (I). Las flechas indican el contacto entre el neis y las rocas ígneas.



Figura 57.— METAMORFICAS — PARANEIS Y ROCAS DEL BATOLITO
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 94, fotografías Nos. 2681—2680, plancha 148—II—A,C del I.G.A.C.

Nótese los rasgos estructurales muy prominentes, los rasgos topográficos y el tono un poco más claro del paraneis (N) en relación con las rocas del Batolito (I) de drenaje dendrítico y topografía baja y suave. Las flechas indican el contacto del Batolito con el paraneis y con la cuarcita (C). La dirección del río está controlada por la falla (f).

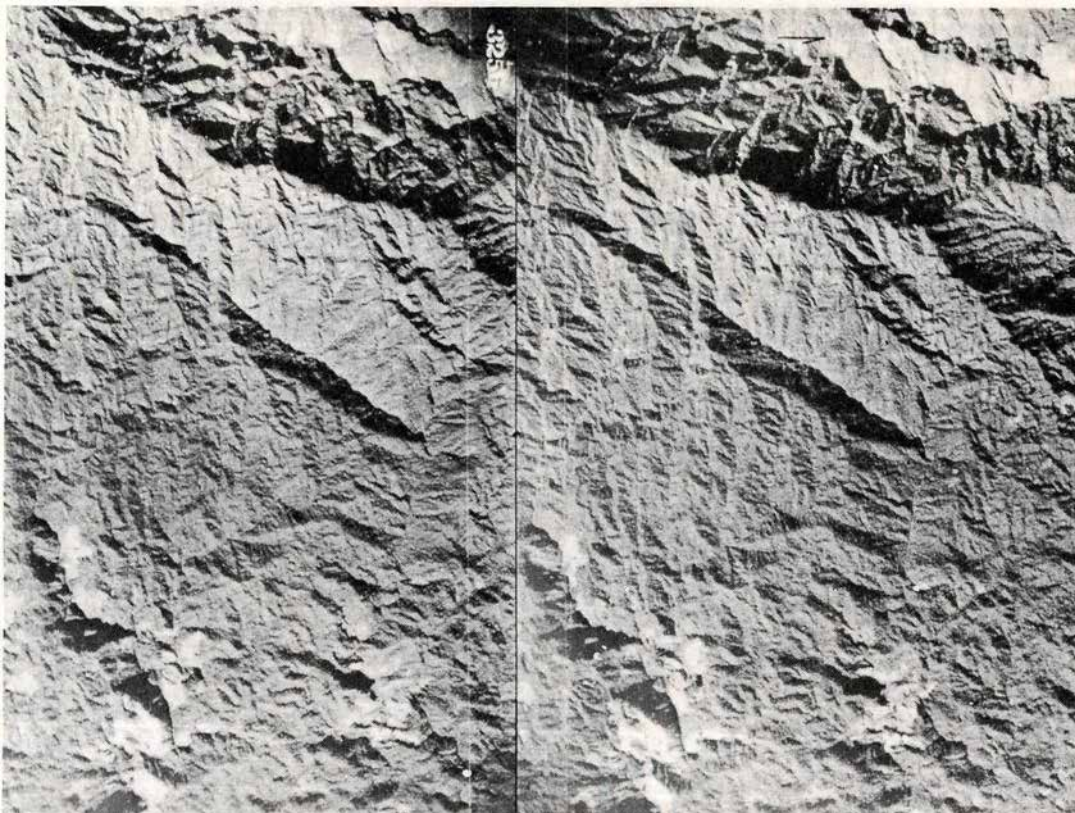


Figura 58.— METAMORFICAS — NEIS INTRUSIVO
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 117, fotografías Nos. 3256—3257, plancha 105—II-C del I.G.A.C.

Drenaje dendrítico, topografía suavemente ondulada y rasgos estructurales bien desarrollados (tres sistemas de diaclasas).

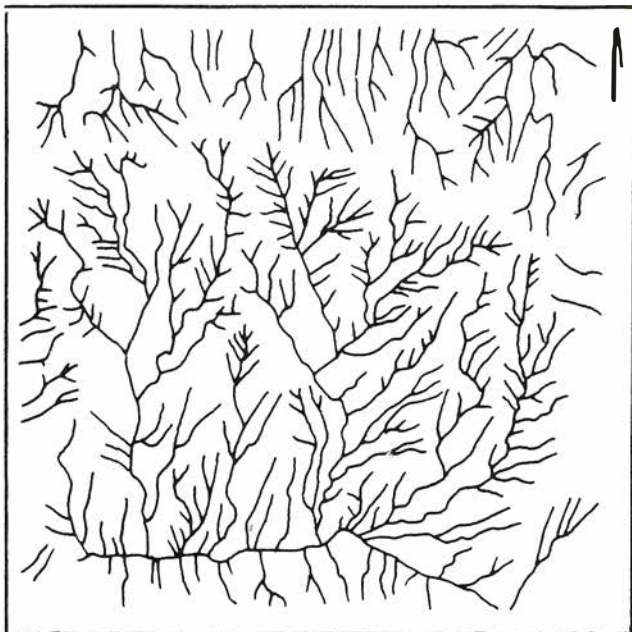


Figura 59.—
Sobre No. 301, fotografía No. 3658,
plancha 131-III-B del I.G.A.C.

Drenaje subparalelo de densidad media.



Figura 60.—
Sobre No. 301, fotografía No. 3560,
plancha 131-III-D del I.G. A.C.

Drenaje subparalelo de poca densidad.

METAMORFICAS — ANFIBOLITA (Escala aproximada 1:55.000)

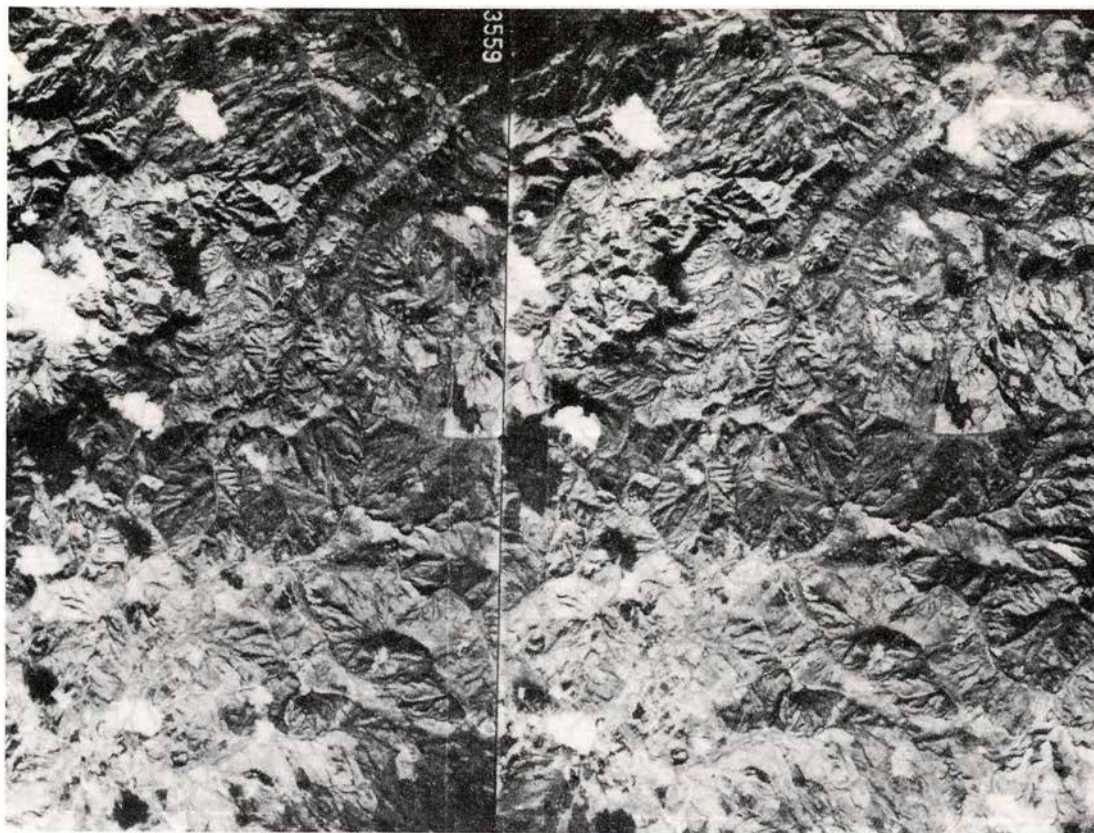


Figura 61.— METAMORFICAS — ANFIBOLITA
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 301, fotografías Nos. 3559—3560, plancha 131—III—D del I.G.A.C.

Area de anfibolita muy alterada, con algún control estructural.

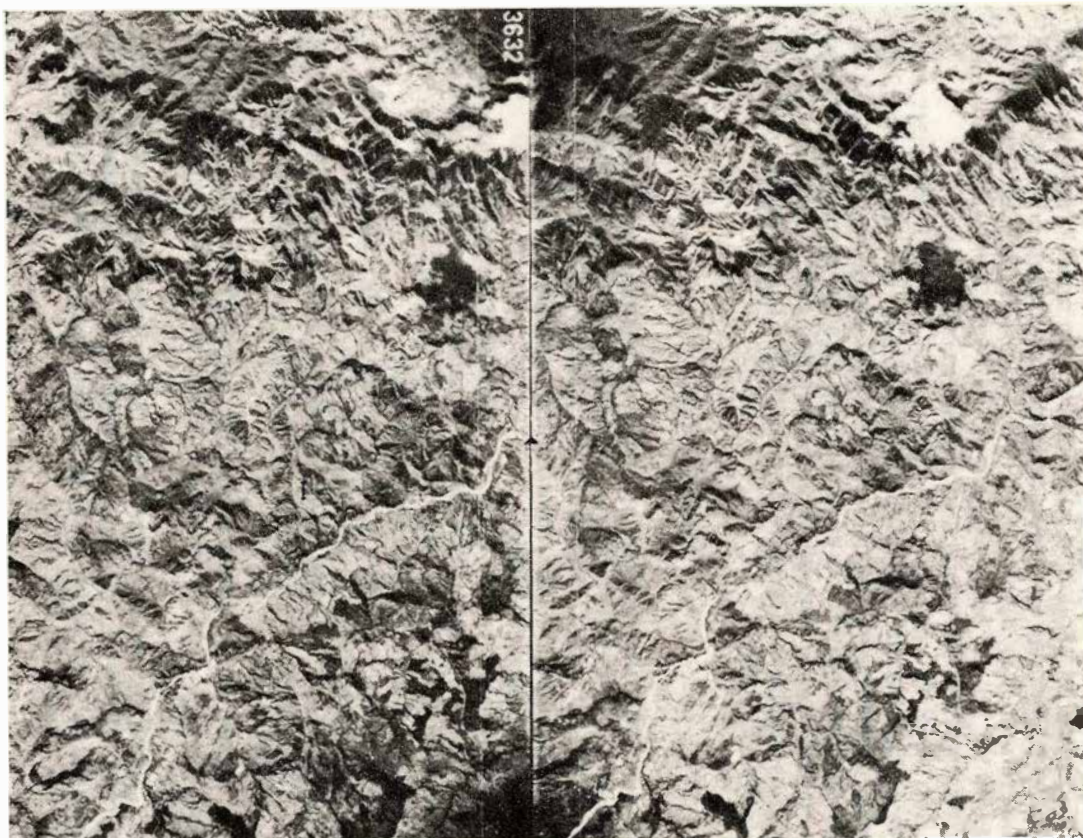


Figura 62.— METAMORFICAS — ANFIBOLITA Y ROCAS DEL BATOLITO
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 303, fotografías Nos. 3632—3633, plancha 131—III—B del I.G.A.C.

Anfibolita (A), en contacto con rocas del Batolito (I). Nótese la diferencia en drenaje, rasgos topográficos, textura y aún algunos rasgos estructurales desarrollados en la “anfibilota de contacto”. El cambio de pendiente marca el contacto.

GUIAS DE IDENTIFICACION PARA ROCA VERDE Y SERPENTINA

Roca Verde

El drenaje es paralelo a subparalelo, con notable paralelismo de los arroyos secundarios y aún más de sus tributarios que caen a aquellos en ángulo agudo (Fig. 63). Ocasionalmente, cuando el afloramiento no es muy extenso o las rocas se encuentran muy alteradas presentan un drenaje subdendrítico (Fig. 64).

Este tipo de roca no presenta rasgos estructurales marcados, pues se nota ausencia casi total de foliación y el diaclasamiento está muy mal desarrollado. En ocasiones el diaclasamiento se presenta sin ningún sistema definido, la roca muestra carácter macizo, vegetación escasa o rala, rasgos topográficos moderados, cerros asimétricos con pendientes regulares y largas en un sentido. El tono es generalmente claro (Figs. 65 y 66).

SERPENTINA

De la experiencia obtenida en el conocimiento de la zona se establecen los siguientes criterios para identificar serpentina a partir de fotografías aéreas. Haciendo la salvedad obvia de que tales criterios son valederos para cuerpos cuyo tamaño esté acorde con la escala de las fotografías usadas.

- 1) Ausencia total o casi total de vegetación ya que comunmente peridotitas y serpentinas llegan a contener suficiente cantidad de elementos letales, particularmente cromo, que destruyen o impiden el normal crecimiento de ésta.

El drenaje es subparalelo, de densidad media, canales angostos y relativamente poco profundos (Fig. 67).

- 2) La apariencia topográfica es rugosa. El tono más o menos claro y los rasgos texturales distintivos. Aparentemente el diaclasamiento es alto (Fig. 68).

La presencia de lateritas situadas topográficamente muy altas en cerros más o menos simétricos y aplanados en su parte superior.

El primer grupo de criterios es muy notorio principalmente en el área de Filadelfia, mientras el segundo (o sea la presencia de lateritas) es muy importante en el cordón de serpentinas que afloran en algunos tramos del río Nechí.

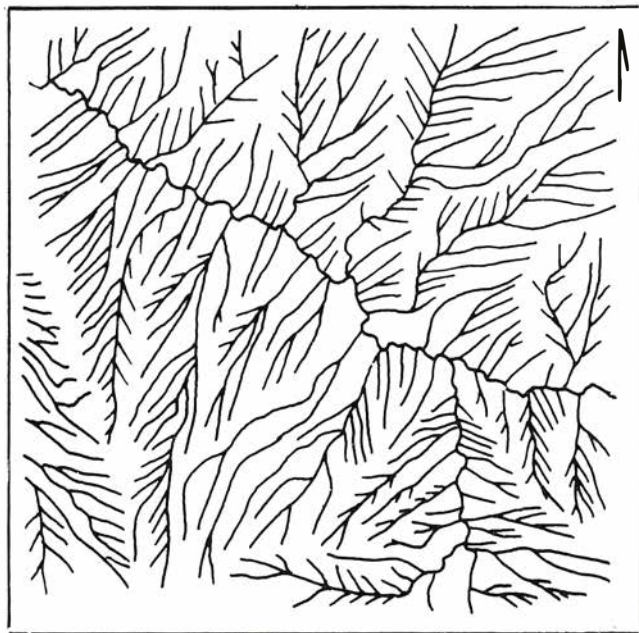


Figura 63.—
Sobre No. 244, fotografía No. 2026,
plancha 105—I—B del I.G.A.C.

Drenaje subparalelo denso en roca verde sin control estructural.

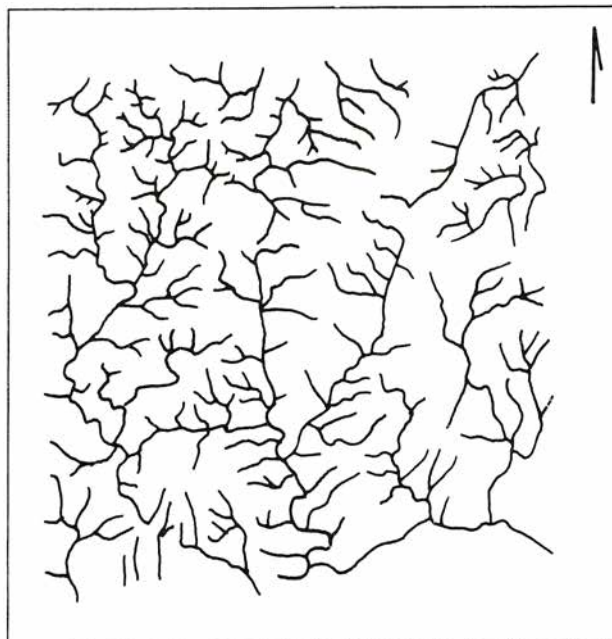


Figura 64.—
Sobre No. 743, fotografía No. 14870,
plancha 133—II—C. del I.G.A.C.

Drenaje dendrítico algo anómalo para roca verde con control estructural.

ROCA VERDE (Escala aproximada 1:55.000)

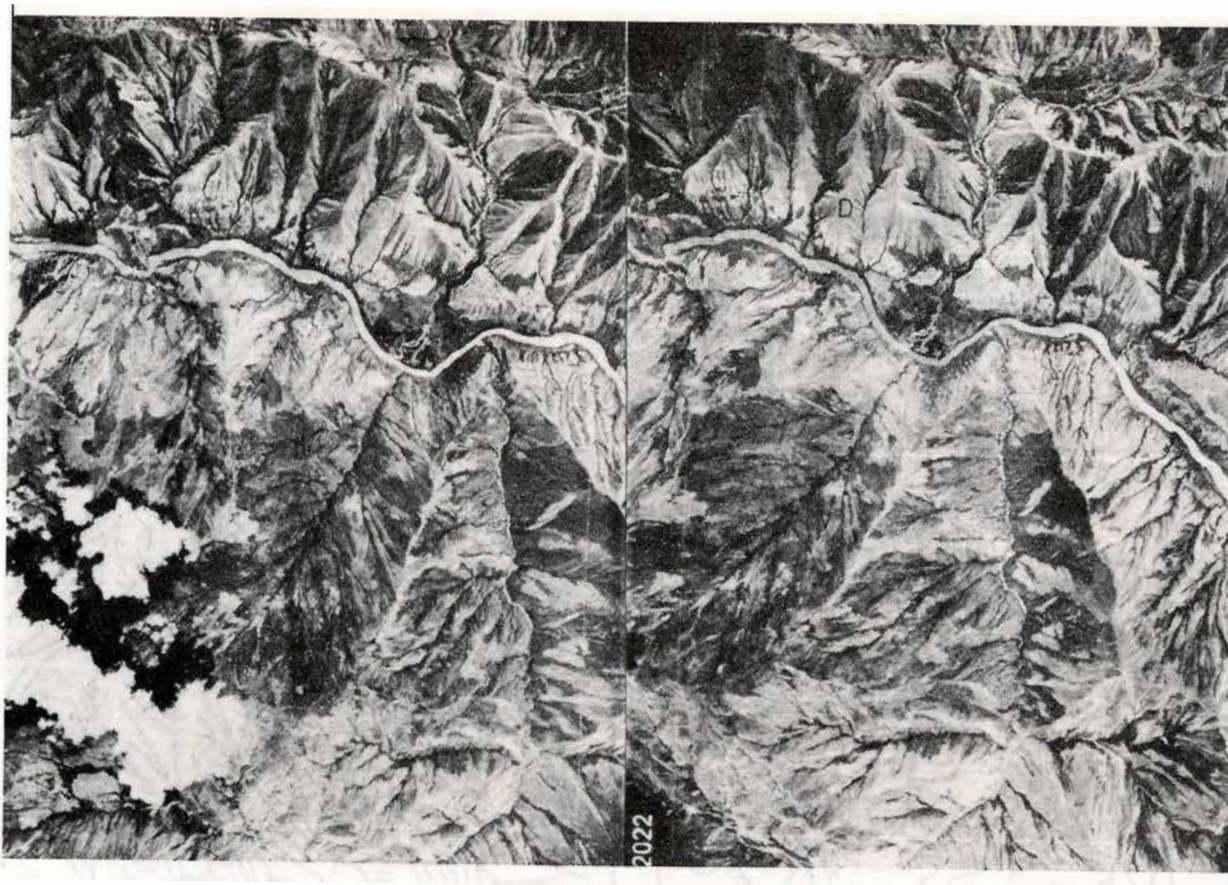


Figura 65.— ROCA VERDE
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 244, fotografías Nos. 2022—2023, plancha 105—I—C,D del I.G.A.C.

Nótese la diferencia de tono, textura y drenaje, entre la roca verde (V) y la diorita (D). Obsérvese en la parte central los diferentes niveles de un cono de deyección.

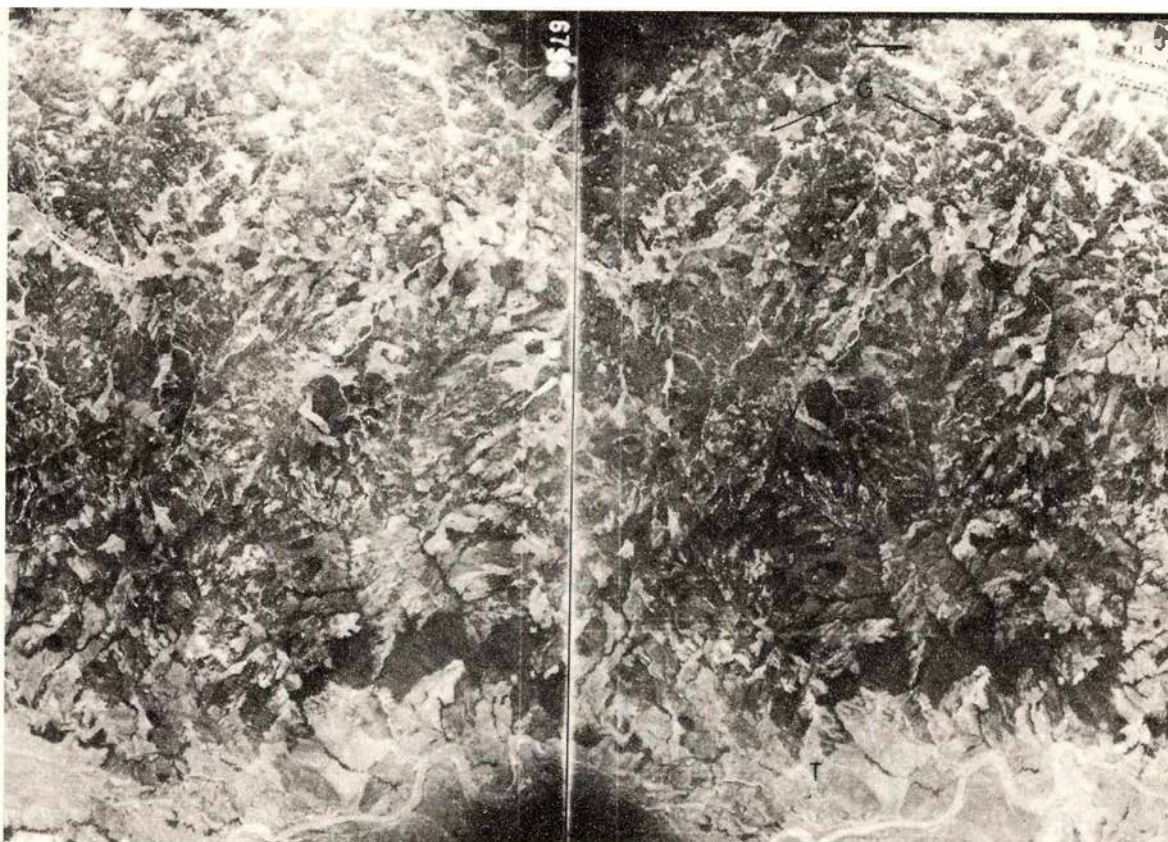


Figura 66.— ROCA VERDE
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 396, fotografías Nos. 6799-6800, plancha 206—I—B del I.G.A.C.

Nótese el carácter homogéneo, drenaje subparalelo y rasgos estructurales poco desarrollados propios de la roca verde (V). Al Oeste se nota un cambio en topografía, drenaje y tono que indica el contacto de roca verde con gabra (G). Al Este afloran rocas sedimentarias terciarias (T).

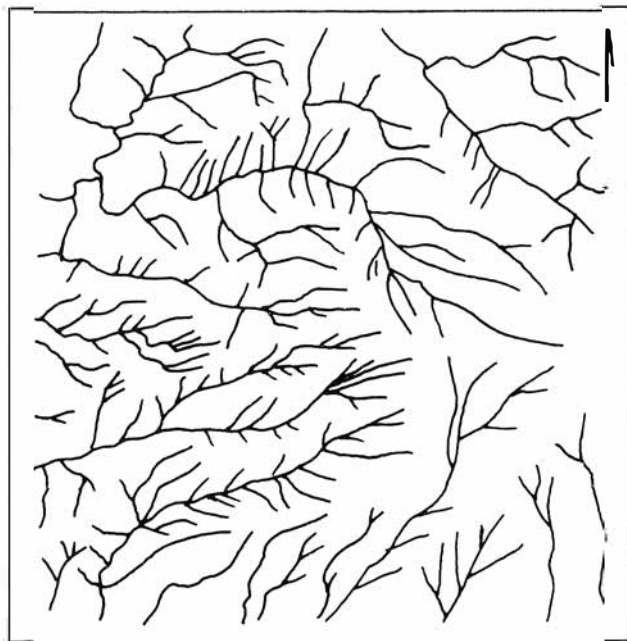


Figura 67.— SERPENTINA
Escala aproximada 1:55.000

Sobre No. 409, fotografía No. 7226, plancha 205—II—A del I.G.A.C.
Drenaje subparalelo de densidad media en un área de serpentina.

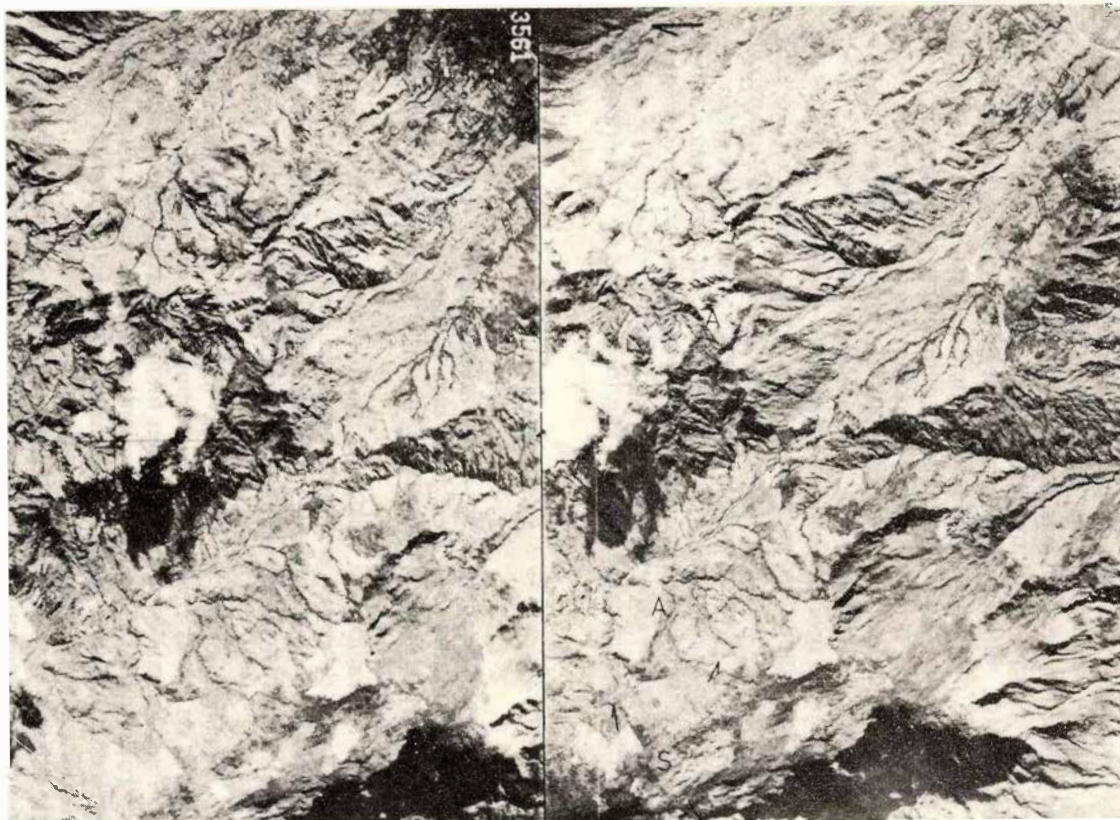


Figura 68.— SERPENTINA Y ANFIBOLITA
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 301, fotografías Nos. 3561–3562, plancha 147–I--B del I.G.A.C.

Nótese el relieve rugoso y aplanado y la ausencia de vegetación en la serpentina (S). La anfibolita (A) presenta una topografía más irregular y un tono más oscuro (las flechas indican el contacto).

RASGOS ESTRUCTURALES PRINCIPALES

FALLAS

Las fotografías aéreas permiten identificar fallas y otros rasgos lineares con más éxito que el que se obtendría con el solo trabajo de campo. Esto se explica por las siguientes razones: en las fotografías aéreas se tiene una visión más regional del posible alineamiento y la exageración vertical del modelo estereoscópico realza cualquier desplazamiento, alineamiento o rasgo negativo que se presente. Es obvio que las fotografías aéreas dan mejores resultados cuando las fallas son de alto ángulo (las cuales generalmente se expresan como rasgos rectilíneos o suavemente curvados) que cuando el rasgo sospechoso corresponde a una falla de bajo ángulo (Allum, 1966 — Ray, 1956, 1960 — Miller, 1961 — Lattman and Ray, 1965).

Los criterios indicativos de la probable presencia de fallas son entre otros los siguientes: segmentos rectos y continuos en los ríos, arroyos o tributarios y cambios bruscos de curso. Alineamiento de lagos, cambios en el tono, vegetación, drenaje, rasgos topográficos y erosionales a ambos lados de la posible falla. En general los rasgos topográficos negativos como depresiones alineadas y los caracteres positivos como alineamientos en la topografía, formación de escarpes y algunas formas semejando taludes son indicativos de fallas (Figs. 69 y 70).

DIACLASAS

Tanto la exageración vertical del estereomodelo como la visión regional del conjunto del área, hace más fácil el reconocimiento de diaclasas y los sistemas de diaclasas, a partir de fotografías aéreas, que directamente en el campo.

La identificación de cualquier rasgo linear producido en los diferentes tipos de rocas, se puede hacer en base a los alineamientos de los segmentos de los arroyos y sus tributarios. El alineamiento y crecimiento diferencial de vegetación a lo largo del rasgo linear (Fig. 71 y 72).

El diaclasamiento se desarrolla mejor y es más fácilmente reconocible en rocas ígneas, donde se pueden reconocer uno, dos o tres sistemas, los cuales se entrecruzan formando cualquier ángulo.

En rocas metamórficas, provenientes de rocas clásticas de grano fino, está comúnmente menos desarrollado el diaclasamiento que en aquellas derivadas de rocas clásticas de grano grueso.

En filitas y esquistos de bajo grado el diaclasamiento se presenta en sistemas más cercanamente espaciados que en aquellos de grano más grueso.

FOLIACION

No todas las rocas metamórficas desarrollan buena foliación susceptible a ser reconocida a partir de fotografías aéreas. Esta se reconoce por los sucesivos y marcados alineamientos, generalmente paralelos, de los escarpes de las colinas o cerros y por los arroyos y sus tributarios. En la mayoría de los casos, sólo la experiencia del fotointérprete establece los criterios propios de reconocimiento para tales rasgos estructurales (Fig. 73).

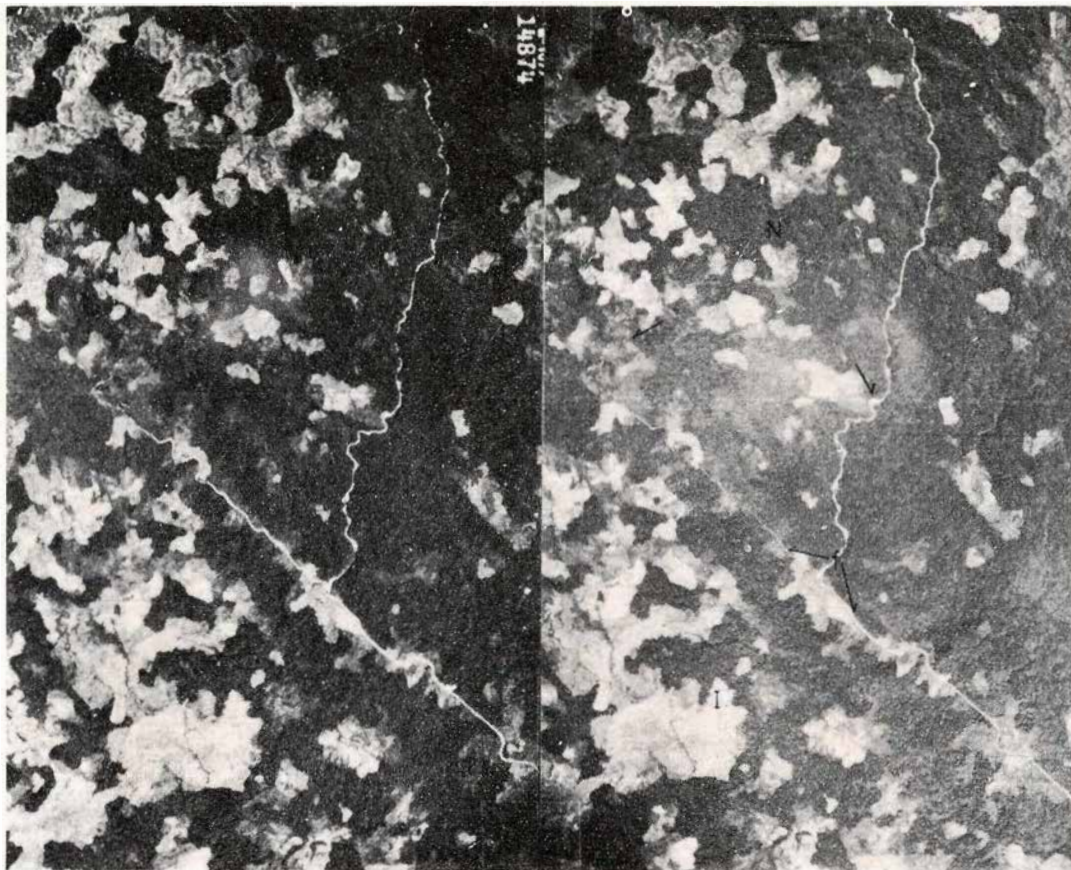


Figura 69.— FALLA DE CIMITARRA
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 743, fotografías Nos. 14874—14875, plancha 133—I—A,C del I.G.A.C.

Nótese el trazo espectacular de la falla que controla el río. Las flechas señalan un cambio topográfico, de drenaje y rasgos estructurales más desarrollados en el neis (N) que en la granodiorita (I).



Figura 70.— FALLA DE MIRAFLORES
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 776, fotografías Nos. 15886—15887, plancha 148—I—A del I.G.A.C.

Nótese el control ejercido en el curso del río. Las flechas indican el trazo de la falla en rocas del Batolito Antioqueño.

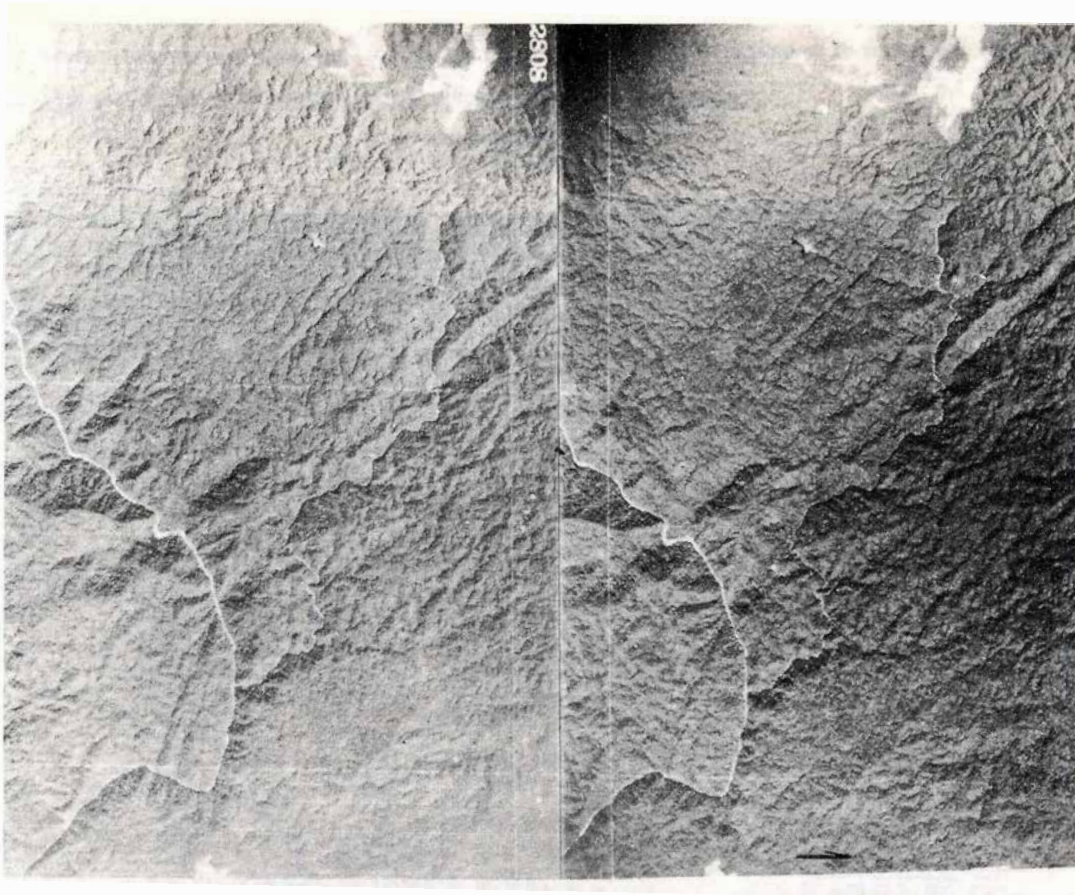


Figura 71.— DIACLASAS
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 97, fotografías Nos. 2807—2808, plancha 106—I—A,C del I.G.A.C.

Típico diaclasamiento en rocas probablemente néisicas.

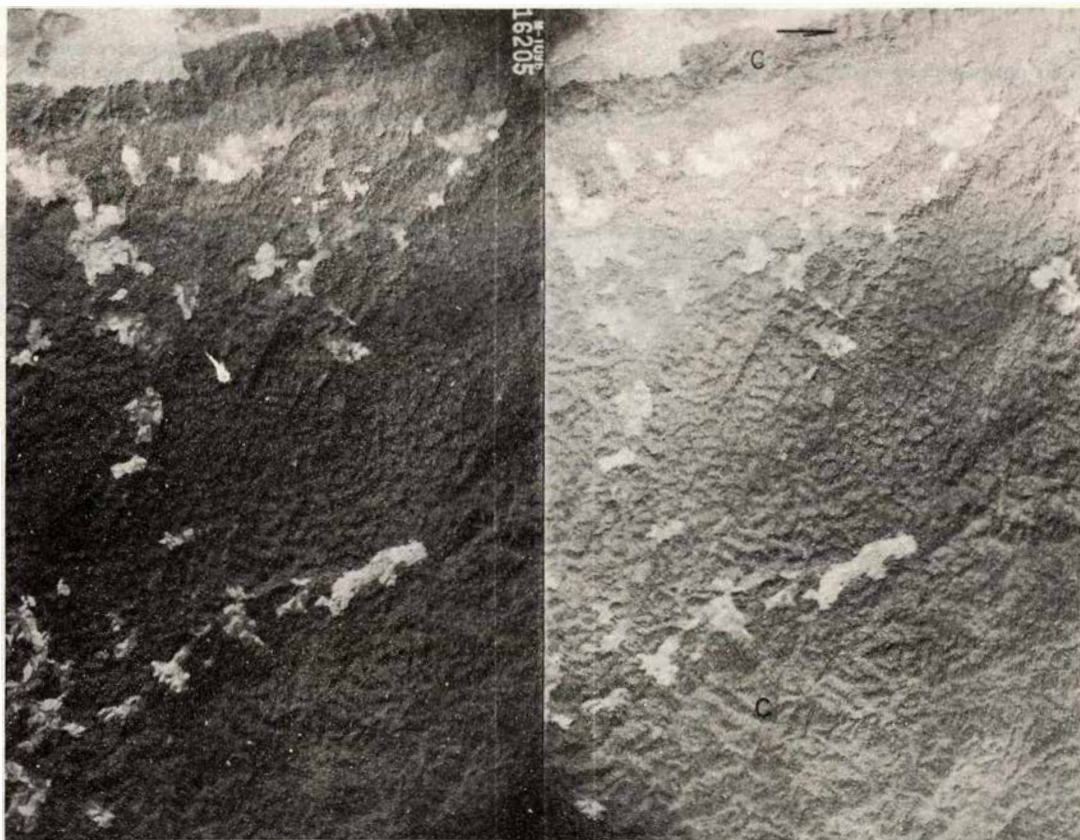


Figura 72.— DIACLASAS
Escala aproximada 1:110.000

SobreNo. 788, fotografías Nos. 16204–16205, plancha 106–IV–C del I.G.A.C.

Zona intensamente diaclasada en un área néisica, limitada presumiblemente por cuarcitas (C).

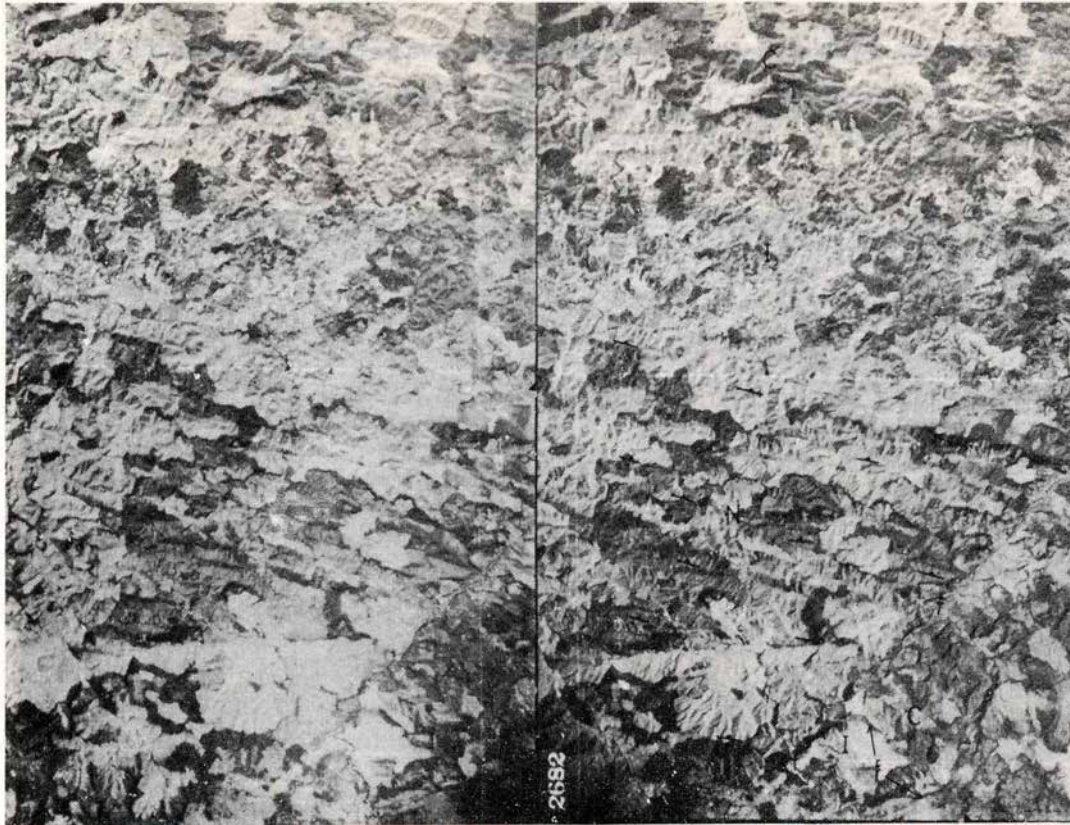


Figura 73.— FOLIACION
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 94, fotografías Nos. 2681—2682, plancha 148—II—C del I.G.A.C.

Dirección general de la foliación e intenso diaclasamiento en neis feldespático (N). Una zona de cuarzdiorita (I) y cuarcita (C) limita el neis. Obsérvese la línea de falla (f).

FOTOINTERPRETACION EN AREAS GEOLOGICAMENTE COMPLEJAS

Se ha seleccionado una serie de estereopares correspondientes a áreas geológicamente complejas dentro de la zona estudiada.

Con las guías o criterios enunciados anteriormente y en base a los estereopares mostrados como ejemplo típico para cada roca, se puede proseguir a fotointerpretar áreas, algunas con muchas complicaciones estructurales, en las cuales se podrá aplicar todas las guías o criterios dados por el autor para su reconocimiento. Es de advertir que para algunas unidades o rocas aquí distinguidas se contó con un reconocimiento previo de campo.

En algunos casos se han marcado con puntos los contactos entre las diferentes rocas o unidades. En otros, sólo se han insinuado. Igualmente se ha hecho para alineamientos, fallas, etc.

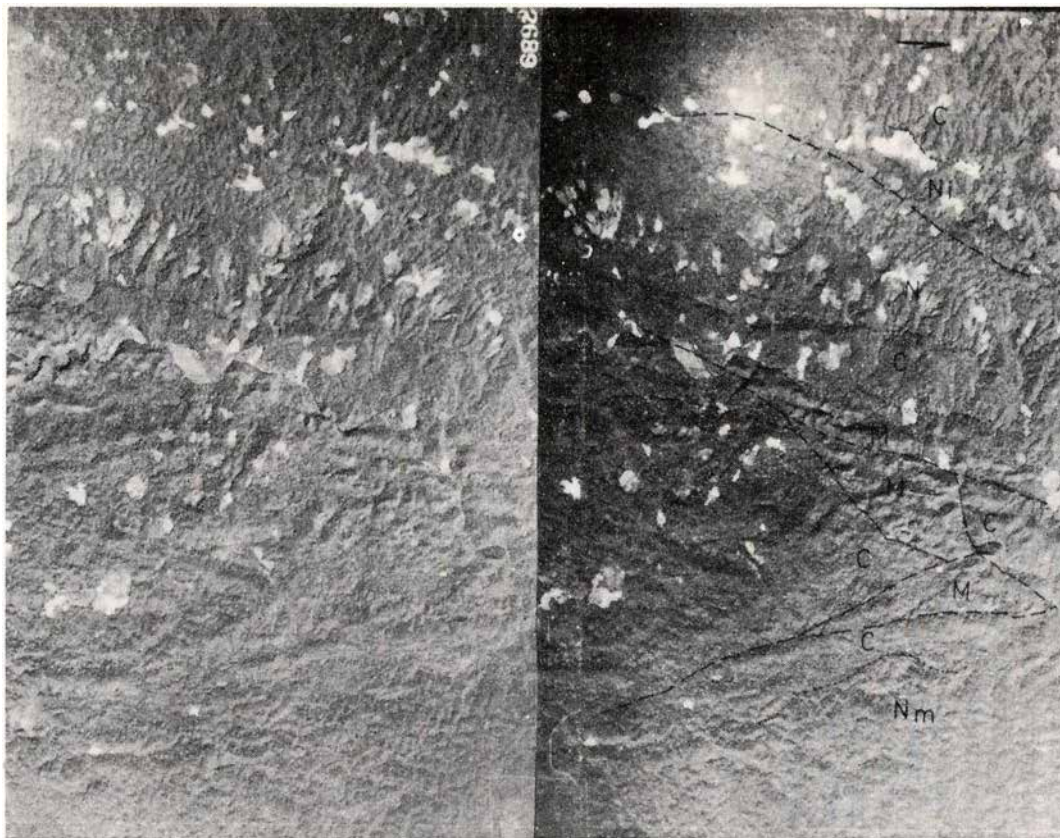


Figura 74.— AREA COMPLEJA DE ROCAS METAMORFICAS
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 94, fotografías Nos. 2689—2688, plancha 168—II—A,C del I.G.A.C.

El estereo—modelo muestra un área cubierta por vegetación donde aflora mármol (M) de tono, drenaje y topografía distintas. Cuarcita (C) cuyo drenaje, topografía y vegetación es diferente tanto al mármol como al neis intrusivo (Ni) y a la migmatita (Nm). Los trazos indican fallas y los puntos contactos. En la cuarcita se nota mayor control estructural que en las demás rocas.

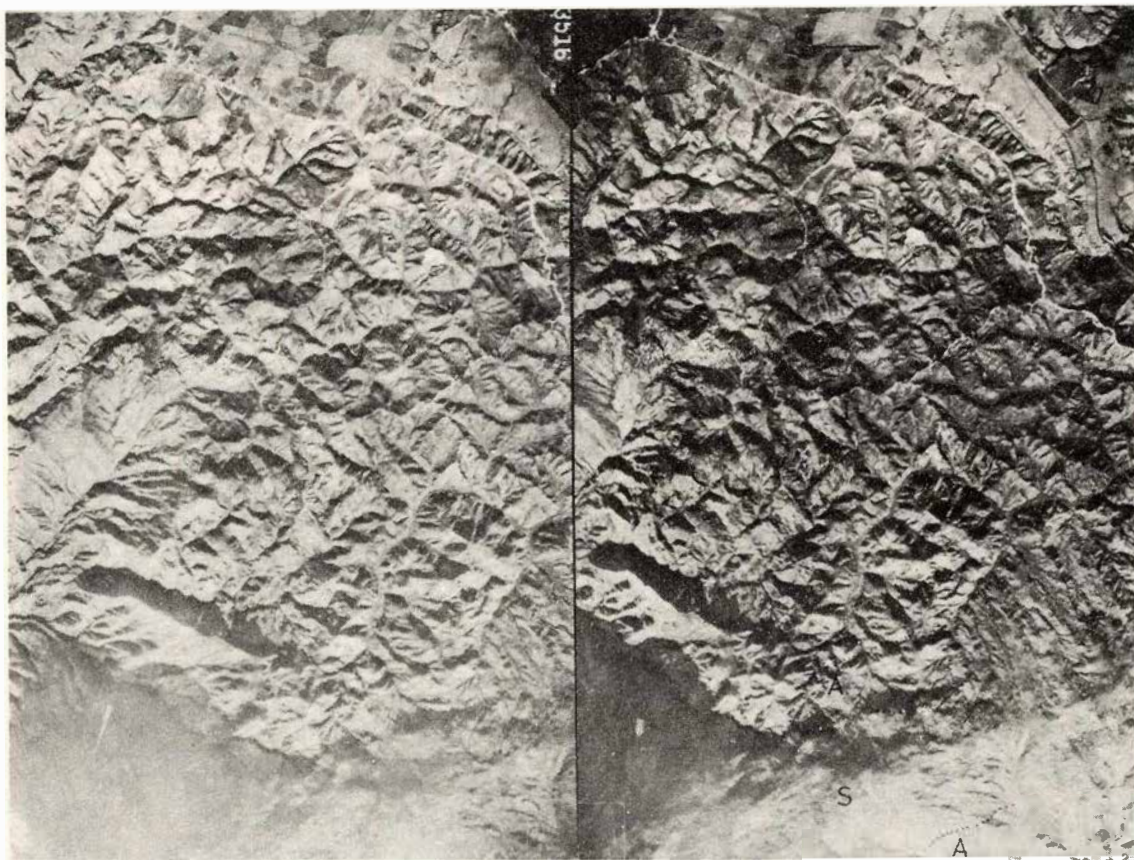


Figura 75.— ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 300, fotografías Nos. 3516–3517, plancha 147—I–D del I.G.A.C.

La zona fracturada de relieve moderado y topográficamente más baja corresponde a rocas ígneas (I). La parte de tono y textura intermedios es anfibolita (A) y el tono grisáceo y relieve uniforme pero algo rugoso corresponde a serpentina (S).

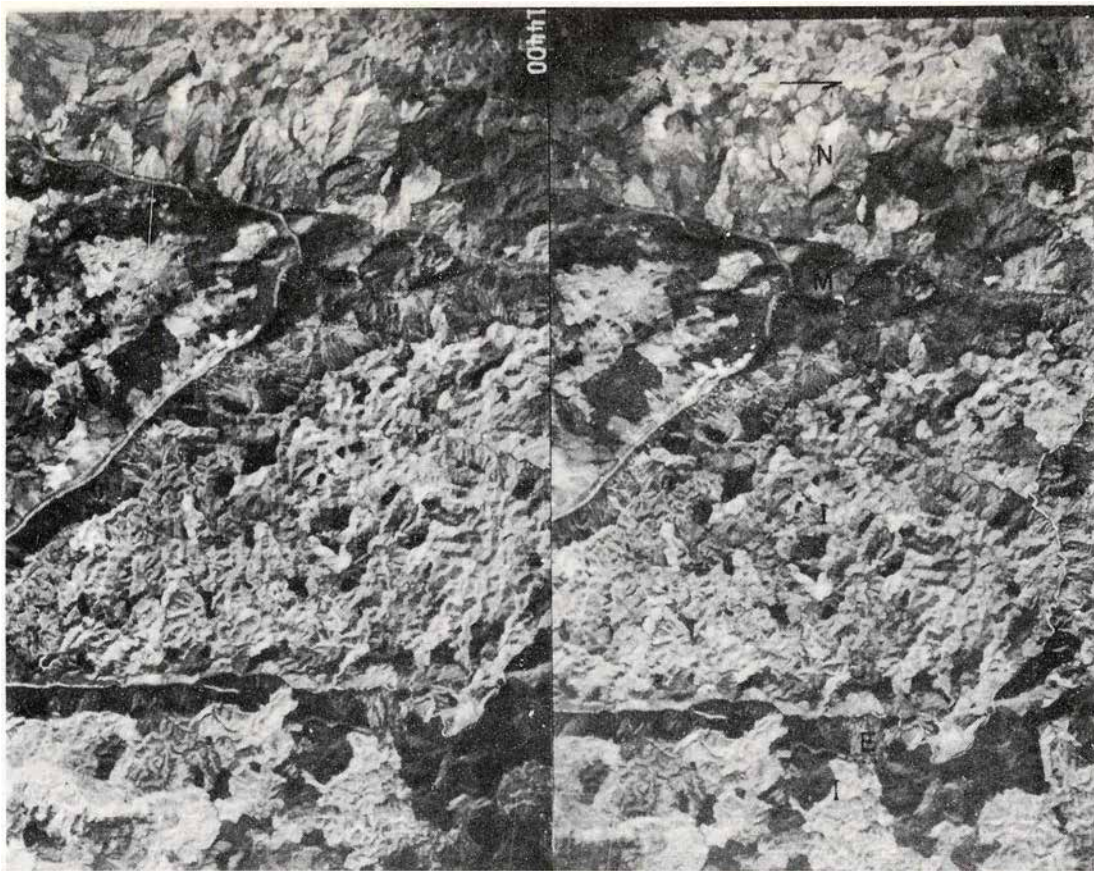


Figura 76.— ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 729, fotografías Nos. 14400—14401, plancha 148—II—A del I.G.A.C.

Cerros redondeados, drenaje semicircular, abundantes parches de vegetación y presencia de dolinas son criterios distintivos para el mármol (M). Drenaje, control estructural, topografía y rasgos texturales propios entre las rocas ígneas y los neises (N). Los puntos marcan el contacto entre una zona esquistosa (E) y rocas ígneas. Los rasgos estructurales prominentes son la falla de PALESTINA al Oeste, la falla del NUS al Este, conectadas por una falla de dirección Noroeste.

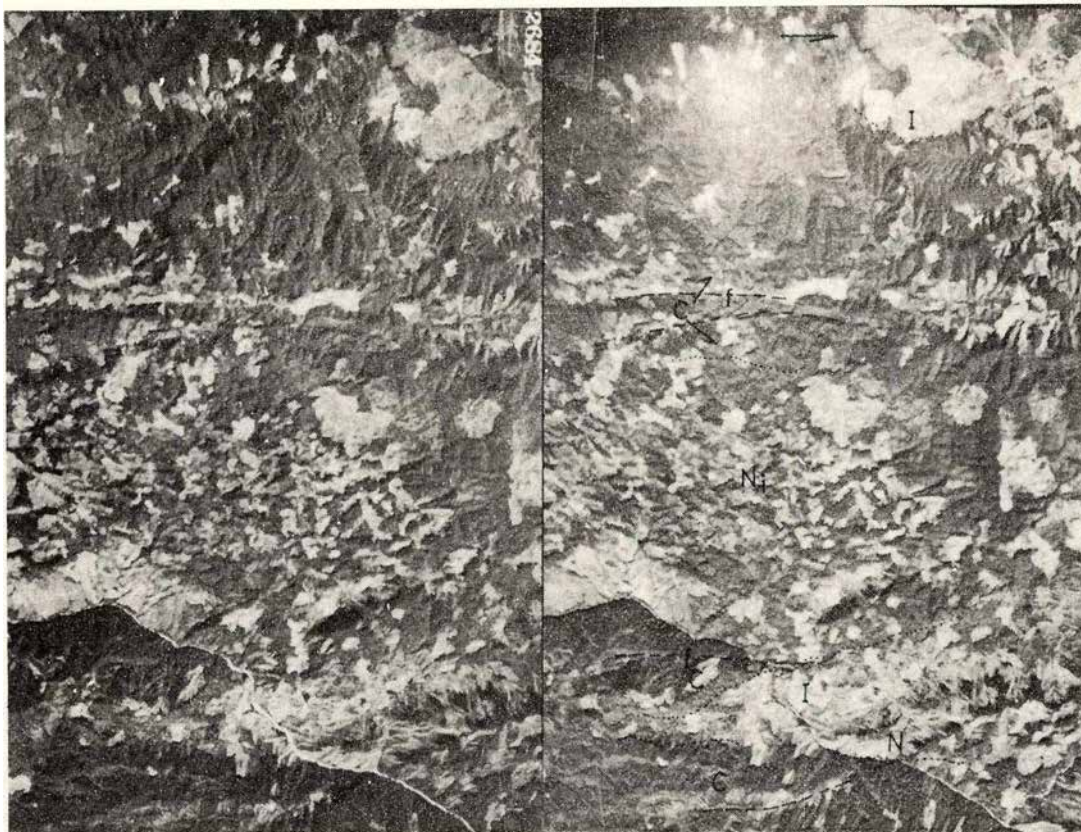


Figura 77.— ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 94, fotografías Nos. 2683—2684, plancha 148—IV—A del I.G.A.C.

La cuarcita (C) presenta rasgos topográficos y estructurales prominentes, en relación con los presentados por el neis intrusivo (Ni) y las rocas del batolito (I). El drenaje y los rasgos texturales son distintivos para cada tipo de roca.

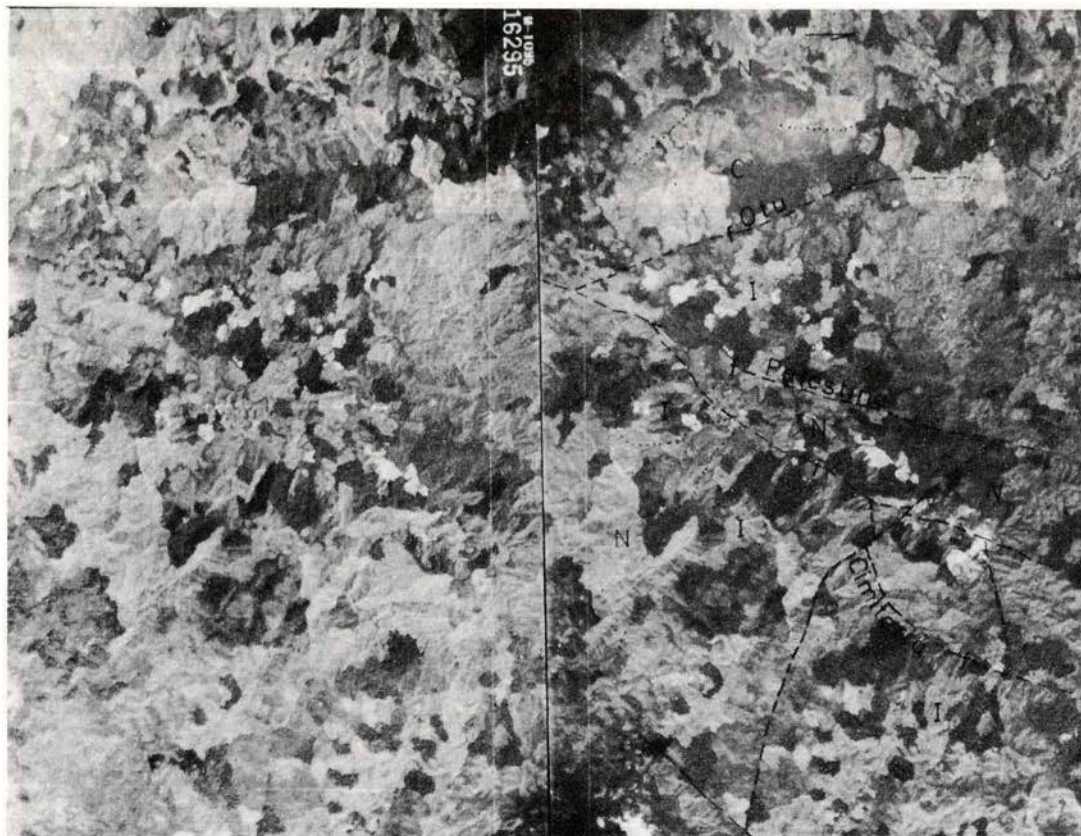


Figura 78.— ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 790, fotografías Nos. 16294—16295, plancha 113—I—C del I.G.A.C.

El drenaje, la topografía, la textura y aún los rasgos estructurales son indicio de rocas diferentes. Rocas ígneas (I), neis (N) y cuarcita (C), complicados por un intenso fallamiento.

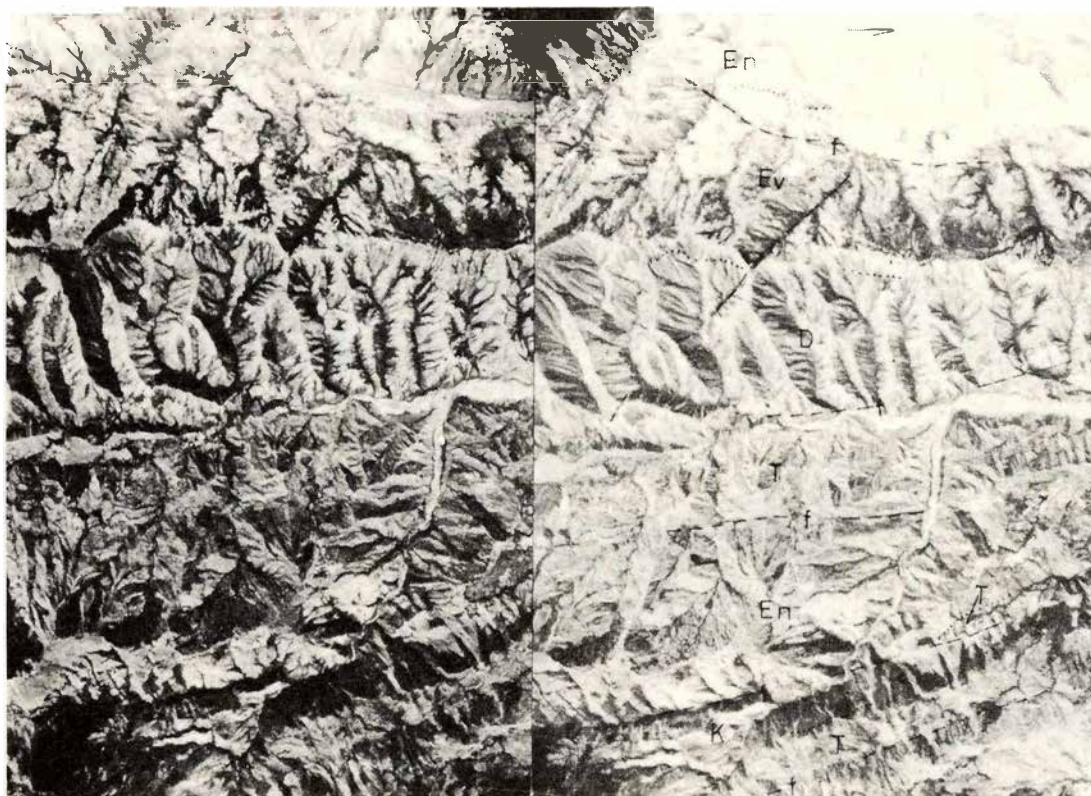


Figura 79.— ROCAS SEDIMENTARIAS — IGNEAS — METAMORFICAS
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 242, fotografías Nos. 1948—1949, plancha 130—III—B del I.G.A.C.

Drenaje, textura y tono son diferentes para la diorita (D), el esquisto negro (En) y el esquisto verde (Ev) y las rocas cretáceas (K). Además, nótese el gran contraste topográfico y textural con las sedimentaciones terciarias (F). La diferencia entre esquisto negro y verde es notoria principalmente por el drenaje y los rasgos texturales. Los puntos indican contactos y las líneas fallas (f).

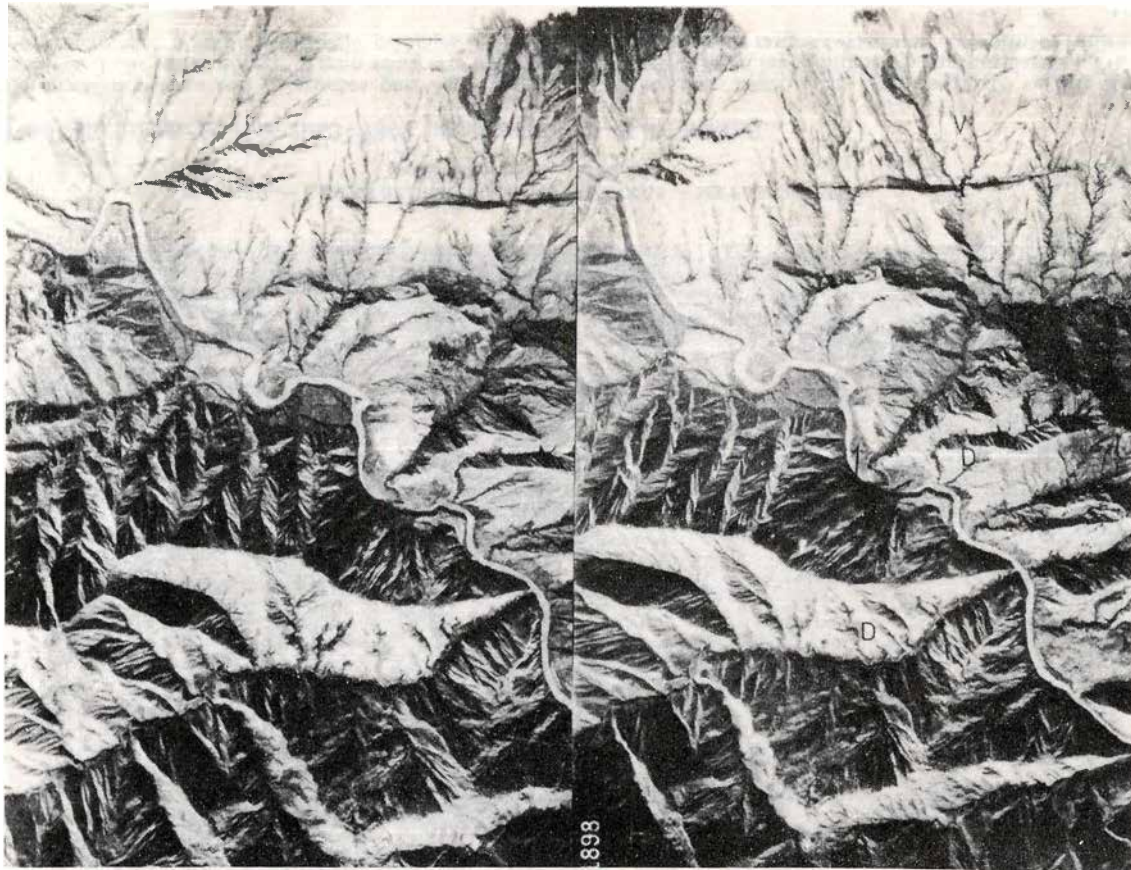


Figura 80.— DIORITA — ESQUISTO — ROCA VERDE
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 241, fotografías Nos. 1898—1899, plancha 115—I—B del I.G.A.C.

Se muestra un área compleja de roca verde (V), esquisto verde (Ev) y diorita (D). La roca verde muestra un drenaje de regular densidad, que produce pendientes topográficas más o menos continuas, mientras que en la diorita las pendientes son más irregulares y el tono es gris claro brillante. El tono en el esquisto es más oscuro y muestra una topografía escamosa. Nótese las líneas de falla (f) y las terrazas (Q_t) en algunas partes recubiertas por conos.

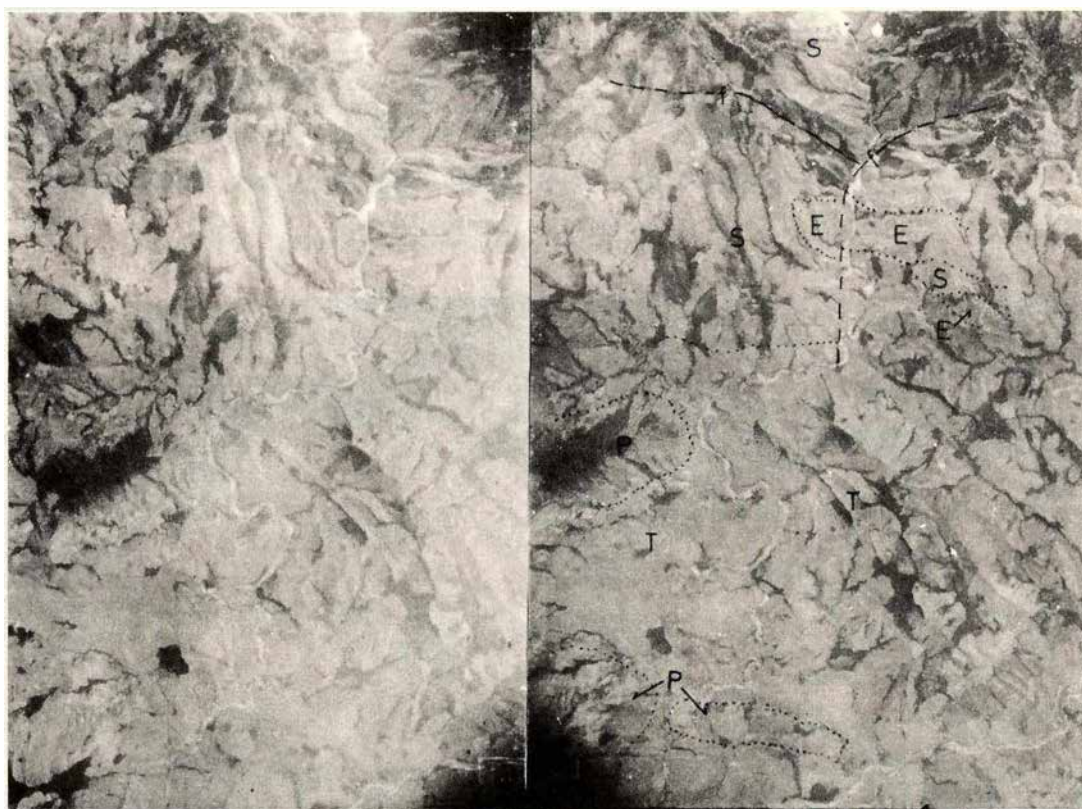


Figura 81.—SEDIMENTOS TERCIARIOS — PORFIDO ANDESITICO —
ESQUISTO — SERPENTINA
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 409, fotografías Nos. 7226—7227, plancha 205—II—A del I.G.A.C.

Area singularmente compleja donde el tono y la vegetación son poco indicativos como criterios de identificación. No así, los rasgos texturales, estructurales y aún el drenaje. El pórfido andesítico (P) destaca ampliamente tanto por la forma como por el drenaje radial. Las rocas sedimentarias terciarias (T) se reconocen por su estratificación (buzamiento al Sureste). La diferencia en textura y drenaje hace posible separar la serpentina (S) de la delgada faja de esquistos (E), en esta área particular.

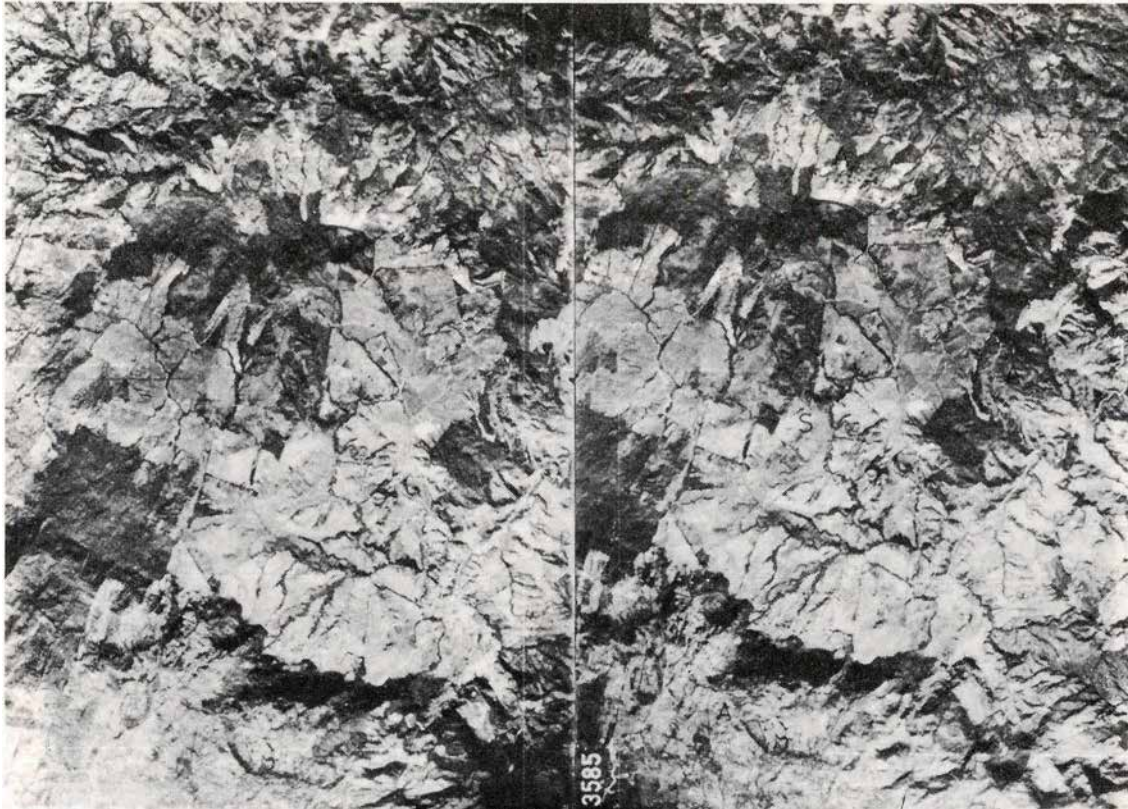


Figura 82.— SERPENTINA — ANFIBOLITA
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 302, fotografías Nos. 3585—3586, plancha 143—III—B del I.G.A.C.

Zona muy meteorizada donde aflora serpentina (S) y anfibolita (A). Nótese los caracteres topográficos, erosivos, tonales y el drenaje distintivos para serpentina y anfibolita en esta área. La zona (B) representa una aureola de metamorfismo de contacto. Los puntos delimitan las diferentes rocas.

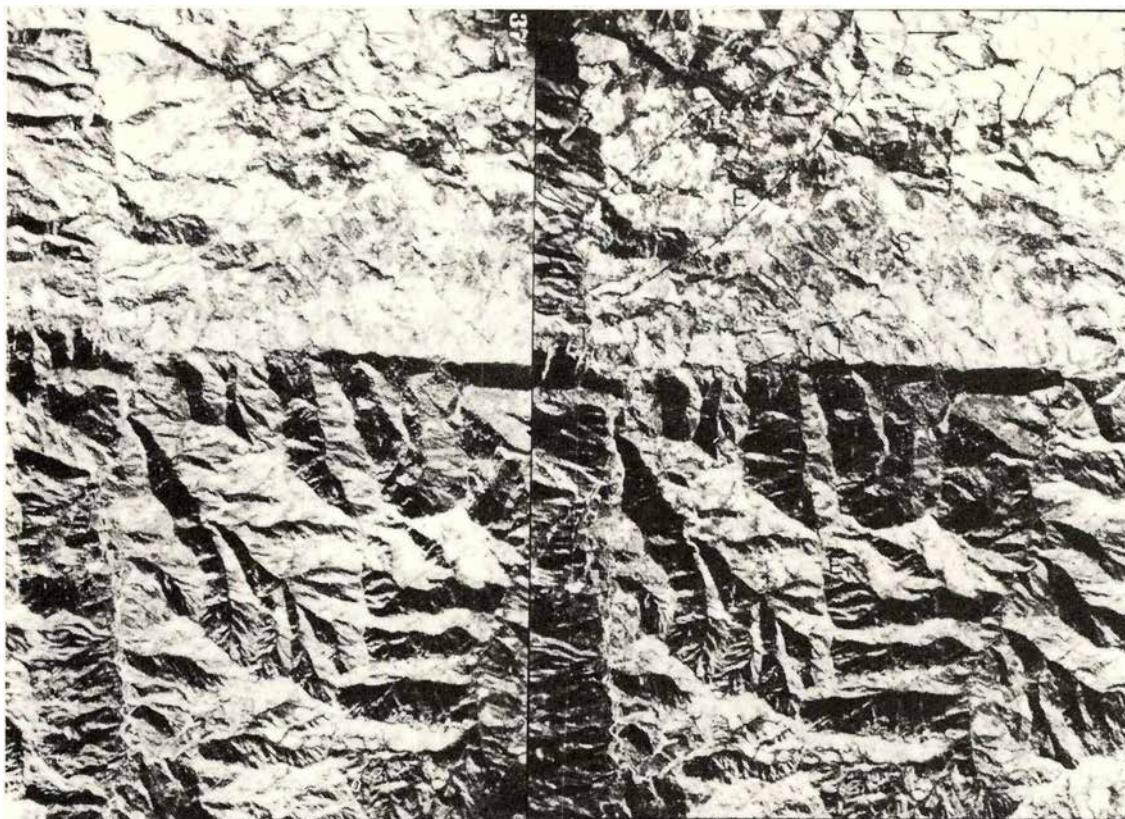


Figura 83.—SEDIMENTOS TERCIARIOS — ROCA CRETACEA—
ESQUISTO — SERPENTINA
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 133, fotografías Nos. 3710—3711, plancha 206—IB del I.G.A.C.

Rocas cretáceas (E1) con cubierta tobácea separadas de los sedimentos Terciarios (T) por la falla de Romeral (f). Nótese los caracteres estructurales y texturales diferentes para la serpentina (S) y el esquistos (E). Los rasgos topográficos, el drenaje y el tono son diferentes a ambos lados de la falla. Las líneas indican trazos de falla.

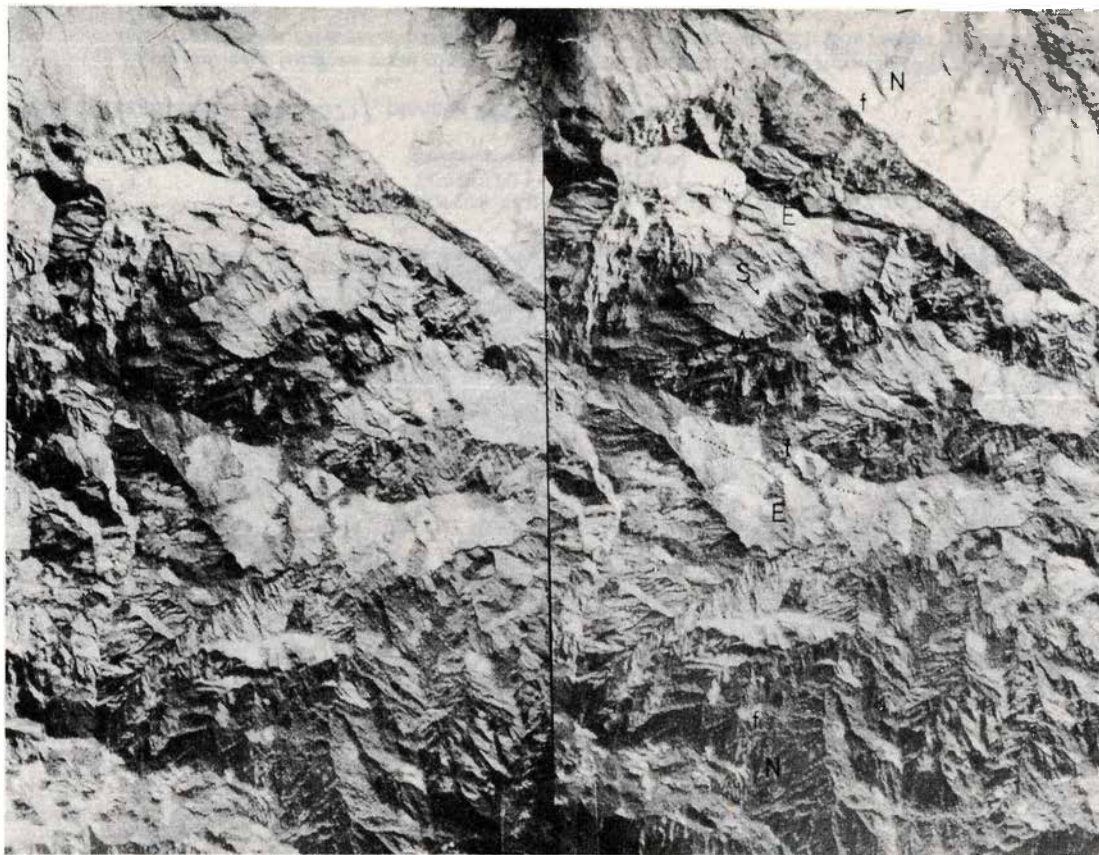


Figura 84.— SERPENTINA — ANFIBOLITA — NEIS—
ESQUISTO
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 441, fotografías Nos. 1409—1410, plancha 105—IV—A del I.G.A.C.

La capa laterítica y la textura muestra una zona de serpentina (S). Nótese la diferencia en textura y drenaje entre el esquist (e), la anfibolita (A) y el neis (N). Los puntos indican contactos y (f) líneas de falla.



Figura 85.— NEIS — ROCA ÍGNEA
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 728, fotografías Nos. 14391—14392, plancha 117—IV—B del I.G.A.C.

Neis intrusivo (Ni), nótese la diferencia de topografía, drenaje y tono con las rocas ígneas (I). La zona (N) representa paraneis. La distinción entre (Ni) y (N) se hace en base al drenaje y los rasgos estructurales. Los puntos indican contactos.

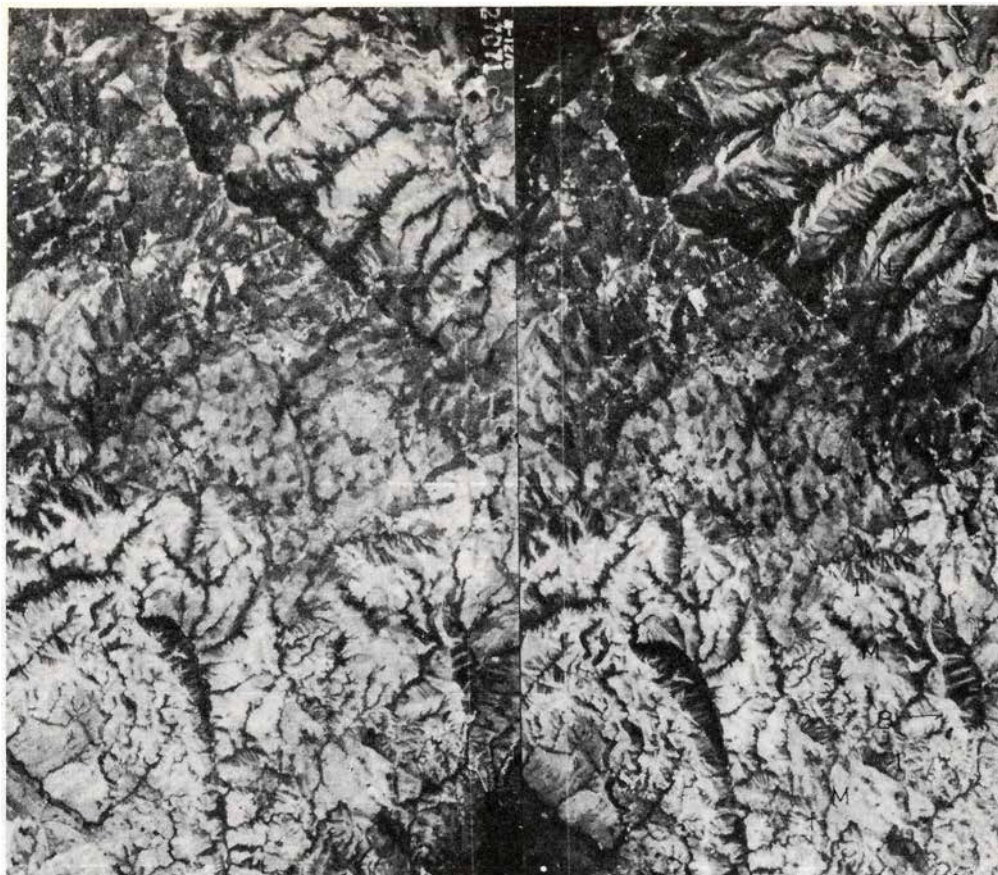


Figura 86.—MARMOL — NEIS — ROCA IGNEA —
ROCA HIBRIDA
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No.1161, fotografías Nos. 2071—27072, plancha 245—III—C del I.G.A.C.

Los rasgos topográficos, el drenaje semicircular y la presencia de numerosas dolinas hacen resaltar claramente las zonas de mármol (M). Los rasgos estructurales, el drenaje dendrítico, el tono y la textura propias de zonas de rocas ígneas (I) son algo semejantes con las características presentes en el neis (N) en esta área. La banda más clara (B) muestra una zona de roca híbrida producto de alteración metasomática. Varias líneas de falla son mostradas por (f).

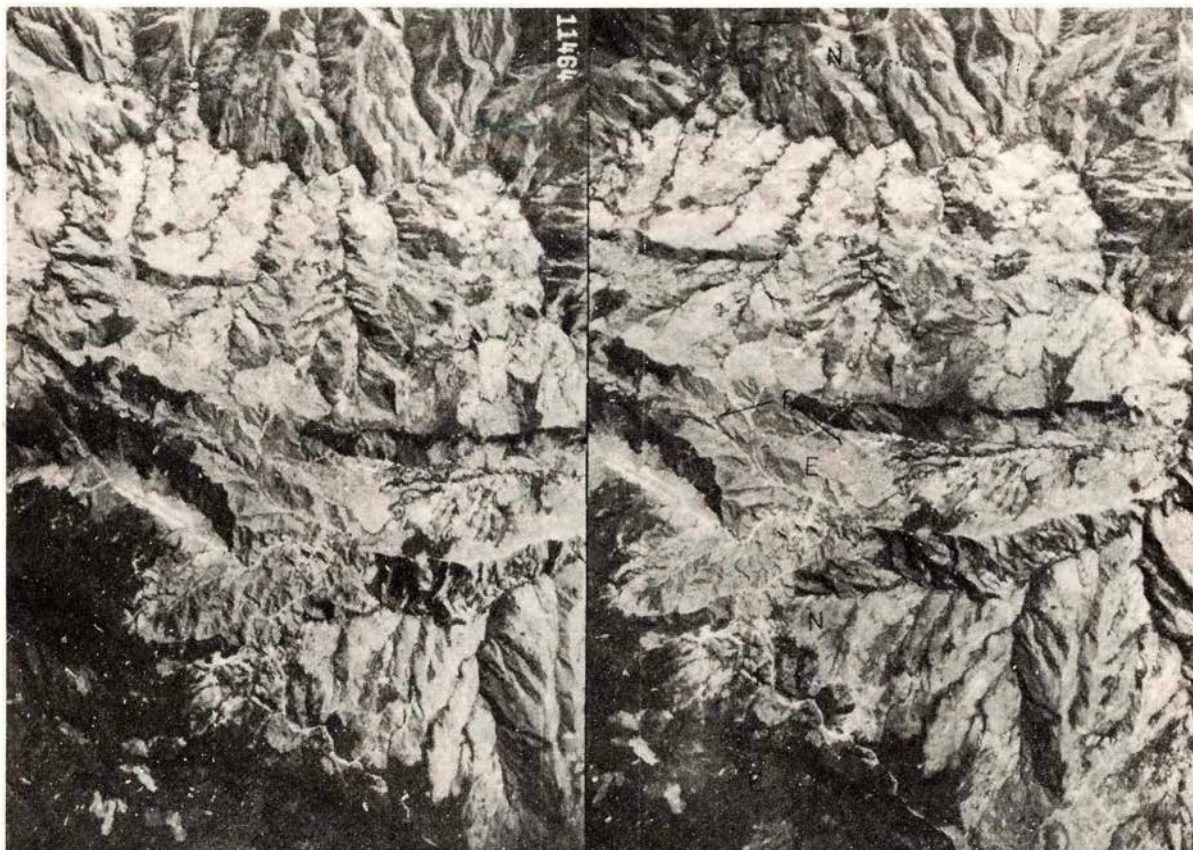


Figura 87.— ESQUISTO — NEIS
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 631, fotografías Nos. 11464—11465, plancha 105—I—B del I.G.A.C.

El drenaje, la textura y aún los rasgos topográficos son distintivos para el neis (N) y el esquisto (E). El rasgo linear más prominente es la falla de Santa Rita. Los puntos marcan los contactos.

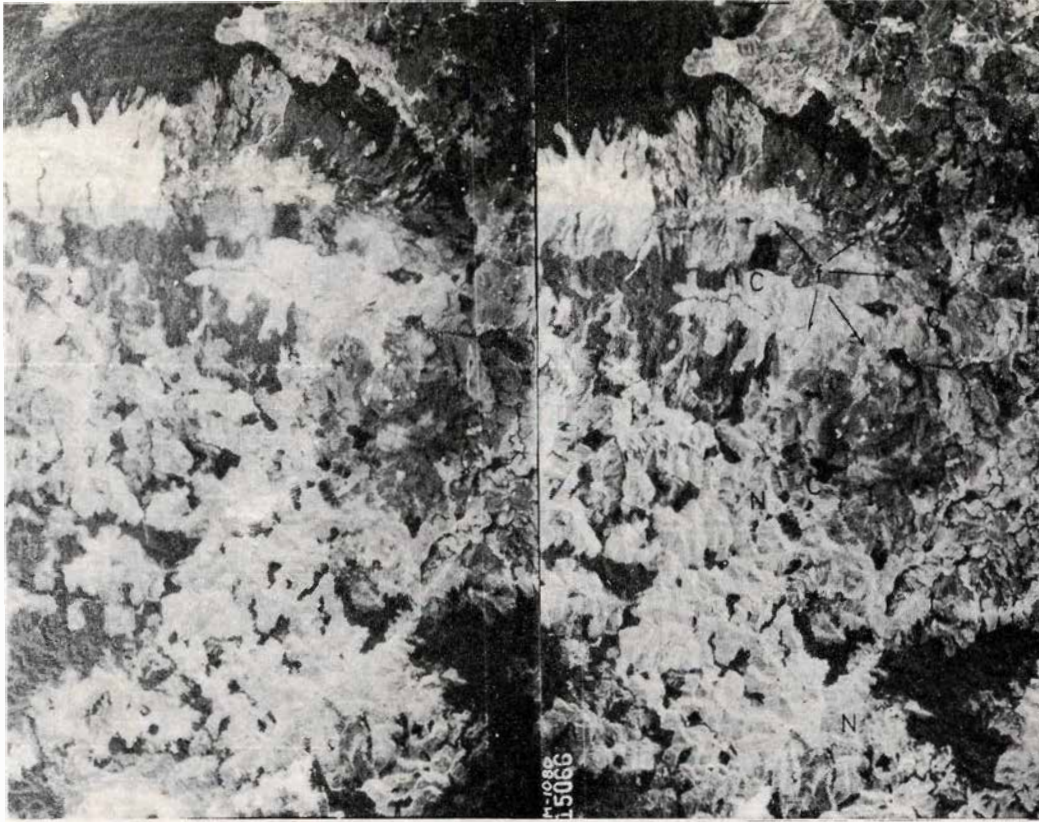


Figura 88.— CUARCITA — NEIS — ROCA IGNEA
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 751, fotografías Nos. 15065—15066, plancha 117—III—B del I.G.A.C.

Rasgos estructurales, drenaje, textura y topografía sirven para separar el neis (N) de las rocas ígneas (I) y de la cuarcita (C).
Los puntos indican los contactos y la letra (f) muestra varias líneas de falla.

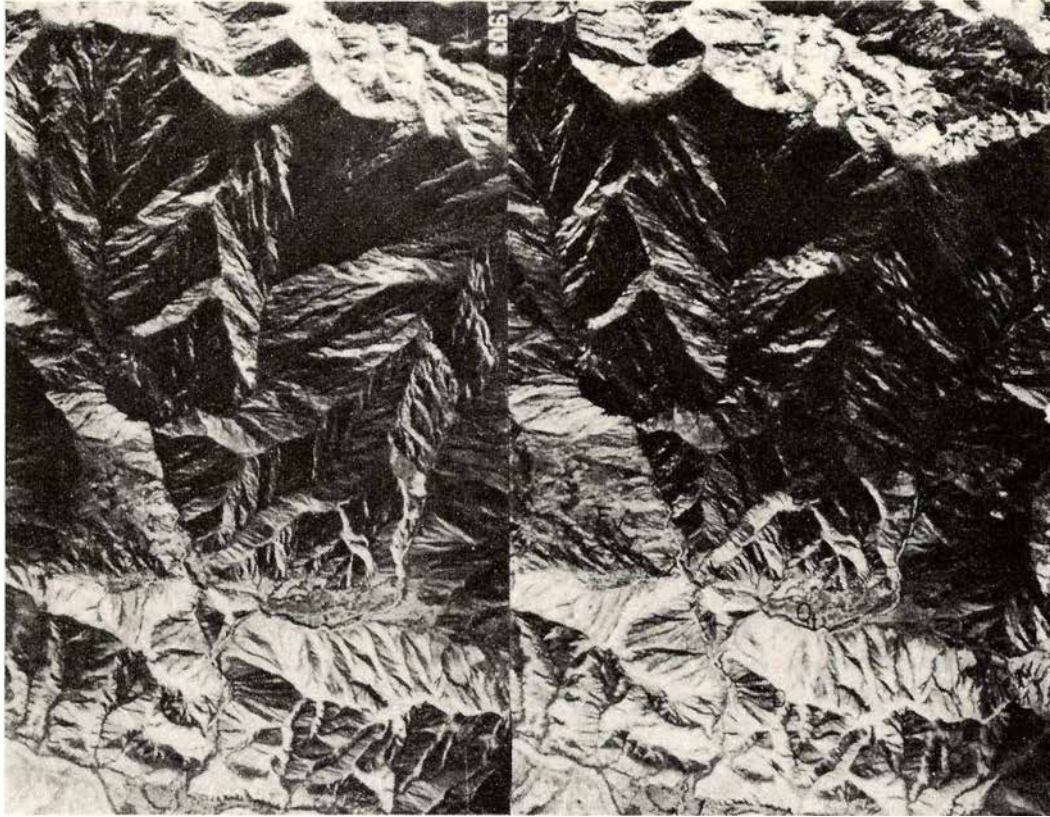


Figura 89.— ESQUISTO — DIORITA
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 241, fotografías Nos. 1903—1904, plancha 115—III—B,D del I.G.A.C.

Los criterios tales como tono, drenaje, textura y topografía son distintivos en la diorita (D) y el esquistos verde (Ev). Nótese la diferencia de nivel de las terrazas (Q_t). La línea de falla está marcada por (f).

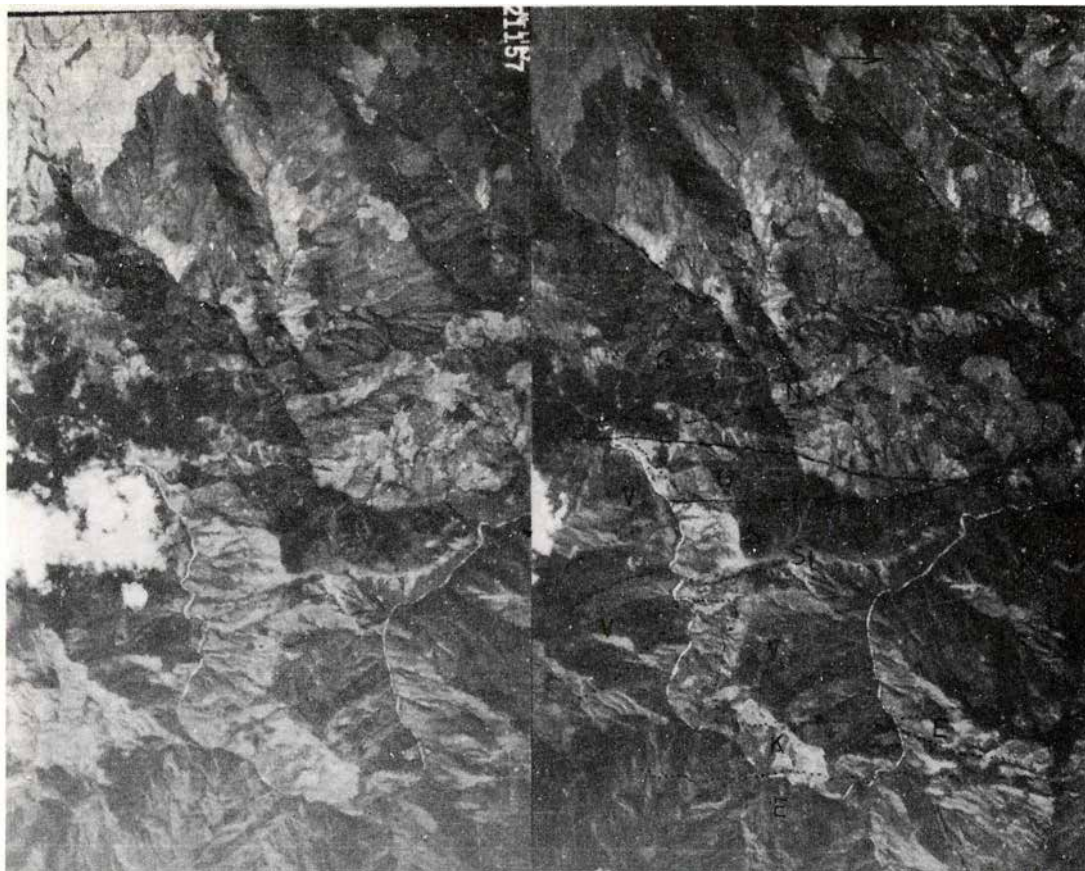


Figura 90.— ROCAS CRETACEAS — ROCA VERDE — NEIS —
SERPENTINA — ESQUISTO — GABRO
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 970, fotografías Nos. 21156—21157, plancha 116—II—B,D del I.G.A.C.

Area especialmente compleja donde afloran rocas cretáceas (K), esquistos (E), serpentina (S), lateritas de serpentina (S₁) roca verde (V), neis (N) y gabro (G). La vegetación, los caracteres estructurales y topográficos y aún el drenaje, son poco significativos. Son criterios positivos los rasgos texturales y el tono. El área está complicada por un intenso fallamiento (f).

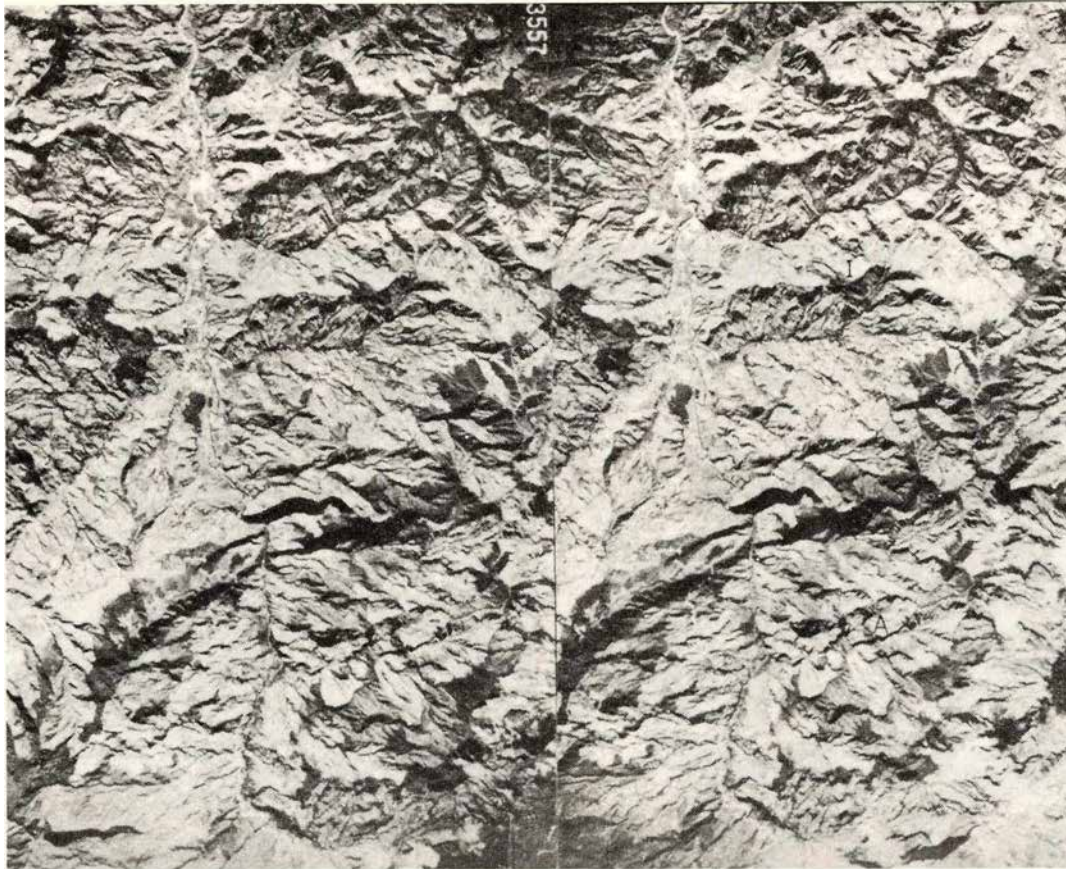


Figura 91.— ANFIBOLITA — ROCA IGNEA
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 301, fotografías Nos. 3557—3558, plancha 130—IV—A del I.G.A.C.

La diferencia topográfica marca el contacto entre la anfíbolita (A) y rocas ígneas (I), de relieve más moderado. Nótese la diferencia en el drenaje. El área está sujeta a intensa meteorización. Obsérvese que el río principal cuando corre por la anfíbolita tiene curso recto y cauce profundo y cuando entra a las rocas ígneas amplía su lecho y además, presenta acumulaciones cuaternarias.

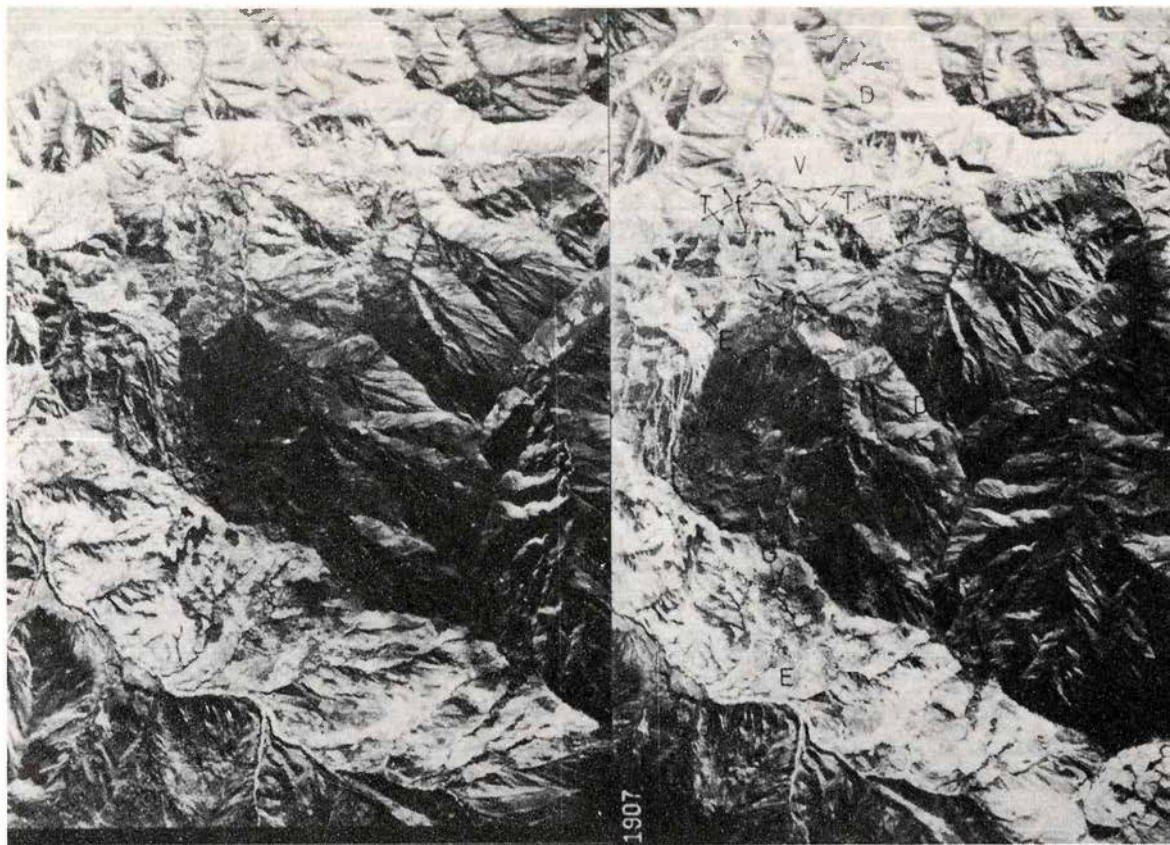


Figura 92.— SEDIMENTOS TERCIARIOS — ROCA VERDE—
ESQUISTO — ROCA IGNEA
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 241, fotografías Nos. 1907—1908, plancha 130—I—B del I.G.A.C.

Tono claro, drenaje y topografía indica la diorita (D); la roca verde es de tono un poco más oscuro (V). Rocas terciarias sedimentarias (T), esquistos (E) y gabros (G) en una zona intensamente fallada.

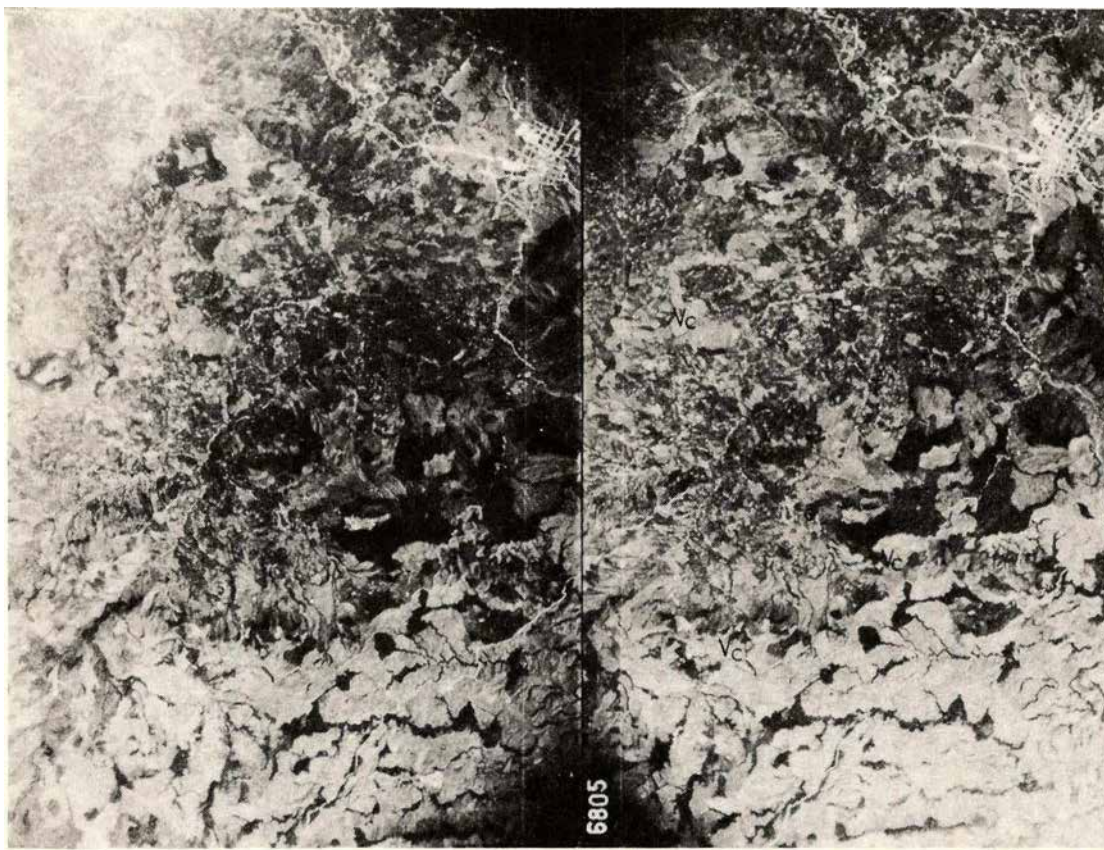


Figura 93.— SEDIMENTOS TERCIARIOS —
ROCAS VOLCANICAS
Escala aproximada 1:110.000

Sobre No. 396, fotografías Nos. 6805—6806, plancha 186—III—B—IV—A del I.G.A.C.

Los rasgos topográficos, texturales y el drenaje presentes en las rocas (Vc) hacen sospechar que estas corresponden a la Formación Combia. Las partes claras representan tobas. Las rocas (T) corresponden al terciario sedimentario. La zona (B) está intensamente plegada y la zona (e) representa una explotación de carbón.

CONCLUSIONES

El uso de métodos fotogeológicos en investigaciones de campo, aplicados a terrenos de rocas ígneas y metamórficas principalmente, ha demostrado que puede ser un elemento ampliamente útil y positivo si se hace en base a una racional y planificada utilización de las fotografías aéreas.

Así, en el área estudiada se encontraron guías de identificación características para cada tipo general de roca.

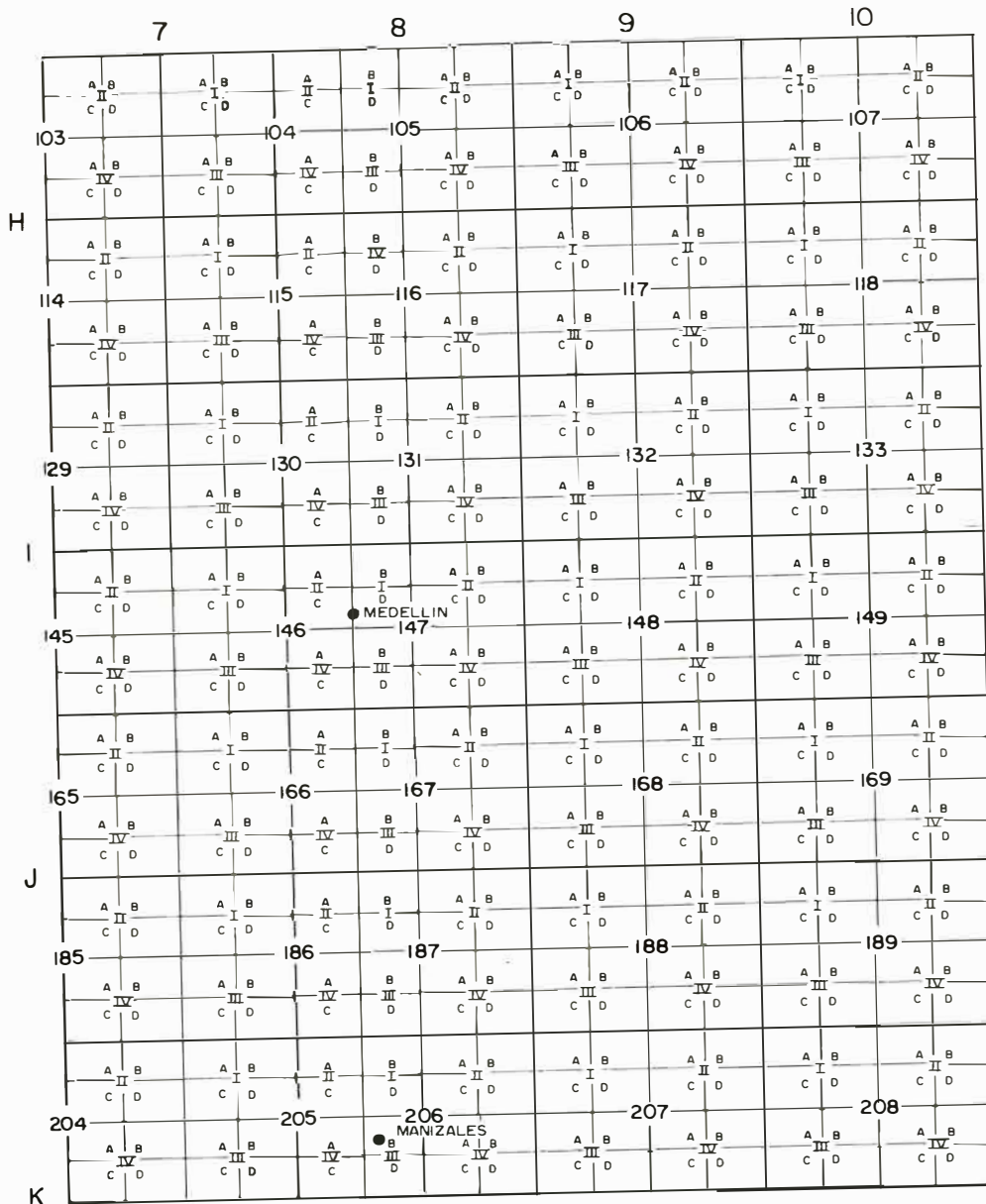
Las rocas sedimentarias se reconocen principalmente por los rasgos estructurales característicos, tales como la estratificación, cuando presente.

El drenaje y los rasgos estructurales bien desarrollados (foliación y diaclasamiento) son propios de rocas metamórficas y los rasgos topográficos, texturales y el tono pueden considerarse como características secundarias para su identificación. Entre las rocas metamórficas las de grano grueso presentan drenaje menos denso, rasgos estructurales fuertes (diaclasamiento) y topografía menos prominente que las metamórficas de grano fino.

Las rocas ígneas intrusivas se diferencian claramente por el drenaje y los rasgos estructurales. El Batolito Antioqueño presenta drenaje dendrítico denso; dos, tres y hasta cuatro sistemas de diaclasas generalmente bien desarrolladas, además de rasgos topográficos suavemente redondeados. Las dioritas muestran tonos claros, poca vegetación, cerros más o menos simétricos y drenaje paralelo a subparalelo.

Las rocas ígneas extrusivas tienen características propias: las efusivas (andesita y pórfido andesítico) muestran drenaje radial y su forma resalta fuertemente en relación al relieve de las rocas vecinas, las piroclásticas (tobas y cenizas) se reconocen por los tonos claros y la textura.

La serpentina carece casi totalmente de vegetación. El tono es gris y los rasgos topográficos moderados pero de apariencia rugosa. La roca verde es de rasgos topográficos asimétricos, desarrollo incipiente o casi nulo de rasgos estructurales y drenaje subparalelo en general.



MAPA INDICE DE PLANCHAS

BIBLIOGRAFIA

- Allun, J. A. E., 1966. Photogeology and Regional Mapping: Overseas Geological Surveys—Photogeological Division—Pergamon Press.
- American Society of Photogrammetry, 1960.** Manual of Photographic Interpretation, Washington D.C.
- Botero Arango, B., 1963.** Contribución al conocimiento de la geología de la zona central de Antioquia: Anales de la Facultad de Minas, No. 57 Medellín.
- Grosse, E., 1926.** El Terciario Carbonífero de Antioquia: Dietrich Reimer, Editor—Berlín.
- Lattman and Ray, 1965.** Aerial Photographs in Field Geology—Geologic Field Techniques Series.
- Miller, V. C., 1961.** Photogeology: McGraw—Hill Book Company, Inc., New York.
- Pomeroy, J. S., 1964.** Recognition Criteria of Igneous and Metamorphic Rocks on Aerial Photographs of Chicago and Ksuzof Islands Southeastern Alaska: U. S. Geological Survey Bulletin 1043—E.
- Ray, R. G., 1956.** Photogeologic Procedures in Geological Interpretation and Mapping: U. S. Geological Survey Bulletin 1043—A.
- Ray, R. G., 1960.** Aerial Photographs in Geologic Interpretation and Mapping: U. S. Geological Survey, Professional Paper 373.
- Thornbury, W. D., 1958.** Principles of Geomorphology: John Wiley and Sons, Inc., New York.

**PETROGRAFIA DEL STOCK DE PAYANDE
Y METAMORFITAS ASOCIADAS**

INFORME No. 1551

por
DARIO BARRERO LOZANO
1969

CONTENIDO

	Páginas
Resumen	117
Abstract	118
Introducción	119
Propósito	119
Localización geográfica	119
Investigaciones anteriores	119
Trabajo de campo y laboratorio	119
Geología general	121
Agradecimientos	121
Características generales del stock	122
Cuarzodiorita	123
Composición	124
Textura	124
Petrografía	124
Granodiorita	129
Composición	129
Textura	129
Petrografía	131
Pigmentación rosada anómala en la granodiorita	133
Cambios metamórficos en el stock	134
Metasomatismo de calcio	134
Desilicificación	134
Edad del stock	134
Rocas de dique	135
Metamorfitas	136
Rocas con metamorfismo regional	137
Petrografía	137
Antibolita	137
Neis Cuarzo—feldespático	137
Augen neis biotítico—perfitico	138

Edad de los neises	138
Facies de metamorfismo regional	138
Rocas con metamorfismo térmico	138
Petrografía	139
Metasedimentos calcáreos	139
Metasedimentos silíceos	140
Cambios metasomáticos	140
Facies de metamorfismo térmico	140
Facies hornblenda—cornubianita	141
Facies albita—epidota—cornubianita	141
Condiciones del metamorfismo térmico	141
Relación entre la distribución de las isógradas y la forma tridimensional del stock	143
Referencias citadas	144

ILUSTRACIONES

Fig.		Pág.
1	Mapa índice mostrando la localización del área trabajada	120
2	Microfotografía de sección delgada de cuarzodiorita	127
Tablas		
1	Principales unidades estratigráficas presentes en el área de Payandé	122
2	Análisis químico de la Cuarzodiorita y granodiorita del stock de Payandé	123
3	Análisis modales de la Cuarzodiorita del stock de Payandé	125
4	Valores de I. Ch para 16 muestras de la cuarzodiorita del stock de Payandé	126
5	Análisis modales de 25 muestras de granodiorita del stock de Payandé	130
6	Valores de I.Ch para 22 muestras de granodiorita del stock de Payandé	132
7	Análisis modales de 4 rocas híbridas del stock de Payandé	135
8	Análisis modales de los lamprófidos espesartita y Kersantita procedentes del stock de Payandé	136
9	Paragénesis mineral de la facies hornblenda—cornubianita en el área de Payandé	141
10	Paragénesis mineral característica de la facies albita — epidota — cornubianita en el área de Payandé	141

PLANCHAS

1	Mapa geológico del stock de Payanandé y metamorfitas asociadas . .	144
---	--	-----

RESUMEN

El presente trabajo tiene por objeto informar acerca de la petrografía cuantitativa del stock de Payandé y metamorfitas asociadas.

Los sedimentos Jura-Triásicos y las rocas metamórficas Precambrianas del área fueron intruídas por el stock de Payandé, un cuerpo ígneo compuesto, de fines del Jurásico o principios del cretáceo, el cual produjo metamorfismo térmico en las rocas encajantes.

Los estudios petrográficos del stock probaron que está formado por dos intrusiones diferentes: una intrusión pequeña de cuarzodiorita que fue seguida por una intrusión más grande de granodiorita separadas por un lapso muy pequeño. Estas dos intrusiones fueron secundadas por emplazamiento de diques de pegmatita-aplita, andesita-dacita y lamprófidos.

Las características del metamorfismo térmico fueron estudiadas usando un sistema combinado de métodos petrográficos, químicos y difracción de rayos-X. Se comprobó la existencia de dos facies metamórficas, la facies hornblenda-cornubianita y la facies Albita-epidota-cornubianita, las cuales están distribuídas en forma asimétrica alrededor del stock.

Sobre el mapa geológico se ubicaron las asociaciones minerales representativas y a la vez se trazaron las isógradas. Se hace un esfuerzo para dar alguna idea acerca de las condiciones de temperatura—presión que reinaron durante el metamorfismo tomando como base de análisis, minerales individuales o asociaciones minerales con características especiales.

Teniendo como base, la distribución de las isógradas, se interpreta la forma del stock y se concluye que el stock de Payandé es una lámina delgada irregular que buza al Oeste.

ABSTRACT

An attempt is made to report on the quantitative petrography of the Payandé stock and associated metamorphic rocks.

The Jura—Triassic sediments and the regionally metamorphosed Precambrian rocks were intruded by the Payandé Stock, a composite body of Late Jurassic or Early Cretaceous age, which thermally metamorphosed the surrounding rocks.

The petrographic study of the stock shows it to be composed of two different intrusions: a small intrusion of quartz—diorite that was followed by a larger one of granodiorite, closely related in time. These were followed by intrusions of pegmatite—aplite, andesite—dacite, and lamprophyric dikes.

The thermal metamorphism of the host rocks was studied using a combination of petrographic, chemical and X—ray diffraction methods. Two metamorphic facies, the hornblende—hornfels and albite—epidote—hornfels, are present and are asymmetrically distributed about the stock.

The characteristic mineral assemblages as well as the isograds are shown on the geologic map. An effort is made to give some idea of the pressure—temperature conditions that prevailed during the metamorphism on the basis of critical mineral assemblages and individual minerals.

On the basis of the distribution of the isograds it is concluded that the Payandé Stock is a rather thin irregular sheet with a westerly dip.

INTRODUCCION

PROPOSITO

El propósito del presente estudio es mostrar los resultados de las investigaciones de campo y laboratorio realizadas en el stock de Payandé y rocas metamórficas asociadas.

El área fue cartografiada en algún detalle con la finalidad de definir las relaciones espacio-tiempo entre las rocas sedimentarias, metamórficas e ígneas.

Sin embargo, el principal objetivo del trabajo es documentar acerca de la petrografía y petrología del stock de Payandé y metamorfitas asociadas.

En ningún momento se pretende resolver problemas estratigráficos o estructurales, ya que estos serán motivo de un trabajo separado actualmente en elaboración.

LOCALIZACION GEOGRAFICA

El área estudiada está localizada inmediatamente al Oeste de la pequeña villa de Payandé, en la parte central del Departamento del Tolima.

Payandé está localizado al Sur del río Coello, unos 20 kilómetros al Sureste de Ibagué.

La parte sometida a estudio tiene una extensión aproximada de 45 kilómetros cuadrados y está comprendida entre las latitudes $4^{\circ} 16' 10''$ y $4^{\circ} 19'$ Norte y las longitudes $75^{\circ} 06'$ y $75^{\circ} 09' 40''$ Oeste (Fig. 1).

INVESTIGACIONES ANTERIORES

El área de Payandé ha llamado la atención de muchos geólogos por ser la localidad tipo de la Formación Payandé (en su mayor parte calcárea), la cual es una de las pocas unidades pre-Cretáceas bien datadas (Trumpy, 1943; Hubach, 1957; Nelson, 1957).

Además de este interés científico, existe el interés económico ya que en este sitio se explotan mármol y calizas. Por este motivo se han escrito muchos informes los cuales pueden ser consultados en la biblioteca del Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras.

Sin embargo, un estudio petrográfico como el que se presenta en este informe no se había llevado a cabo.

TRABAJO DE CAMPO Y LABORATORIO

El trabajo de campo se realizó en forma esporádica durante los

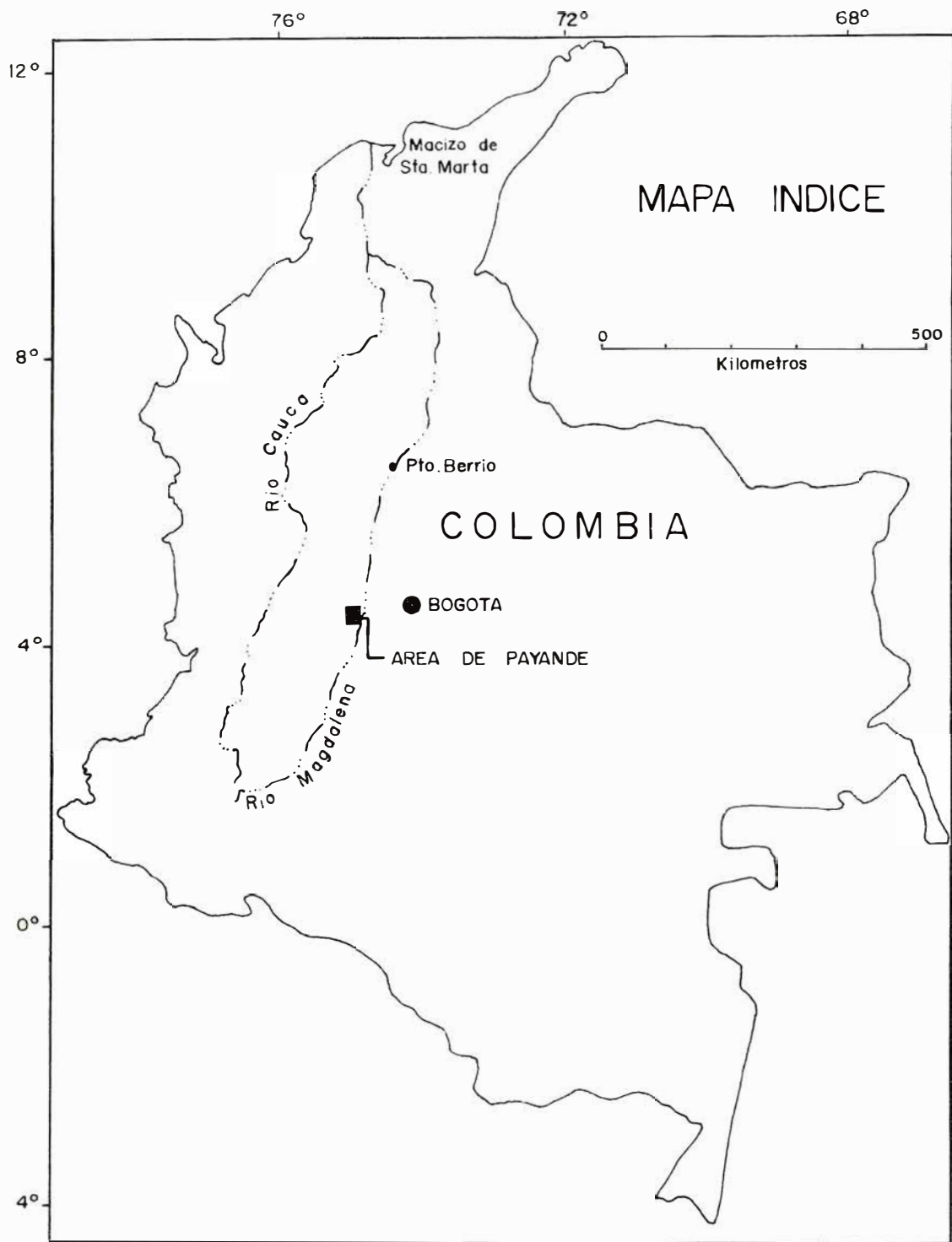


Fig. 1 Mapa índice mostrando la localización del área trabajada

años de 1963, 1964, 1967 y 1968. En total se cartografiaron 300 kilómetros cuadrados de los cuales solamente 45 kilómetros cuadrados fueron sometidos a estudio petrográfico detallado.

Para efecto del estudio se usó un método combinado. 180 secciones delgadas fueron estudiadas y descritas petrográficamente en detalle. 30 muestras de rocas metamórficas de bajo grado fueron sometidas a los rayos—X. Un total de 20 muestras fueron estudiadas, usando el método de tinción, para separar feldespatos—K de plagioclasa y unas 40 muestras fueron tratadas por un método similar para detectar el contenido de dolomita.

Los índices de refracción de los minerales fueron calculados usando la técnica de inmersión.

GEOLOGIA GENERAL

El área en la cual se encuentra localizado el stock de Payandé está conformada por rocas que han sufrido metamorfismo regional dinámico—térmico, rocas sedimentarias afectadas por metaformismo termal y rocas sedimentarias (Cretáceo—Terciario) sin ningún metamorfismo.

Las rocas más antiguas del área son los neises y anfibolitas producto de metamorfismo regional y a las cuales se les ha asignado tentativamente una edad precambriana.

Le siguen en edad las rocas sedimentarias de origen continental y marino, las cuales han sido metamorfoseadas localmente por el stock. A este grupo corresponden las formaciones Prepayandé, Payandé y Postpayandé.

Finalmente se encuentran las rocas sedimentarias que no han sufrido clase alguna de metamorfismo y que han sido depositadas en ambiente marino (Cretáceo) y continental (Terciario). Una síntesis de las diversas unidades rocas presentes en el área aparece en la tabla(1.)

A pesar de ser muy pequeña el área estudiada, es notoria la presencia de discordancias angulares y fallas de diferente edad.

AGRADECIMIENTOS

El presente estudio fue posible gracias a la colaboración del Instituto Nacional de Investigaciones Geológico—Mineras, la Universidad Industrial de Santander, la Universidad de Indiana, U.S.A. y el Departamento de Geología de la Universidad Nacional de Colombia. A todas estas entidades el autor les queda altamente agradecido.

El autor expresa su reconocimiento por su valiosa ayuda a los doctores Manuel Julivert de la Universidad de Oviedo, Charles J. Vitaliano de la Universidad de Indiana U.S.A. y Thomas Feininger

del Servicio Geológico de los Estados Unidos.

El autor agradece en forma especial a los geólogos C. J. Vesga, H. González y R. Cadena por la corrección del manuscrito.

Muchos fueron los geólogos colombianos que acompañaron al autor en el trabajo de campo o que ayudaron en los cálculos petrográficos, entre ellos Carlos J. Vesga, Hernando Lozano, Rubén Llinás, Iván Fajardo, Ramón Vera León.

UNIDADES ESTRATIGRAFICAS	EDAD	
	Este Trabajo	Nelson 1957
Aluviones		
Discordancia	Holoceno	
Abanico aluvial de Ibagué		
Discordancia	Pleistoceno	
Abanico aluvial de Rovira	Pleistoceno	
Discordancia		
Rocas Terciarias	Terciario Sup.	
Discordancia		
Cretáceo sin diferenciar	Albiano	Aptiano
Formación Caballos	Aptiano	Aptiano
Discordancia		
Silos dacítico—riolíticos	Jura—Cretáceo	Pérmico
Stock de Payandé	Jura—Cretáceo	Jurásico
Formación Postpayandé	Jurásico	Jurásico
Discordancia?		
Formación Payandé	Triásico Sup.	Triásico Sup.
Discordancia		
Formación Prepayandé	Triásico Inf.	Triásico
Discordancia		
Neis y anfibolitas	Precámbrico	

TABLA 1.— Principales unidades estratigráficas presentes en el área de Payandé.

CARACTERISTICAS GENERALES DEL STOCK

El cuerpo intrusivo de Payandé es un stock compuesto de dos unidades petrográficamente diferentes pero estrechamente relacionadas en el tiempo.

La unidad más antigua, y a su vez la más pequeña, consiste de una cuarzodiorita que localmente muestra cristales de hypersteno.

La unidad más joven y más grande es una granodiorita que localmente ha sido teñida de color rosado.

La cuarzdiorita tiene una forma redondeada mientras que la granodiorita tiende a ser un cuerpo alargado en dirección Norte—Sur.

Las dos unidades muestran contactos discordantes con las rocas encajantes y han producido efectos térmicos y cambios metasomáticos en estas rocas.

La rotación de algunos xenolitos y la fuerte perturbación en las rocas encajantes, como también los fuertes efectos térmicos en sus contactos, sugieren un mecanismo de emplazamiento por inyección forzada más que por stoping magmático.

CUARZODIORITA

La cuarzdiorita aflora en el lado Este del stock en las quebradas Riofrío y Consuelo (pl.1). En la quebrada Consuelo la cuarzdiorita está claramente intruída por la granodiorita. Los análisis químicos de las dos rocas, procedentes de la quebrada Consuelo, se dan en la tabla 2.

El contacto de la cuarzdiorita con la caliza y chert de la Formación Payandé es claramente discordante. Desafortunadamente el contacto con la granodiorita no se observa claramente debido a que el área está cubierta de pastos.

	Cuarzdiorita Muestra 839 B	Granodiorita Muestra 839 C
Oxidos en peso por ciento		
SiO ₂	56.30	61.00
Al ₂ O ₃	16.12	16.49
Fe ₂ O ₃	8.05	5.75
FeO	1.05	1.66
MnO	0.11	0.13
MgO	1.79	3.50
CaO	6.27	4.38
Na ₂ O	2.92	2.09
K ₂ O	0.90	1.27
TiO ₂	0.42	0.37
P ₂ O ₅	0.12	0.05
H ₂ O	0.16	0.18
H ₂ O	0.14	0.14
Pérdidas	4.92	1.14
SO ₃	0.52	0.20
	99.79	98.35

TABLA 2.— Análisis químico de la Cuarzdiorita y Granodiorita del Stock de Payandé.

Se estudiaron petrográficamente 40 secciones delgadas de las cuales 15 fueron sometidas a análisis modal, para lo cual se usó el método del “contador de puntos”, tomando 1.500 puntos en cada sección delgada. Sobre 16 secciones delgadas se determinó el índice de Chayes (I.Ch.). Un total de 40 secciones fueron usadas para calcular el índice de color (C.I.).

El índice de Chayes I.Ch* (Chayes, 1956, p. 72—75) fue determinado sobre transversas de 40 milímetros.

COMPOSICION

La cuarzodiorita contiene de 0.4 a 1.4 por ciento de orto y clinopiroxeno. Una sola sección delgada alcanza una cifra anómala de 9 por ciento de hypersteno, rodeado de anfíbol uralítico. El cuarzo en la cuarzodiorita nunca excede 18 por ciento y el feldespato—K es siempre menor del 3 por ciento. El anfíbol uralítico alrededor de hypersteno representa los efectos de alteración producidos por la intrusión granodiorítica más rica en H₂O que la anterior. Un análisis químico de la cuarzodiorita se da en la tabla 2. Los análisis Modales de la cuarzodiorita se dan en la tabla 3.

TEXTURA

La cuarzodiorita es una roca de grano medio y color gris oscuro con un índice de color (C.I.) entre 14 y 29.

La roca tiene una textura granular hipidiomórfica que consiste principalmente de cristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa. El cuarzo y el feldespato—K son siempre intersticiales.

Rasgos de deformación están localmente presentes en hornblenda y biotita. Algunas plagioclasas están ligeramente dobladas y la mayoría de los cuarzos muestran extinción ondulante y microfracturas, aunque algunos cuarzos se manifiestan claramente recristalizados. Estos efectos son el resultado de deformación protoclastica. El índice de Chayes (I.Ch.) fue medido para cada sección delgada en la cuarzodiorita, siguiendo el método sugerido por Taubeneck (1967,p.12). Los valores del I.Ch. para 16 muestras de cuarzodiorita están dados en la tabla 4.

PETROGRAFIA

La plagioclasa forma cristales tabulares subhedrales a anhedrales generalmente entre 0.5 y 4 milímetros de largo; unos pocos cristales alcanzan longitudes de 5 milímetros.

La plagioclasa se caracteriza por tener zonación oscilatoria y normal con un corazón más cálcico. El borde sódico usualmente es fresco o ligeramente alterado en contraste con la fuerte alteración del corazón cálcico.

* I.Ch. se refiere a la medida de granularidad en la fábrica granítica. La medida es simplemente el número de cambios de los minerales a lo largo de una transversa de 40 m.m.

Muestra No.	Plagio-clasa	Cuarzo	Feldes-pato-K	Piro-xeno	Horn-blenda	Biotita	Clori-ta	Opacos	No Opacos
817	58.00	16.00	0.70		14.10	9.00	0.70	0.80	0.70
822	65.20	16.60	0.70		7.30	0.50	7.90	0.30	1.50
823	64.00	17.80	2.62		5.08	0.71	8.53	0.63	0.63
825	67.60	15.70	0.60		5.90	4.40	4.60	0.80	0.40
827	57.40	15.10			12.50	0.20	13.20	0.90	0.70
914	56.40	13.20	1.20	1.40	13.20	12.30	0.60	1.40	0.30
915	60.30	13.30			12.70	12.30	1.10	0.30	
915 A	60.00	12.80	0.10	0.40	14.00	9.50	0.70	1.80	0.70
917	64.90	11.80	0.20	0.50	8.60	12.80		0.80	0.40
923	56.70	12.50		0.90	13.70	1.20	12.30	0.90	1.80
980	62.10	13.70	2.80		6.20		13.50	0.80	0.90
994	56.90	17.10		0.40	13.50	10.10	0.50	1.50	
995	64.00	11.80	1.20	0.40	10.70	9.90	0.40	1.50	0.10
996	67.80	13.50			9.50	6.00	1.30	0.90	1.00
1001	65.72	13.27	1.00		4.72		13.54	0.36	1.39
Media —	61.80	14.28	0.74	0.27	10.11	5.93	5.26	0.91	0.70
Desviación Standard —	4.09	1.95	0.80	0.35	3.54	4.61	5.41	0.45	0.47

TABLA 3.— Análisis modales de la cuarzodiorita del Stock de Payandé (En volumen por ciento)

Las maclas más comunes en la plagioclasa son albita y periclina. El ancho de las bandas en las maclas es muy variable lo cual es un rasgo característico de estas plagioclasas de composición intermedia (Emmons, 1953 p. 46). Sin duda las maclas se formaron posteriormente a la zonación.

La composición de la plagioclasa varía entre An₃₀ An₄₆

Muestra No.	Valores de I.Ch.
817	.69
822	.60
823	.63
825	.49
827	.57
914	.60
915	.63
915A	.63
917	.56
923	.57
980	.50
994	.66
995	.66
996	.56
1001	.58
1003	.53

Tabla 4. Valores de I.Ch. para 16 muestras de la cuarzodiorita del stock de Payandé.

Unos pocos cristales de plagioclasa contienen inclusiones de otros minerales, pero estas inclusiones no se restringen a ningún sitio especial del cristal sino que pueden encontrarse cerca a los bordes o bien en el núcleo. Estas inclusiones son: Hornblenda, biotita y óxido de hierro. Una sección delgada muestra una inclusión de clinopiroxeno de 0.1 milímetro en la dirección mayor.

La mayoría de las plagioclasas son frescas, pero algunas muestran un corazón muy alterado que consiste de sericita y epidota.

El cuarzo es anhedral e intersticial. La mayoría de los cuarzos contienen "líneas de polvo" (Dust trails) en diversas orientaciones, lo cual probablemente representa micro-fracturas. La extinción ondulante es común en la mayoría de los cristales. Sin embargo, en muchas secciones delgadas cuarzo severamente deformado coexiste con cuarzo no deformado.

El feldespato—K raramente excede el 1 por ciento. Este es

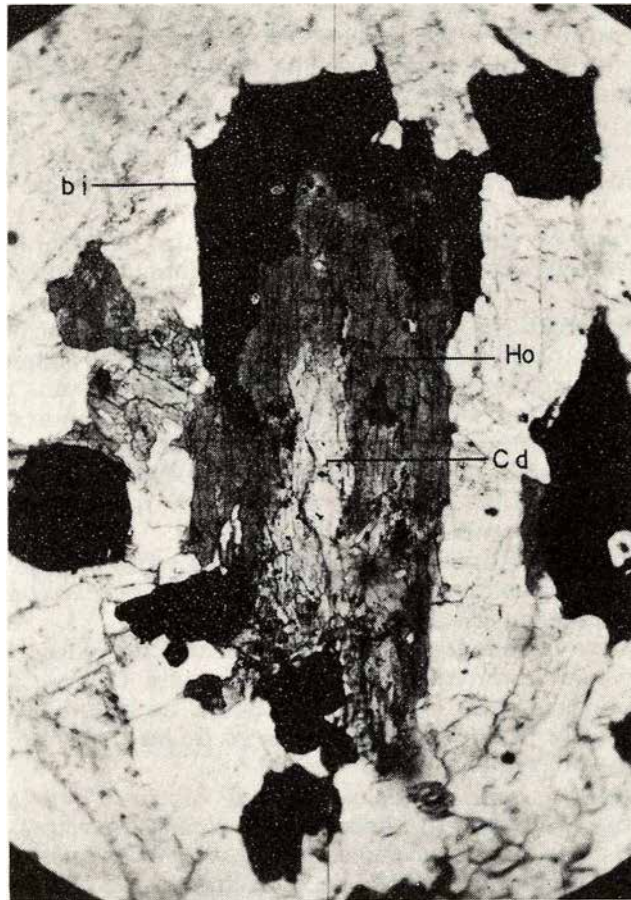


Fig. 2. Microfotografía de sección delgada de la Cuarzodiorita mostrando un cristal de hornblenda (Ho) con un corazón decolorido (Cd) y biotita (bi) reemplazando la hornblenda. Luz polarizada. Diám. 2.7 mm.

anhedral e intersticial y la mayoría de los cristales están alterados a minerales arcillosos. Las inclusiones más comunes son plagioclasa, biotita y hornblenda.

El piroxeno es anhedral a subhedral. Ambos, tanto clinopiroxeno como ortopiroxeno, están presentes en la roca. El clinopiroxeno es probablemente augita mientras que el ortopiroxeno es hypersteno y está siempre rodeado de un anillo uralítico.

El hypersteno es biaxial negativo con un 2V pequeño a moderado, tiene extinción paralela y pleocroismo de incoloro a rosado pálido. Hypersteno está presente sólo en unas pocas secciones delgadas.

Corazones de clinopiroxeno ocurren dentro de hornblenda en 6 de las 15 secciones delgadas y se manifiesta claramente reaccionando con ésta.

La hornblenda es de color verde con X=verde amarillento y Z=verde. Los cristales son anhedrales a subhedrales, algunos de los cuales están maclados polisintéticamente. Muchos de ellos muestran “núcleos decoloridos” en los cuales se encuentran diminutos cristales de cuarzo. En algunos cristales fue posible observar continuidad óptica entre estos núcleos decoloridos y la hornblenda. Estos núcleos decoloridos representan un estado avanzado de reemplazamiento de clinopiroxeno por hornblenda.

De acuerdo a Taubeneck (1967, p. 15) esta relación entre los dos minerales representa una importante relación de reacción durante las etapas iniciales de cristalización del magma.

La biotita es anhedral a subhedral, carmelito oscuro a amarillo. Algunos cristales están doblados. Generalmente la biotita está en relación de reacción con hornblenda (Fig. 2). La biotita se extiende hacia adentro de la hornblenda a lo largo de las trazas de clivaje y reemplaza a esta irregularmente.

La clorita es pseudomorfa a partir de biotita y puede llegar a formar hasta el 13 por ciento de la roca en algunas muestras.

Los cristales de clorita muestran trazas de clivaje pertenecientes a la biotita antigua, a lo largo de estas trazas casi siempre ocurre esfena granular alterada a leucoxeno junto con ilmenita. Esta asociación es el típico resultado de la transformación de biotita a clorita. Esfena no solamente ocurre en clorita sino como anillos alrededor de ilmenita.

La magnetita se presenta como cristales independientes pero también ocurre en el núcleo de algunas biotitas con una longitud entre 1 y 2 milímetros.

El apatito es el accesorio no-opaco más común, los cristales son generalmente redondeados pero unos pocos son euhedrales, tienen dimensiones que no pasan de 0.3 milímetros y se encuentran en inclusiones dentro de biotita y hornblenda.

El zircón ocurre como pequeñas inclusiones en biotita y clorita. Cuando se encuentra en biotita los cristales generalmente muestran halos pleocróicos mucho más fuertes que los que se observan en aquellos incluidos en la clorita.

GRANODIORITA

Esta unidad es una biotita—hornblenda granodiorita la cual ocupa el 80 por ciento del área del stock de Payandé.

La granodiorita tiene una forma alargada con el eje más corto alcanzando una longitud aparente de 2 kilómetros. El eje mayor que lleva una dirección Norte—Sur alcanza una longitud aparente de 8 kilómetros. Hacia el Norte el cuerpo queda cubierto por el abanico aluvial de Ibagué.

La forma y dimensión del stock es por lo tanto aparente y en gran parte se debe a procesos erosivos.

Nelson (1957) cartografió la unidad granodiorítica del stock como dos cuerpos de composición similar pero edad diferente. La parte Norte del stock es para Nelson (1957) una granodiorita de edad paleozóica. Sin embargo, se comprobó que este cuerpo intruye y produce metamorfismo térmico en la Formación Payandé. Además no existe en ningún sitio indicio alguno de dos intrusiones granodioríticas. Por consiguiente las dos granodioritas de Nelson deben ser consideradas como una sola unidad.

COMPOSICION

El contenido de cuarzo y feldespato—K de la granodiorita es mucho más alto que en la cuarzodiorita. Por otra parte el contenido de hornblenda y biotita es menor. En ninguna de las muestras estudiadas se encontró piroxeno lo cual contrasta enormemente con la cuarzodiorita. Los accesorios opacos y no opacos están presentes en cantidades menores del 1 por ciento. Un análisis químico de la granodiorita a partir de una muestra tomada en la quebrada Consuelo, justamente en el sitio donde ésta intruye la cuarzodiorita se da en la tabla 3.

Los análisis modales de 25 muestras de granodiorita (Tabla 5) procedentes de diversos sitios del stock se calcularon usando el método del “Contador de puntos”. En cada sección delgada se contaron 1.500 puntos y en algunos casos hasta 3.000.

TEXTURA

La granodiorita es una roca de grano medio, color claro, moteada y con índice de color (C.I.) entre 7 y 16.

La textura es granular hypidiomórfica, sin embargo varias

Muestra No.	Plagio— clasa	Cuarzo	Feldes— pato—K	Horn— blenda	Biotita	Clori— ta	Opacos	No Opacos
Jac 26	41.40	29.00	11.60	8.00	10.00			
839	37.33	31.34	18.43	3.58	0.25	8.00	0.58	0.49
842	55.10	25.00	7.80	3.40	3.10	4.90		0.70
843	58.50	24.20	4.50	6.40	5.20	0.70	0.20	0.30
844	48.60	32.30	9.60	2.10	0.30	6.40	0.30	0.40
845	52.70	25.40	10.40	5.90	0.80	4.30	0.50	
846	52.60	27.70	10.60	1.80	3.40	3.00	0.50	0.40
847	54.80	30.70	5.30	0.20		7.20	0.30	1.50
848	55.80	23.30	6.70	4.60	0.10	8.40	0.40	0.70
912	52.64	19.82	15.81	4.92	5.54	0.81	0.28	0.18
916	54.80	22.40	7.70	5.30	7.80	1.20	0.70	0.10
935	46.00	27.00	13.00	5.40	7.20	0.40	0.70	0.30
941	48.38	25.54	8.55	7.73	1.27	6.45	1.00	1.08
942	62.00	19.40	4.60	5.40	0.10	7.40	0.30	0.80
981	48.75	25.06	4.75	1.40	0.05	15.44	0.15	4.40
983	48.70	32.60	7.30	3.70		7.20		0.50
984	50.30	28.30	6.60	1.20		13.10	0.10	0.40
985	46.10	29.38	7.63	5.37	4.81	5.00	0.45	1.26
986	45.30	26.00	3.70	1.80	8.50	13.30	0.30	1.10
988	48.76	27.52	11.08	3.80	7.00	1.08	0.45	0.31
991	49.20	16.30	8.80	8.30	2.10	2.30	0.60	2.40
993	52.10	26.90	8.70	1.70	8.90	0.90	0.40	0.40
997	50.90	26.20	17.80	1.90		3.20		
999	46.60	28.50	13.80	2.00		7.10	1.00	1.00
1000	51.30	27.60	7.20	4.80	6.30	2.40	0.10	0.30
Media	50.30	26.70	9.28	4.03	3.31	5.21	0.37	0.76
Desviación Standard —	5.23	3.36	4.02	2.27	3.12	4.13	0.76	0.90

TABLA 5.— Análisis Modales de 25 muestras de granodiorita del Stock de Payandé (En volumen por ciento)

secciones delgadas mostraron una textura inequigranular seriada.

Los minerales dominantes, como plagioclasa, hornblenda y biotita son anhedrales y subhedrales, mientras que el cuarzo y el feldespató—K son siempre anhedrales.

Los rasgos más importantes de deformación se manifiestan en el cuarzo, la pertita y la biotita como extinción ondulante y en el anfíbol y la biotita como ligeros plegamientos. En un estado más avanzado la deformación se manifiesta como cuarzo granular.

El I.Ch. fue calculado para cada una de las 22 secciones delgadas estudiadas (Tabla 6).

Las diferencias en los valores del I.Ch., en este caso representan no solamente cambios en la granulometría, sino también variaciones texturales debido a granulación por protoclasis y cataclasis.

PETROGRAFIA

La Plagioclasa es el mineral más abundante y forma cristales tabulares generalmente entre 1 milímetro y 6 milímetros de longitud.

La plagioclasa está maclada según las leyes de la albita y periclina. Las bandas de las maclas varían de gruesas a finas. La zonación es del tipo oscilatorio y normal mostrando rasgos que sugieren un origen anterior al de las maclas. La composición de la plagioclasa varía entre An₂₈ y An₄₀. La mayoría de los cristales de plagioclasa están extensamente sericitizados pero algunos se han alterado a una mezcla de sericita, epidota, calcita y prenita.

Unos pocos cristales de plagioclasa tienen inclusiones de anfíbol euhedral, biotita cloritizada, apatito y óxidos de hierro. Estas inclusiones ocurren en cualquier sitio del cristal sin concentraciones en ningún lugar específico.

El cuarzo es anhedral y muchos de los cristales presentan “líneas de polvo” orientadas al azar, las cuales representan microfracturas. Los cristales están severamente deformados y presentan inclusiones de biotita, plagioclasa y feldespató—K.

En algunos cristales de cuarzo se encuentran pequeños cristales de plagioclasa hasta de 0.2 milímetros de diámetro, formando un anillo interior periférico. Una posible explicación sería la granulación de la plagioclasa por esfuerzos protoclasticos durante la cristalización del cuarzo quedando englobados en forma de “xenolitos” a medida que el cuarzo cristaliza con un mecanismo similar al stoping magmático.

El feldespató—K ($n_{\alpha} = 1.52 - 1.522; n_{\beta} = 1.525 - 1.530$) es anhedral e intersticial. Algunos cristales alcanzan hasta 7 milímetros de largo y la mayoría son micropertíticos y están cubiertos por una película de alteración. Algunos de los cristales están severamente deformados y muestran las llamadas “líneas de polvo”. Las

Muestra No.	Valores de I.Ch.
839 C	.64
842	.54
843	.57
844	.43
845	.55
846	.60
847	.56
848	.59
1000	.50
916	.60
935	.43
941	.62
942	.57
981	.52
984	.59
999	.82
986	.53
988	.69
991	.47
993	.59
997	.74
983	.65

Tabla 6. Valores de I.Ch. para 22 muestras de granodiorita del Stock de Payandé.

inclusiones más comunes son de biotita, hornblenda, plagioclasa y clorita.

La hornblenda (X=verde amarillento; Z=verde) es anhedral a subhedral y alcanza dimensiones hasta de 5 milímetros. Algunos cristales muestran bordes de reabsorción y “corazones decoloridos” con pequeñísimas inclusiones de cuarzo. Al igual que en la cuarzodiorita pero menos conspicuos, estos “corazones decoloridos” representan una relación de reacción entre piroxeno y hornblenda durante las etapas iniciales de cristalización de este último mineral (Taubeneck, 1957, p. 15). Algunos cristales están maclados y las inclusiones más comunes son plagioclasa alterada y apatito.

La biotita es anhedral a subhedral y ocurre como cristales independientes o en relación de reacción reemplazando irregularmente la hornblenda. La mayoría de la biotita está fuertemente alterada a clorita, lo cual es un fenómeno muy común en la granodiorita. Algunos cristales están plegados y muestran extinción ondulante.

Clorita es pseudomorfa a partir de biotita y anfíbol y no se debe considerar como un mineral primario en la roca. La clorita muestra colores de interferencia anómalos generalmente azul violeta, lo cual sugiere que se trata de la variedad llamada penina. En la misma sección delgada pueden coexistir clorita, biotita cloritizada y biotita fresca. Una explicación razonable para esta situación es asumir que la clorita es el resultado de alteración hidrotermal de la biotita más que un mineral primario (Chayes, 1955).

Esfena ocurre como pequeños cristales euhedrales, sin duda de origen primario, pero también se encuentra, más comúnmente, como un agregado a lo largo de las trazas de clivaje de la biotita transformada en clorita. En este caso la esfena es un producto de esta transformación.

Epidota se presenta en venas, pero también como un agregado fino acompañando a la esfena en clorita.

Apatito, al igual que en la cuarzodiorita, es el accesorio no-opaco más común y ocurre como inclusiones euhedrales o subhedrales en casi todos los minerales.

Prenita y calcita ocurren en venas o como cristales anhedrales esparcidos en toda la roca.

PIGMENTACION ROSADA ANOMALA EN LA GRANODIORITA

Como se mencionó anteriormente la granodiorita es una roca moteada de color gris-claro. Sin embargo, en algunos sitios la granodiorita toma un color rosado brillante a lo largo de estrechas bandas o en parches irregulares de dimensiones variables que alcanzan un máximo de 1 metro de diámetro.

Se logró observar que las bandas de coloración rosada en la granodiorita, se desarrollan siempre a lo largo de fracturas. Estas bandas alcanzan hasta 4 centímetros de ancho, quedando la fractura en el centro de la banda. En muchos sitios se observó que la fractura está rellena de calcita y epidota siendo este último el mineral más conspicuo.

Macroscópicamente la roca rosada parece contener por lo menos 70 por ciento de feldespato-K. Sin embargo los análisis modales probaron que no existe tal cantidad de este mineral (Tabla 5. Muestra 981).

Se puede concluir por consiguiente que la coloración rosada no es debida a un alto contenido de feldespato-K. Una posible explicación de este fenómeno sería el recubrimiento de los cristales por una finísima película de óxido de hierro. Pero, debemos aclarar que el fenómeno, el cual es muy común en muchos stock y batolitos de la Cordillera Central, no ha sido estudiado suficientemente.

En muchos afloramientos la roca está expuesta a lo largo del

plano de fractura. Esta es posiblemente la razón por la cual algunos geólogos han interpretado esta granodiorita con pigmentación rosada como una sienita.

CAMBIOS METASOMATICOS EN EL STOCK

La composición química y mineralógica de la cuarzodiorita y granodiorita se desvía localmente de los porcentajes normales. Este fenómeno es muy común en los contactos de las dos intrusiones con la Formación Payandé. A todo lo largo de los contactos se pudo observar una zona de influencia metasomática que varía desde 2 hasta 30 metros de ancho. Estos cambios metasomáticos también ocurren esporádicamente como pequeños parches distribuidos irregularmente en todo el Stock.

METASOMATISMO DE CALCIO

Este tipo de metasomatismo está representado por la introducción de epidota y prenita tanto en la cuarzodiorita como en la granodiorita. Prenita y epidota forman cristales euhedrales y subhedrales bien desarrollados. El calcio y aluminio necesarios para la formación de estos cristales fue transferido de las calizas y margas adyacentes a la intrusión, probablemente en estado gaseoso.

DESILICIFICACION

Una angosta zona de roca híbrida se interpone entre los cuerpos intrusivos del stock y las rocas encajantes, principalmente aquellas calcáreas de la Formación Payandé.

La roca intrusiva sufre enorme pérdida de sílice y se enriquece relativamente en Ca, Mg y Fe. Como consecuencia tenemos un roca rica en piroxeno y anfíbol pero muy pobre en cuarzo. Los análisis modales de cuatro muestras procedentes de la zona de desilicificación se dan en la tabla 7.

EDAD DEL STOCK

Nelson (1957, p. 34) asigna una edad Jurásica al stock de Payandé. En realidad una relación directa entre el stock de Payandé y la formación Postpayandé no es muy clara en el campo. Dos secciones delgadas procedentes de la Formación Postpayandé mostraron tener clorita, moscovita y calcita prógrada, presumiblemente debido a los efectos térmicos del stock, sobre los sedimentos de esta formación.

Por otra parte, el conglomerado basal del Cretáceo no ha sufrido ninguna acción térmica. Teniendo en cuenta que este conglomerado ha sido datado como Aptiano, el stock de Payandé debe ser de fines del Jurásico o principios del Cretáceo.

	Número de muestra			
	838 A	838 B	840 B	982
Plagioclasa	71.75	60.80	60.90	40.70
Diópsido	22.08	27.60	4.10	—
Ortoclasa	1.08	2.70	4.50	—
Cuarzo	1.58	5.30	8.20	tr
Anfíbol	—	0.10	18.20	53.50
Granate	—	1.30	—	—
Biotita	—	—	2.10	—
Clorita	—	—	—	3.70
Epidota	1.00	0.50	—	2.00
Esfena	1.92	1.20	0.60	tr
Apatito	0.59	0.40	tr	tr
Opacos		0.10	1.40	1.10

TABLA 7.— Análisis Modales de cuatro rocas híbridas del Stock de Payandé.

ROCAS DE DIQUE

En el área en estudio, tanto en las rocas del stock como en las rocas encajantes, se observaron varios tipos de diques. Sin duda existen muchos más diques de los que fueron encontrados, pero la cubierta vegetal impidió un estudio más detallado. Las rocas de dique del área fueron agrupadas para su estudio en tres categorías: aplita—pegmatita, andesita—dacita y lamprófidos.

El único criterio para determinar la edad relativa de los diques es la relación discordante entre ellos verificada durante el trabajo de campo.

Los diques de aplita—pegmatita son los más antiguos; estos fueron seguidos por diques de andesita—dacita y finalmente los dos primeros fueron intruídos por lamprófidos.

Los diques de aplita—pegmatita llevan una dirección generalmente N—S y se intruyen mutuamente. La mayoría de las pegmatitas muestran una tendencia a tener textura gráfica. El espesor de las pegmatitas puede alcanzar algunos metros mientras que las aplitas nunca exceden unos centímetros.

Los diques de andesita—dacita son generalmente porfiríticos y la mayoría de las andesitas están fuertemente propilitizadas.

Los lamprófidos son los más numerosos en el área. El rumbo

general es Noroeste y Oeste—Noroeste. Generalmente el espesor de estos diques no alcanza un metro. Dos tipos de lamprófidos Kersantita y espesartita, fueron determinados en el estudio de las secciones delgadas. Tanto kersantita como espesartita pueden presentarse intruyendo el stock o las rocas encajantes. En total se estudiaron 10 secciones delgadas de lamprófidos, en su mayoría ellos muestran la textura lamprofírica típica a pesar de encontrarse altamente alterados.

Un análisis modal de cada uno de los tipos de lamprófidos se dan en la tabla 8.

Espesartita (Porfirítico)		Kersantita (No porfirítico)	
Fenocristales			
Hornblenda verde	11.30		
Matriz		Plagioclasa	85.50
Hornblenda verde	48.50	Biotita	
		Cloritizada	10.80
Plagioclasa	35.00	Cuarzo	0.80
Cuarzo	0.80	Epidota	1.80
Opacos	3.90	Calcita	0.60
Esfena	0.30	Opacos	0.30
Apatito	0.20	Apatito	0.10

TABLA 8.— Análisis modales de los lamprófidos Espesartita y Kersantita Procedentes del Stock de Payandé.

METAMORFITAS

Las metamorfitas del área incluyen rocas metamórficas originadas por metamorfismo regional dinamo—térmico y metamorfismo térmico. Los dos tipos de metamorfitas son de distinta edad y han sido formadas bajo condiciones de temperatura y presión muy diferentes.

Para el estudio de estas rocas se examinaron 79 secciones delgadas y los minerales metamórficos fueron estudiados por métodos petrográficos, químicos y rayos—X. Un total de 20 muestras de grano muy fino y composición calcárea fueron tratadas con ácido clorhídrico a temperatura ambiente y el residuo insoluble fue identificado por el método de difracción de rayos—X.

La posible presencia de dolomita en las rocas fue investigada usando el método de tinción sugerido por Friedman (1959).

Los índices de refracción de los minerales metamórficos fueron

determinados por el método de inmersión usando luz de sodio.

Los análisis modales de algunas de las rocas metamorfoseadas regionalmente se incluyen en el texto.

ROCAS CON METAMORFISMO REGIONAL

Rocas que han sufrido metamorfismo regional se manifiestan hacia la esquina Noroeste del área en estudio (pl.1). Ellas consisten principalmente de anfibolitas, neises con cuarzo—pertita—plagioclasa y augen neises con biotita—pertita—cuarzo. Estas rocas se encuentran en contacto fallado con la granodiorita del Stock y las calizas de la Formación Payandé.

PETROGRAFIA

ANFIBOLITA

Capas de anfibolita se encuentran intercaladas con neises cuarzo feldespáticos en contacto fallado con la granodiorita del stock.

La anfibolita es una roca oscura, equigranular que se encuentra foliada en algunos sitios pero maciza en otros. Las relaciones de campo sugieren que se trata de rocas ígneas básicas metamorfoseadas.

El mineral más importante es plagioclasa de composición andesina la cual hace el 50 por ciento de la roca; le sigue en importancia hornblenda actinolítica de color verde pálido en cantidad de 47 por ciento; como accesorios figuran cuarzo, epidota, prenita y magnetita.

En sección delgada la roca aparece muy alterada especialmente la plagioclasa. Es muy probable que la anfibolita haya sufrido metamorfismo retrógrado debido a la intrusión del stock de Payandé.

NEIS—CUARZO—FELDESPATICO

Este neis es una roca de grano medio a grueso, color rosado, con una fábrica muy característica, en la cual lentes o varillas de cuarzo gris alternan con pertita y plagioclasa. Macroscópicamente la roca presenta una lineación muy fuerte producida por cristales alargados de cuarzo que alcanzan hasta 3 centímetros en su dirección mayor.

El análisis modal dió una composición de 40 por ciento cuarzo, 27.9 por ciento pertita, 24,3 por ciento plagioclasa, 7.6 ortoclasa y 0.2 opacos.

El cuarzo es anhedral y muestra extinción ondulante lo mismo que “líneas de polvo”.

La plagioclasa es Andesina (An₃₆) y está relativamente fresca.

La pertita es de las variedades: “Patch perthite” y “String perthite”, siendo esta última más abundante.

Los minerales accesorios suman menos del 1 por ciento y consisten de allanita, epidota, monazita y prenita. La epidota y prenita pueden ser el resultado de metasomatismo de calcio.

AUGEN NEIS BIOTITICO—PERTITICO

Este neis es el producto cataclástico de la falla que pone en contacto las rocas precambrianas con la granodiorita y las calizas de la Formación Payandé.

EDAD DE LOS NEISES

Rocas precambrianas similares en composición y textura a las de Payandé, afloran al Oeste de Puerto Berrío y en la Sierra Nevada de Santa Marta. En este último sitio las rocas con aspecto de “granulítas” han sido datadas radiométricamente (Tschanz et al 1969).

Además de esta extraordinaria semejanza con rocas de edad conocida, se puede afirmar con certeza que los neises de Payandé son anteriores al Pérmico, ya que se encuentran numerosos fragmentos de estos neises en la Formación Prepayandé.

El conocimiento del tipo de metamorfismo de las rocas paleozóicas de la Cordillera Central sugiere que durante el paleozóico no existieron condiciones de temperatura y presión favorables para la formación de este tipo de neises.

En base a estos datos hemos asignado tentativamente una edad precambriana a los neises que afloran al Oeste de Payandé.

FACIES DE METAMORFISMO REGIONAL

La ausencia de sedimentos pelíticos o calcáreos en los neises dificulta la evaluación del grado de metamorfismo obtenido por estas rocas. Sin embargo, varios hechos conducen a pensar en un metamorfismo regional de temperatura y presión altas. La fuerte lineación y la presencia de pertita en el neis sugieren fuertemente que estas rocas pertenecen a las facies granulita. Aún más, la presencia de biotita y allanita indica que las rocas sólo alcanzaron la subfacies hornblenda ortopiroxeno—plagioclasa de la facies granulita (Winkler, 1967, p. 132).

La presencia de hornblenda y biotita en algunos neises intercalados con anfibolitas, representan variaciones locales en la presión del vapor de agua (de Waard, 1965, p. 460).

ROCAS CON METAMORFISMO TERMICO

Los efectos del metamorfismo térmico producido por las intrusiones son muy conspicuos y extensos en el área de Payandé. Las variaciones texturales obvias del metamorfismo están representadas por fuerte variación en el tamaño del grano y compactación de calizas, margas, chert, areniscas y conglomerados de

las formaciones Payandé y Prepayandé.

En sección delgada la mayoría de las muestras presentan una “textura hornfésica” típica y numerosos minerales metamórficos que facilitan la determinación del grado de metamorfismo.

PETROGRAFIA

La petrografía de las rocas con metamorfismo térmico es muy simple, excepto en las rocas de grano muy fino.

METASEDIMENTOS CALCAREOS

Los metasedimentos calcáreos están ampliamente distribuidos en el área. Ellos consisten principalmente de mármol blanco y rosado compuesto casi exclusivamente de calcita, mármol con impurezas silíceas y mármol dolomítico. La mayoría de los mármoles son de grano fino, pero localmente llegan a ser de grano muy grueso. Los cristales de calcita en el mármol alcanzan hasta 3 centímetros y usualmente son equidimensionales. La mayoría presentan maclas polisintéticas, las cuales están plegadas y microfalladas en las muestras que han sufrido fuerte deformación.

La tremolita se encuentra como pequeñas láminas menores de 1 milímetro, generalmente intersticial con respecto a la calcita. En unas pocas secciones delgadas la tremolita apareció como núcleos en cristales de diópsido, representando paragénesis en desequilibrio formadas en la zona de transición entre dos facies.

La epidota se manifiesta como agregados de cristales pequeños y subredondeados no mayores de 1 milímetro. La mayoría de los cristales muestran colores de interferencia anómalos, predominando el azul—violeta.

La clorita es de color verde a carmelito—verdoso y ocurre en parches compuestos de pequeñas láminas. Clinocloro fue encontrado solamente en una placa.

Diópsido ocurre principalmente como pequeñísimos cristales anhedrales y raramente euhedrales esparcidos en toda la roca.

Forsterita llega a formar hasta el 30 por ciento de una muestra. Sin embargo, este mineral es muy escaso en el área. Los cristales de forsterita son anhedrales a subhedrales y están extensamente alterados a antigorita, probablemente por efectos hidrotermales.

Flogopita se presenta como pequeñas láminas menores de 1 milímetro. La presencia de flogopita fue controlada por medio de rayos—X.

Wollastonita es probablemente el mineral metamórfico más conspicuo en el área. Este mineral es muy abundante en el contacto entre rocas intrusivas y mármoles. En algunos sitios la wollastonita es tan abundante que forma bloques de 6 metros cúbicos compuestos exclusivamente de este mineral.

Vesuvianita se encontró en una sección delgada cerca al contacto con el intrusivo. Los cristales son subhedrales, zonados y presentan colores de interferencia anómalos como el azul Berlín.

METASEDIMENTOS SILICEOS

Los metasedimentos silíceos del área están representados por metareniscas impuras, metaconglomerados arkósicos, metachert y metalimolitas feldespáticas.

La mayoría de las secciones delgadas procedentes de estas rocas resultan de poca utilidad para determinar el grado de metamorfismo.

Biotita y moscovita claramente prógradas son los minerales metamórficos más conspicuos en estas rocas, ellos se presentan como pequeñas láminas en la matriz del metaconglomerado o esparcidas en las metareniscas y metalimolitas.

Pirofilita, es el otro mineral metamórfico presente en estos metasedimentos. Este mineral no fue observado con el microscopio, pero apareció varias veces en los patrones de difracción de rayos—X.

CAMBIOS METASOMATICOS

Cambios metasomáticos muy conspicuos se observan en los mármoles cerca al contacto con la cuarzodiorita y granodiorita.

En el lado occidental del stock, aflora un skarn magnético con un espesor de 10 metros. El skarn separa los mármoles de la roca ígnea y se compone principalmente de magnetita, andradita (índice de refracción cercano a 1.82) y diópsido.

El mejor afloramiento de esta roca se encuentra en la quebrada Riofrío.

En general, a lo largo de todo el contacto las rocas calcáreas están separadas de la roca ígnea por una angosta faja, de 2 a 5 metros de anchura, formada por una roca de color carmelito claro o rosado—oscuro que se compone casi exclusivamente de andradita y diópsido, siendo el primero el más abundante.

En varios sitios esta roca contiene manchas de azurita y malaquita. Sin duda esto representa la introducción de grandes cantidades de Fe, Mg, Si y algo de Cu, procedentes de las masas intrusivas.

FACIES DE METAMORFISMO TERMICO

La abundancia de sedimentos calcáreos hace esta área especialmente útil para el estudio de la variación del grado de metamorfismo. Sin embargo, un muestreo más denso en la zona metamórfica no fue posible debido a la cubierta vegetal.

Dos facies metamórficas, hornblenda—cornubianita y albita—epidota—cornubianita, están presentes en el área.

La paragénesis mineral, típica de estas facies, junto con las

isógradas se muestran en la plancha 1.

FACIES HORNBLENDA—CORNUBIANITA

La facies hornblenda—cornubianita está restringida a una angosta zona de ambos lados del stock. Las paragénesis mineral más características de esta facies se indican en la tabla 9.

Paragénesis Mineral	Roca Original
Calcita—wollastonita—diópsido	Caliza silícea
Biotita—feldespato—K—moscovita	Shale potásico
Diópsido—tremolita—cuarzo	Caliza silícea
Forsterita—tremolita—talco	Caliza silícea dolomítica
Calcita—diópsido—cuarzo	Caliza silícea
Wollastonita—diópsido—cuarzo	Caliza silícea

TABLA 9.— Paragénesis Mineral de la facies hornblenda—cornubianita en el área de Payandé.

FACIES ALBITA—EPIDOTA—CORNUBIANITA

Esta facies está ampliamente distribuída hacia el Oeste del stock. Hacia el Este de la intrusión la facies, ocupa un área mucho más restringida. Las asociaciones minerales características de esta facies se presentan en la tabla 10.

Paragénesis Mineral	Roca Original
Calcita—epidota—tremolita	Caliza margosa
Calcita—tremolita—cuarzo	Caliza silícea dolomita
Calcita—tremolita	Caliza dolomítica
Plagioclasa—biotita—cuarzo	Shale potásico
Epidota—pirofilita—cuarzo	Shale alumínico
Calcita—epidota—cuarzo	Caliza margosa
Epidota—tremolita—clorita	Marga
Albita—epidota—cuarzo	Shale potásico

Tabla 10.— Paragénesis Mineral característica de la facies Albita—epidota—cornubianita en el área de Payandé.

CONDICIONES DEL METAMORFISMO TERMICO

Algunos de los factores que controlan el metamorfismo térmico en el área de Payandé pueden interpretarse en base a minerales

individuales o asociaciones minerales presentes en las rocas metamórficas.

La presión litostática que prevaleció durante el metamorfismo puede ser estimada en base al espesor de la secuencia estratigráfica que durante la intrusión sobreyacía la formación Payandé.

Teniendo en cuenta que los sedimentos del Aptiano no están afectados por la intrusión y que en la quebrada el Cobre estas rocas descansan en discordancia angular sobre sedimentos del Triásico y el Jurásico, es posible asumir un espesor máximo de sedimentos no mayor de 6.000 metros, los cuales ejercían una presión aproximada de 1.500 bars. Este estimativo podría ser unos 500 bars mayor o menor, pero en ningún caso una presión mayor a los 2.000 bars (7.000 u 8.000 metros de sedimentos) parece haber sido alcanzada.

Tomando una presión total de 1.500 bars se pueden hacer algunas especulaciones acerca del papel desempeñado por la presión de la fase fluída.

La mayoría de las rocas que han sufrido metamorfismo en el área estudiada son rocas ricas en carbonatos. Por lo tanto, la presión de la fase fluída consiste de la suma de las presiones parciales de H₂O y CO₂.

Para estudiar los efectos producidos por la variación de P_f (presión fluída) debemos considerar la presencia, en gran cantidad, de wollastonita alrededor del stock. Si aceptamos una presión de 1.500 bars, para poder tener wollastonita sería necesario una fracción molar de CO₂ igual o mayor de 0.75 ($X_{CO_2} \geq 0.75$), lo cual implica una temperatura aproximada de 650°C. (Winkler 1967, p. 35). Teóricamente, con estas condiciones tendríamos alrededor del stock, bien desarrollada, la facies feldespato—K —Cordierita—cornubianita (Winkler 1967, p. 83). Sin embargo, alrededor del stock de Payandé no se encuentran facies más altas que hornblenda—cornubianita. La razón de este fenómeno se encuentra en evidencias de campo, las cuales indican que la intrusión del stock fue acompañada por intenso fracturamiento de la roca encajante. Como consecuencia, la fase fluída fue enriquecida en H₂O proveniente del magma. La adición de H₂O hace decrecer grandemente la fracción molar de CO₂ en la fase fluída (Greenwood, 1967). Además el fracturamiento permite el escape de la fase fluída y por lo tanto el descenso de P_f (presión fluída).

Los dos factores antes mencionados permitieron la formación de wollastonita, en el área de Payandé, a una temperatura anómalamente baja. Probablemente, en la base de la facies hornblenda—cornubianita. La presencia, muy común en el área, de la rara asociación mineral wollastonita—diópsido—cuarzo y wollastonita—diópsido—calcita de la facies hornblenda—cornubianita debe explicarse en la misma forma.

La temperatura durante el metamorfismo térmico en el área de Payandé, parece no haber sido mayor que la propia de la base de la facies hornblenda—cornubianita. Como se vió anteriormente, wollastonita no puede ser usada, en este caso, como un indicador de temperatura. Por otra parte, cordierita no se encuentra ni siquiera a unos pocos centímetros del contacto a pesar de que las rocas muestran una composición química favorable para su formación.

Varias secciones delgadas de muestras procedentes de un sitio distante no más de 5 metros del contacto, mostraron asociaciones minerales en desequilibrio y reacciones incompletas entre los minerales. Este fenómeno se puede constatar con la presencia de núcleos de tremolita en diópsido o por la presencia de concentraciones de tremolita, calcita y cuarzo en las cuales se observa incipiente formación de cristales de diópsido.

En conclusión, la temperatura que prevaleció durante el metamorfismo térmico del área fue igual o cercanamente igual, a temperatura necesaria para producir diópsido, teniendo una presión de 1.000 bars, a partir de la siguiente reacción: $\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2 + 3\text{CaCO}_3 + 2\text{SiO}_2 \rightleftharpoons 5\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + 3\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$

RELACION ENTRE LA DISTRIBUCION DE LAS ISOGRADAS Y LA FORMA TRIDIMENSIONAL DEL STOCK

Las isógradas pueden dividirse en dos clases (Atherton, 1965, p. 172). Para el presente estudio se escogió la clase (B) de isógradas. O sea isógradas basadas en la desaparición de una fase previamente presente.

Con el propósito de dibujar las isógradas se tomaron las asociaciones minerales, encontradas en las diversas muestras y se colocaron sobre el mapa (pl. 1).

El autor intenta, en el presente estudio, usar la distribución general de las isógradas, como un método indirecto para determinar la forma tridimensional del stock, ya que, la profundidad de erosión en el área no permite observar en dos dimensiones la variación del contacto entre el stock y la roca encajante.

Como puede observarse fácilmente, la distribución de las isógradas no es simétrica alrededor del stock. En el lado Oeste la facies albita—epidota—cornubianita ocupa un área bastante grande, mientras al Este el área ocupada por esta facies es mucho menor. Este fenómeno sugiere que la masa intrusiva se extiende, a relativa poca profundidad, hacia el Oeste por una distancia que puede ir más allá de los límites del área cartografiada.

Como conclusión, podemos decir que el stock de Payandé fue intruído desde el Oeste y tiene la forma de una delgada placa inclinada hacia el lugar de procedencia.

REFERENCIAS CITADAS

- Atherton, M. P., 1965**, The Chemical Significance of Isograds. In Controls of Metamorphism: New York, John Wiley, 368 p.
- Chayes, F., 1955**. Potash Feldspar as a By-product of biotite chlorite transformation: Journ Geol, V.63, p. 75.
- Chayes, F., 1956**. Petrographic modal analysis: New York, John Wiley, 113 p.
- de Waard, D., 1965**. A proposed subdivision of the granulite facies: Am. Jour. Sci., V, 263, p. 455–461.
- Emmons, R. C., 1953**. Selected petrogenic relationships of plagioclase: Geol. Soc. America. Mem. 52, 142 p.
- Friedman, G. J., 1959**. Identification of carbonate minerals by staining methods: Jour. Sed. Petrol, V.29, p. 87–89.
- Greenwood, H. J., 1967** Wollastonite: Stability in H₂O–CO₂ mixtures and occurrence in a contact–metamorphic aureole near Salmo. British Columbia, Canada: Am. Mineralogist, V. 52, p. 1669
- Hubach, E., 1957**. Contribución a las unidades estratigráficas de Colombia: Inf. 1212, Ser. Geol. Nal., Bogotá, Colombia.
- 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. Meded., deel 22, pp. 1–76 Leiden.
- Taubeneck, W. H., 1967**. Petrology of Cornucopia Tonalite Unit, Cornucopia stock, Wallowa Mountains, Northeast Oregon: Geol. Soc. America, Spec Paper. 91, 56 p.
- Trumpy, D., 1943**. Precretaceous of Colombia: Geol. Soc. America, V.54, pp.1281–1304.
- Tschamz, C. M., et al, 1969**. Mapa Geológico de la Sierra Nevada de Santa Marta. Colombia: Inst. Nal. Invest. Geológica–Mineras. Bogotá.
- Winkler, H. G. F., 1967**. Petrogenesis of Metamorphic rocks: Springer–Verlag, New York, Inc., 237 p.

**ACTIVIDAD IGNEA Y TECTONICA EN LA
CORDILLERA CENTRAL**

DURANTE EL MESO - CENOZOICO

INFORME No. 1552

por
DARIO BARRERO., JAIRO ALVAREZ A., TAISSIR KASSEM
1969

CONTENIDO

	Páginas
Resumen	149
Abstract	150
Introducción	152
Actividad tectomagmática Jura—Triásica	152
La cordillera como área emergida	153
Plutonismo ácido e intermedio	153
Vulcanismo ácido e intermedio	154
Fallamiento	154
El Ciclo Geotectónico Andino	154
Vulcanismo básico inicial	155
Distribución y ocurrencia	155
Composición mineralógica	155
Estructuras y texturas	157
Espilitización	157
Origen y edad relativa	157
Plutonismo básico y ultrabásico	158
Gabros	158
Composición mineralógica	158
Estructuras y texturas	159
Rocas ultrabásicas	160
Composición mineralógica	160
Estructuras y texturas	161
Serpentinización	162
Metamorfismo de contacto	162
Origen y emplazamiento	163
Edad relativa de gabros y rocas ultrabásicas	164
Plutonismo cuarzodiorítico	165
Distribución y ocurrencia	165
Variaciones en composición	166
Edad del Plutonismo	166
Vulcanismo final	167
Distribución y ocurrencia	167

Composición	167
Edad relativa	169
Actividad tectónica del ciclo	169
Estado de preinversión	169
Estado de inversión	170
La falla fundamental de Romeral	170
Conclusiones	171
Referencias citadas	172

ILUSTRACIONES

Tabla

1	Variedades petrográficas de las rocas volcánicas pertenecientes al vulcanismo básico inicial	156
2	Variedades petrográficas de gabro pertenecientes al plutonismo básico	159
3	Variedades petrográficas de las rocas volcánicas pertenecientes al plutonismo ultrabásico	161
4	Variedades petrográficas de rocas pertenecientes al vulcanismo final ..	168

PLANCHA

1	Distribución de rocas ígneas Meso—Cenozoicas y fallas principales de la Cordillera Central	174
---	--	-----

RÉSUMEN

Durante el Meso—Cenozóico la actividad ígnea y tectónica en la Cordillera Central, se desarrolla en dos etapas con caracteres distintivos.

La Primera etapa, de edad Jura-Triásico, está asociada al solevantamiento de la Cordillera y se manifiesta en los bordes oriental y occidental. Esta etapa consiste de intrusiones de granodiorita y cuarzomonzonita, las cuales fueron seguidas por erupciones de material félsico, principalmente de composición riódacítica. Durante el desarrollo de esta etapa la cordillera existe como un arco montañoso sometido a erosión, evidencias de este fenómeno se encuentran estudiando la composición de los clastos de las formaciones Jura—Triásicas. En el estado final se desarrolla un sistema de fallas cuya dirección predominante es NW.

La Segunda etapa, la cual se denominará Ciclo Geotectónico Andino, está caracterizada por una asociación volcánico—plutónica de regiones orogénicas y se desarrolla desde el Cretáceo Inferior hasta los tiempos actuales. Cuatro fases caracterizan el Ciclo Geotectónico Andino:

- 1) Erupción de lavas predominantemente básicas, durante la fase geosinclinal del ciclo. Este vulcanismo inicial, típicamente de fisura, está íntimamente relacionado con el nacimiento de la falla fundamental de Romeral.
- 2) Inyección de plutones ultrabásicos y básicos en la zona interna del geosinclinal (intérides) durante el estado embrionario del plegamiento. A partir de este momento la cordillera evoluciona, de área emergida, a un alto geosinclinal (Ridge) sobre el cual se depositan por primera vez sedimentos cretáceos (Aptiano) en la Cordillera Central. Posteriormente se desarrolla un importante sistema de fallas, con dirección predominante NE y NW (Fallas de Otú y Palestina).
- 3) Desarrollo de batolitos cuarzodioríticos en la parte central de la cordillera. Como consecuencia, se origina un intenso fracturamiento y se produce reactivación y reorientación tectónica de las fallas existentes.

- 4) Erupciones superficiales de basaltos, andecitas y riolitas, posteriores al plegamiento pero contemporáneas al solevantamiento (Regional Uplift) final de la cordillera. Esta serie volcánica a diferencia de la primera ocurre en la zona axial de la cordillera y se manifiesta como volcanes de tipo central, los cuales empiezan a formarse durante el Mioceno.

Se propone el nombre de Ciclo Geotectónico Andino, para englobar todos los fenómenos de subsidencia, vulcanismo, plutonismo, plegamiento, fracturamiento y solevantamiento que se han sucedido desde el Cretáceo Inferior hasta nuestros días y los cuales han dado origen a los Andes Colombianos.

ABSTRACT

The history of the igneous and tectonic activity which took place in the Cordillera Central during the Mesozoic and Cenozoic Era may be divided into two definite periods.

The first stage, of Jura—Triassic age, is closely associated with the regional uplift of the cordillera and is expressed largely at its Eastern and Western margins. This period is characterized by plutonic intrusions of granodiorite and quartzmonzonite followed by a great outpouring of felsic material of rhyodacitic composition. During this period of igneous and tectonic activity the Cordillera Central existed as an uplifted mountain arc undergoing erosion; evidences of this phenomenon are indicated by studying the clasts of the Jura—Triassic formations. In the final stage of this period a complex fault system developed which, trend in NW direction.

The second stage, for which we propose the term “Andean Geotectonic Cycle”, is characterized by a volcanic—plutonic association of orogenic regions. The time interval of igneous and tectonic activity embraces from the Early Cretaceous until the present day.

Four phases of igneous activity characterize the Andean Geotectonic Cycle.

1. Eruption of dominantly basic lavas, during the geosynclinal stage of the cycle. This initial vulcanism, of fissure type, is closely related with the birth of the fundamental Romeral fault.

2. Injection of ultrabasic and basic plutonic intrusions, in the internal zone of the cretaceous geosyncline, during the embryonic stage of folding. At the end of this phase the Cordillera Central evolved from an uplifted arc to a geosynclinal ridge over which Cretaceous (Aptian) sediments are deposited for the first time in the Cordillera. Later, an important fault system, striking mainly NE and NW (Otú and Palestina Faults), is developed.

3. Development of quartzdioritic batholiths in the central part of the cordillera. As a consequence, an intensive fracturing of the host rock is produced along with tectonic reorientation and reactivation of the preexistent faults.

4. Surface eruption of basalts, andesite and rhyolite following the folding but concomitant with the final regional uplift of the cordillera.

This second series of effusives, unlike the first, occurs in the axial zone of the cordillera and it is represented by volcanoes of central type which started forming during the Miocene.

It is proposed the name of Andean Geotectonic Cycle to embrace all the phenomena of subsidence, vulcanism, plutonism, folding, faulting and uplifting, which have taken place since early Cretaceous time until the present day and are responsible of the formation of the Colombian Andes.

INTRODUCCION

El área en estudio está comprendida entre el río Magdalena y el río Cauca, es decir, lo que geográficamente ha sido llamado Cordillera Central.

El presente informe es el resultado de varios años de trabajo de campo y laboratorio por parte de los autores. La mayoría de los trabajos hasta el momento se han efectuado en la mitad Norte de la Cordillera, por esta razón, es la parte que ha servido de base al presente estudio.

Con el propósito de reunir datos suficientes, se estudiaron 210 secciones delgadas. A esto se debe agregar el estudio de 180 secciones delgadas hecho por Barrero (1969) y no menos de 100 secciones delgadas ya descritas por Geólogos de Ingeominas.

Para complementar nuestra información, se tomaron datos de varios trabajos, realizados por Grosse (1926, 1935), Nelson (1957), Botero Arango (1962) y Facultad de Minas, Medellín (1968).

Los autores agradecen la colaboración dada por el Director del Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras, geólogo Andrés Jimeno Vega, para poder llevar a cabo el presente estudio.

Nuestros agradecimientos son muy especiales para el geólogo Humberto González quien realizó el estudio petrográfico de la mayor parte de las secciones delgadas.

Finalmente expresamos nuestro reconocimiento al geólogo Jorge Luis Arango C. por su colaboración y a todos los geólogos de Ingeominas que han trabajado la Cordillera Central, los cuales han hecho posible este trabajo.

ACTIVIDAD TECTOMAGMATICA JURA—TRIASICA

A todo lo largo de la Cordillera Central, generalmente ocupando las zonas marginales de ésta, se observan numerosos cuerpos de rocas intrusivas y efusivas de composición ácida a intermedia. Estos cuerpos intruyen metasedimentos paleozóicos y sedimentos marinos y continentales del Jura—Triásico.

Es común observar fragmentos de estas rocas, plutónicas y volcánicas. formando parte de los conglomerados y brechas basales del Cretáceo (Aptiano—Albiano) de la Cordillera Central.

Posteriormente a esta actividad ígnea, se originaron numerosas fallas de dirección predominante NW las cuales fueron cubiertas por sedimentos marinos del Cretáceo. La reactivación y reorientación tectónica acaecida durante el Cretáceo y el Terciario, han obscurecido en gran parte este fenómeno. Sin embargo, ejemplos espectaculares de fallas pre—Cretáceas se pueden observar al sur de Payandé (Barrero, 1969).

LA CORDILLERA COMO AREA EMERGIDA

Al estudiar las formaciones, marinas y continentales, del Jura—Triásico, a lo largo del borde oriental de la Cordillera Central, se puede ver claramente en los conglomerados de las formaciones continentales, que éstos se componen principalmente de clastos de rocas ígneas, neis cuarzo—feldespático, anfíbolita y esquisto, en su mayoría provenientes de la Cordillera Central.

Al Este de la población de Rovira (Tolima), en el cañón del río Luisa, se puede comprobar que la formación Prepayandé está compuesta de clastos de neis cuarzo—feldespático, anfíbolita y rocas volcánicas félsicas, fragmentos de filitas y esquisto son muy raros. Sin embargo, han sido observados en muestras provenientes de la Formación Prepayandé. Los lugares de origen de estos clastos se encuentran al NW y Sur de las poblaciones de Payandé y Rovira en la Cordillera Central.

Teniendo presente que a la Formación Prepayandé, la cual es rica en clastos de rocas de la Cordillera Central, se ha asignado una edad Triásico Inferior (Nelson, 1957), es lógico concluir que la Cordillera existía como área emergida desde fines del Paleozóico. Por lo tanto, parece sensato asumir que las rocas y el metamorfismo de la Cordillera Central pertenecen al Paleozóico Inferior (Cambro—Ordovícico?).

PLUTONISMO ACIDO E INTERMEDIO

En una etapa posterior a la sedimentación y a finales del Jurásico, se desarrollan una serie de cuerpos intrusivos con características de batolito y stock, principalmente de composición granodiorítica y cuarzomonzonítica, que se localizan generalmente en las zonas marginales de la cordillera. Los cuerpos más conocidos son el Batolito de Ibagué, el Stock de Amagá, el Stock de Payandé y los plutones dioríticos al Oeste de Puerto Berrío.

La mayoría de los cuerpos tienen una composición que varía de granodiorita a cuarzomonzonita. Sin embargo, existen variaciones extremas dentro de un mismo cuerpo o entre cuerpos independientes, siendo las facies más comunes diorita y granito. Las diferencias más notorias entre estos plutones y los intrusivos cretáceos, consisten en el contenido mayor de feldespato potásico y la situación periférica de los plutones Jura—triásicos.

Es importante anotar que estos cuerpos han desarrollado espectaculares aureolas de contacto en las rocas encajantes. El estudio petrológico de estas aureolas demuestra que los cuerpos ígneos han sido emplazados a poca profundidad pero a temperatura considerable, hecho muy evidente al menos en el stock de Payandé (Barrero, D., 1969).

VULCANISMO ACIDO E INTERMEDIO

Las rocas volcánicas, al igual que las plutónicas, ocupan zonas marginales de la Cordillera. Cuerpos más o menos extensos principalmente de riodacitas se encuentran al Oeste de Puerto Berrío, al Este de Rovira y al Oeste de Neiva. Sin duda existen muchas más áreas de rocas volcánicas que las que aparecen en el mapa (plancha 1).

Los estudios petrográficos de estas rocas han demostrado que en su mayoría son riodacitas. Sin embargo, existen en menor escala cuerpos de dacita, riolita y vitrófido riolítico negro.

En varios sitios éstas rocas volcánicas cortan las formaciones sedimentarias e intrusivos triásicos y se desarrollan como silos y derrames en las formaciones jurásicas, como se puede observar claramente al Sur de Payandé.

La estrecha relación espacial como en composición química entre estas rocas volcánicas y los cuerpos plutónicos, sugiere que las dos rocas son comagmáticas y forman parte de la fase final de un ciclo geotectónico hasta el presente no bien conocido.

FALLAMIENTO

Muchas de las fallas, con dirección NW en la Cordillera Central, son muy difíciles de cartografiar y parecen tener una historia geológica bastante compleja.

Al Sur de la población de Payandé, se puede observar claramente como el Cretáceo (Aptiano—Albiano) cubre varias fallas que han desplazado las formaciones Jura—Triásicas, afectando no solamente las rocas sedimentarias sino las intrusivas y efusivas (Barrero 1969).

Aunque los datos son muy escasos, es obvio pensar según lo expuesto anteriormente, que éste fenómeno de fallamiento pre—Cretáceo tiene un significado más regional.

EL CICLO GEOTECTONICO ANDINO

La actividad ígnea en la Cordillera Central, desde el Cretáceo Inferior hasta el presente, representa una asociación volcánica—plutónica típica de regiones orogénicas. Esta actividad ígnea, al igual que en otras partes del mundo, se manifiesta principalmente en cuatro fases bien definidas: Vulcanismo básico inicial, Plutonismo básico—ultrabásico, desarrollo de batolitos cuarzodioríticos y vulcanismo final. Sin embargo, es muy común encontrar eventos de menor importancia que complican cada fase.

Por otra parte, la actividad tectónica, aunque está íntimamente relacionada a cada una de las cuatro fases de actividad ígnea, parece

desarrollarse principalmente en dos etapas fácilmente reconocibles: La primera etapa caracteriza lo que se llama el estado de preinversión geosinclinal y está íntimamente relacionada con la primera y segunda fase de actividad ígnea. La segunda etapa caracteriza el llamado estado de inversión geosinclinal o sea el período de formación de las cordilleras y está íntimamente relacionado con la tercera y cuarta fase de actividad ígnea.

Tanto la actividad ígnea como la actividad tectónica que se desarrollan desde el Cretáceo Inferior hasta nuestros días en la Cordillera Central, forman parte de un fenómeno más regional que comprende también la subsidencia, el plegamiento, fracturamiento y solevantamiento de las áreas ocupadas actualmente por las Cordilleras Oriental y Occidental.

Todo este conjunto de fenómenos que se suceden en las áreas de las tres cordilleras durante este lapso y que se manifiestan distintamente en cada una de ellas, es lo que denominaremos “El Ciclo Geotectónico Andino”.

VULCANISMO BASICO INICIAL

Durante la etapa inicial del ciclo geotectónico (Cretáceo Inferior) ocurre un vulcanismo de composición predominantemente básica. Durante la finalización de esta fase aparecen rocas volcánicas ácidas que, por su relación espacial y temporal con las vulcanitas básicas, podrían considerarse como productos de diferenciación magmática.

DISTRIBUCION Y OCURRENCIA

Las rocas volcánicas de esta fase están distribuídas como festones alargados y discontinuos con dirección predominante Norte—Sur, a lo largo del borde occidental de la Cordillera Central, desde el Norte de Antioquia hasta el Sur del departamento de Nariño (plancha 1).

Las fajas de rocas volcánicas están en su mayor parte limitadas hacia el Este por la falla fundamental de Romeral, la cual las separa de los metasedimentos que forman la Cordillera Central.

Los productos de esta fase, comúnmente llamadas rocas verdes, ocurren como silos y flujos submarinos. A lo largo de la zona de influencia de la falla fundamental de Romeral, las rocas volcánicas ocurren principalmente como silos en sedimentos y metasedimentos. Hacia el Occidente de la falla se presentan como flujos submarinos asociados a sedimentos cretáceos.

COMPOSICION MINERALOGICA

La composición mineralógica de estas rocas es bastante variada,

lo que se deduce de los análisis petrográficos de muestras procedentes principalmente de los cuerpos presentes en Antioquia, Caldas y Cauca.

Para el presente trabajo, se estudiaron 75 secciones delgadas de muestras colectadas por los geólogos de Ingeominas y se revisaron 25 secciones delgadas pertenecientes a la Facultad de Minas de Medellín.

Las variedades petrográficas encontradas en las 100 muestras estudiadas se resumen en la tabla 1.

Nombre de la roca	No. de Secciones.
Espilitas, espilitas porfiríticas y basaltos espilíticos	55
Diabasas	14
Basaltos y basaltos porfiríticos	10
Pórfidos andesíticos y andesitas	11
Dacitas y riolitas porfídicas	4
Tobas	3
Epidocitas	2
Carbonatitas espilíticas	1

TABLA 1.— Variedades petrográficas de las rocas volcánicas pertenecientes al vulcanismo básico inicial.

Las espilitas típicas muestran uralita y clorita, mientras que los basaltos espilíticos presentan restos de pigeonita, la cual ha sido alterada a uralita y clorita. La plagioclasa original ha sido disociada totalmente a albita, epidota y agregados finos nublosos de sausruta. Son muy escasas las muestras donde la albita se encuentra maclada. Cuando la roca tiene textura porfídica, los fenocristales de oligoclasa-albita se encuentran muy alterados pero conservan maclas difusas que permiten su identificación. Las amígdulas, cuando presentes, se encuentran rellenas con cuarzo, calcita, epidota y clorita. Es muy común observar microfracturas rellenas de calcita, epidota, cuarzo y pigeonita. Las carbonatitas son variedades raras y muy locales dentro de este conjunto volcánico.

Los ejemplares de basalto y diabasa conservan aún su textura y composición original. La augita y pigeonita se encuentran parcialmente alteradas a uralita y clorita. Las plagioclasas levemente sausríticas corresponden en composición a labradorita.

En los pórfidos andesíticos y andesitas la plagioclasa dominante es andesina (An 30 - 40) y el ferromagnesiano es pigeonita. Los otros tipos de rocas tales como riolitas, dacitas y tobas son variedades

escasas en el conjunto volcánico.

La presencia de cuarzoqueratófidos y queratófidos al Suroeste de San Jerónimo (Grosse, 1926), no pudo ser comprobada, sin embargo, no se descarta la posibilidad de que sean variedades raras, pero presentes a todo lo largo del conjunto volcánico.

ESTRUCTURAS Y TEXTURAS

Las rocas en general son macizas, pero existen zonas donde se ha desarrollado una esquistosidad debido a efectos dinámicos. Buenos ejemplos de este fenómeno se observan en los cuerpos al Norte de Manizales. Las estructuras fluidales aunque presentes son muy escasas. Lavas con estructura en almohadilla de forma esferoidal a muy irregular se observan en la carretera que conduce de Manizales a Arauca, unos 3 kilómetros antes de llegar a esta población.

Las texturas más comunes son intergranulares, intersertales, felsíticas, subofíticas y ocasionalmente amigdalares, pero las texturas porfiríticas son las más abundantes.

ESPILITIZACION

En la mayoría de los cordones de rocas volcánicas que pertenecen a esta fase se encontró una relación estrecha entre basaltos normales, diabasas, espilitas y andesitas. Esta relación y el hecho notorio que de un tipo de roca a otro sólo existan, en algunos lugares, unos cuantos metros, nos hace pensar que el proceso de espilitización es debido a un tipo de metamorfismo todavía no bien identificado.

Argumentar un proceso de metamorfismo regional, es muy difícil ya que las rocas han sido afectadas muy irregularmente. Además la estrecha conexión entre estos volcánicos con la zona de intenso fracturamiento de la falla fundamental de Romeral y las masas ultrabásicas, hacen pensar que la espilitización es un fenómeno íntimamente relacionado con la tectónica y el emplazamiento de las rocas ultrabásicas. Debemos reconocer que aún falta mucha investigación acerca de este problema.

ORIGEN Y EDAD RELATIVA

De acuerdo con análisis químicos de algunos ejemplares, el magma original fue de composición toleítica con diferenciaciones locales a andesítico (Botero, A., 1963).

La ausencia completa de olivino es un hecho significativo que hace pensar en un magma saturado con sílice (Barth, 1952). Este magma dió origen a basaltos, los cuales fueron intruídos a lo largo de fisuras, dando origen a cuerpos discordantes, silos y derrames

intercalados con sedimentos claramente de origen marino. Las intercalaciones sedimentarias, en algunos sitios fosilíferas, han sido datadas como del Cretáceo Inferior (Grosse, 1926) y del Cretáceo Superior (Botero, A., 1963). Sin embargo, es importante notar la duda que existe acerca de estas edades. A esto debemos agregar que el intenso fallamiento puede haber producido reintrusión tectónica o simplemente poner en contacto rocas volcánicas antiguas con sedimentos del Cretáceo Superior.

En el presente trabajo se acoge una edad de Cretáceo Inferior según la división que hace del Cretáceo Kulp (1961, p. 1105). Al Noreste de Medellín, las rocas volcánicas de esta fase han sido intruidas por el Batolito Antioqueño, cuya edad es de 79 ± 3 M.A. (Botero, A., 1963, p. 82).

PLUTONISMO BASICO Y ULTRABASICO

La segunda fase del Ciclo Geotectónico Andino se caracteriza por un magmatismo básico y ultrabásico, el cual se desarrolla principalmente a lo largo de la zona de fracturamiento producida por la falla fundamental de Romeral. El magmatismo básico está representado por gabros y el ultrabásico principalmente por peridotitas.

GABROS

El plutonismo básico está representado por cuerpos de gabros que se distribuyeron a lo largo del borde occidental de la Cordillera Central. En su mayoría son cuerpos alargados en dirección Norte-Sur.

La mayor parte de los cuerpos de gabros están relacionados con rocas volcánicas de la fase inicial del ciclo o con rocas ultrabásicas. El sitio de ocurrencia más común es la zona de fracturación de la falla fundamental de Romeral, la cual ha ejercido efectos dinámicos sobre éstos. En general los cuerpos son concordantes con la dirección de las rocas encajantes, pero regionalmente son cuerpos discordantes.

COMPOSICION MINERALOGICA

Para el presente estudio se utilizaron 95 muestras a las cuales se les hizo análisis petrográfico. De las 95 muestras 85 pertenecen a Ingeominas y 10 a la Facultad de Minas de Medellín.

Las variedades de gabros encontradas de acuerdo a la clasificación de Grout (1932) se resumen en la tabla 2..

Nombre de la roca	No. de Secc. delgadas estud.
Gabros sausuríticos y gabros anfibólicos sausuríticos	75
Gabros Normales	9
Noritas	5
Gabros Olivínicos (Troctolitas)	4
Gabros con cuarzo	2

TABLA 2.— Variedades petrográficas de gabro pertenecientes al plutonismo básico.

Entre las muestras estudiadas son escasos los ejemplares de gabros normales que se encuentran frescos o con una muy ligera alteración. La mayoría de los gabros consisten de labradorita parcialmente sausuritizada y augita alterada ligeramente a clorita y uralita.

Los gabros olivínicos (Troctolitas) al igual que las noritas son variedades escasas. Los únicos ejemplares se encontraron en los cuerpos que afloran al Norte y Sur de la población de Anserma, al Oeste de la población de Uré y en el cuerpo que aflora 30 kilómetros al Norte de la población de Campamento. El ortopiroxeno es hipersteno sin ninguna alteración. La augita está alterada parcialmente a uralita y clorita mientras que el olivino está fracturado y en proceso de serpentinización.

Las plagioclasas, como hecho curioso, se encuentran frescas y su composición varía de An. 60 a An. 70.

Los gabros sausuríticos y los gabros anfibólicos sausuríticos se encuentran muy alterados, hasta presentarse el caso de muestras en las cuales no han quedado ni vestigios de la composición y textura original. El anfíbol es en su mayoría uralítico aunque en algunos cuerpos existe hornblenda magmática. Restos de piroxeno pueden observarse en algunas muestras.

Los minerales accesorios son ilmenita, magnetita, esfena, apatito, biotita y cuarzo.

ESTRUCTURAS Y TEXTURAS

La mayoría de los cuerpos de gabro muestran alineamientos o bandeamiento por flujo y llegan hasta tipos neisoides, lo cual da la impresión de paralelismo con el tren regional de las rocas metamórficas encajantes.

En zonas donde han sufrido metamorfismo dinámico, adquieren una esquistosidad bien definida. En algunos sitios los efectos

dinámicos son tan fuertes que la roca se convierte en una filonita o bien en una cataclasita.

En las rocas macizas predomina la textura hipidiomórfica medio granular, ofítica o sub-ofítica. En zonas bandeadas la textura es alotriomórfica. La textura pegmatítica es rara pero se presenta.

ROCAS ULTRABASICAS

Este tipo de rocas representa la finalización de la segunda fase del ciclo.

La mayoría de estas rocas se encuentran localizadas a lo largo del borde occidental de la Cordillera Central, siguiendo la zona de fracturación de la falla fundamental de Romeral con la cual están íntimamente relacionadas.

En general ocurren como cuerpos alargados en dirección aproximada Norte-Sur. La mitad de estos cuerpos está relacionada con rocas gábricas y la otra mitad ocurre en metasedimentos del Paleozóico, la mayoría de los cuales pertenecen a la facies esquisto verde. El tamaño de los cuerpos, así como su forma, varía rápidamente de un sitio a otro. Los cuerpos más grandes alcanzan 35 kilómetros de largo por unos 6 kilómetros de ancho, pero predominan los cuerpos de dimensiones menores.

La mayoría de los cuerpos ultrabásicos encajados en las rocas metamórficas, son localmente concordantes pero regionalmente discordantes.

COMPOSICION MINERALOGICA

La composición de estas rocas se determinó mediante el estudio petrográfico de 75 secciones delgadas provenientes de diferentes cuerpos. De las 75 muestras 64 pertenecen a Ingeominas, 7 a la Facultad de Minas de Medellín y 4 al geólogo Gerardo Botero Arango.

Las distintas variedades petrográficas encontradas al hacer el estudio se resumen en la tabla 3.

Es de anotar que dentro de un mismo cuerpo, la composición mineralógica puede pasar de una a otra variedad, este hecho puede observarse claramente en el cuerpo al Este de la población de Ituango y al Noreste de la población de Yarumal.

Los minerales más importantes en éstas rocas son: Olivino, antigorita, clinopiroxeno y ortopiroxeno. Los minerales accesorios comunes son: Talco, clorita, uralita, crisótilo, carbonatos, magnetita, picotita y cromita.

Nombre de la roca	No. de Secc. delgadas estud.
Serpentinitas	31
Dunitas serpentizadas y dunitas.	15
Wehrlitas con serpentización.	5
Harzburgitas con serpentización.	3
Lherzolitas con serpentización.	2
Piroxenitas con serpentización.	3
Rocas de Talco—carbonato.	16

TABLA 3.— Variedades petrográficas de las rocas pertenecientes al plutonismo ultrabásico.

El olivino en ningún caso se encontró totalmente fresco, por el contrario siempre está alterado en mayor o menor grado a antigorita, serpofita, talco y magnesita. Algunos de éstos minerales son claramente pseudomorfos según olivino. El fracturamiento es común en la mayoría de los cristales pero la extinción ondulatoria es rara o está ausente.

El clinopiroxeno es diálaga, generalmente anhedral, ligeramente plegado y alterado a clorita y uralita.

El ortopiroxeno corresponde a la variedad magnésica. Sin embargo, en la harzburgita de Angelópolis (Antioquia) se reportó la variedad bronzita (Grosse, 1926). En general el ortopiroxeno se presenta alterado parcial o totalmente a clorita, antigorita y magnetita.

El crisotilo es raro y está rellenando fracturas. La magnetita, cromita, picotita y magnesita ocurren como cristales dispersos o rellenando microfracturas.

Las rocas de talco, magnesita y tremolita están localizadas en su gran mayoría cerca a la población de Yarumal y ocurren encajadas en neis cuarzo—feldespático.

En varios lugares, pero especialmente en el cordón que pasa al Este de la población de Ituango, se observó en desarrollo notable de picrolita (en fibras hasta de 10 centímetros) la cual es ocasionada por recristalización de serpentina fina a lo largo de superficies de cizalladura (Jahns, 1967).

ESTRUCTURAS Y TEXTURAS.

Algunas de estas rocas presentan una bien definida esquistosidad con formación de esquistos de serpentina. Esta estructura se observa claramente en los cuerpos situados 15 kilómetros al Noroeste de la ciudad de Manizales y 5 kilómetros al Noroeste de la población de San José de la Montaña (Antioquia), en donde por efectos de la falla fundamental de Romeral se ha desarrollado una buena foliación con rumbo general Norte—Sur.

Los poliedros de cizalladura (Jahns, 1967, p. 146) son relativamente comunes en los diferentes cuerpos, especialmente en sus zonas marginales.

Los poliedros están formados por núcleos o corazones esferoidales o elípticos de serpentinita maciza rodeados por serpentinita esquistosa. El tamaño es muy variable y son muy conspicuos al Noroeste de las poblaciones de Caldas y San Andrés (Antioquia). Otros rasgos comunes en la mayoría de los cuerpos ultrabásicos son el alto grado de fracturamiento y milonitización.

Las texturas originales, en la mayoría de las muestras analizadas, son muy difíciles de definir debido al grado de alteración de la roca. En algunas muestras se observó textura alotriomorfa medio granular y textura micro y macroporfíricas, aunque estas últimas son muy escasas.

SERPENTINIZACION

La serpentización de las rocas ultrabásicas es un hecho evidente observado en muchas de las muestras analizadas, en las cuales persisten reliquias de olivino y piroxeno, rodeadas por minerales serpentínicos.

En las zonas marginales de los cuerpos ultrabásicos, al igual que en los lugares donde están fuertemente tectonizados, aumenta considerablemente el grado de serpentización, esto es debido a que el esfuerzo de cizallamiento aumenta la rata de reacción química de las soluciones acuosas calientes (Sorensen. 1967, p. 208).

Varios de los cuerpos ultrabásicos corresponden a serpentinita típica con más de 90 por ciento de antigorita y serpofita, pero la transición de serpentinas a peridotitas normales en el mismo cuerpo, sugiere que la serpentización en su mayor parte fué a partir de rocas ultrabásicas y contemporánea con la deformación.

METAFORMISMO DE CONTACTO

Los efectos de metamorfismo de contacto, sobre las rocas encajantes, son muy exiguos y no muy evidentes a pesar del alto número de cuerpos estudiados.

Grosse (1926) menciona la transformación de pizarras, por efectos de contactos producidos por una harzburgita, a cornubianitas y esquistos moteados. Además menciona al Este de la población de Heliconia, efectos térmicos sobre un gabro anfibólico, el cual aumenta de grano cerca al contacto con la peridotita.

Sin embargo, no existen pruebas suficientes para argumentar efectos térmicos producidos por el emplazamiento de estos cuerpos como magmas a altas temperaturas.

ORIGEN Y EMPLAZAMIENTO.

El origen de las rocas ultrabásicas ha sido motivo de controversia desde hace muchos años.

Como se explicó anteriormente no existen evidencias para probar que los cuerpos ultrabásicos de la Cordillera Central, han sido emplazados como magma a altas temperaturas.

Ante este hecho es necesario explicar como se han emplazado estos cuerpos y la razón de la no presencia de una aureola de contacto. Las siguientes observaciones de campo pueden servir de base para explicar la temperatura y modo de emplazamiento de los cuerpos ultrabásicos:

- 1) Al Noreste de la población de Caldas (Antioquia) y al Oeste de la población de Uré (Córdoba), se observó una zona de reacción en los gabros cerca al contacto con peridotitas. En esta zona de reacción se ha formado una roca rica en Ca (Rodingita), como también un aumento de grano del gabro.
- 2) Al Este de la ciudad de Medellín, las serpentinitas se encuentran intruyendo anfibolitas segregando en bandas, por efectos térmicos, las plagioclasas y las hornblendas (Botero, A., 1963).
- 3) La serpentización de las peridotitas es mayor cerca a los contactos tectónicos.
- 4) La mayoría de los cuerpos están relacionados en espacio y probablemente en tiempo con la zona de fracturamiento de la falla fundamental de Romeral.

Los cuatro puntos expuestos anteriormente favorecen una hipótesis mixta para el emplazamiento de los cuerpos ultrabásicos, la cual exponemos a continuación.

- 1) Intrusión magmática de cuerpos ultrabásicos en profundidad, concomitante o posteriormente al emplazamiento de los cuerpos de gabro. Estos cuerpos pudieron haberse emplazado inicialmente a profundidades donde las rocas metamórficas eran neises y anfibolitas.
- 2) Seguidamente los cuerpos ultrabásicos sufrieron reintrusión tectónica y fueron emplazados, a temperaturas bajas, en niveles superiores, pertenecientes al Cretáceo Inferior.

Durante o inmediatamente después de la reintrusión tectónica se produce la serpentización parcial de algunos cuerpos y se forma una zona de reacción (Rodingitas) en las rocas encajantes. Serpentización, metasomatismo y tectonismo están relacionados y son prácticamente contemporáneos. La naturaleza tectónica de la mayoría de los contactos y la zona de reactivación, de baja temperatura—alta presión, que está asociada a estos contactos es una evidencia muy fuerte de que el emplazamiento de algunos de estos cuerpos tiene mucho que ver con la falla fundamental de Romeral.

El concepto de reintrusión tectónica ha sido expuesto

anteriormente por Mackenzie (1960) y la relación entre tectonismo, metasomatismo y serpentización ha sido mencionada por Coleman (1967, p. 1).

EDAD RELATIVA DE GABROS Y ROCAS ULTRABÁSICAS.

Antes de entrar a discutir la edad de los gabros y rocas ultrabásicas, es necesario hacer énfasis en la relación gabro rocas volcánicas básicas y entre éstas y las rocas ultrabásicas.

A pesar de que se hicieron esfuerzos por obtener evidencias claras de la relación entre el gabro y las rocas volcánicas de la fase inicial del ciclo geotectónico, no fue posible observar directamente en el campo esta relación principalmente por el grado de alteración de las rocas. Sin embargo, al estudiar la cartografía detallada, escala 1:25.000, de algunos de los cuerpos de gabro, se observa que regionalmente son cuerpos discordantes emplazados dentro de rocas volcánicas básicas. Lo cual sugiere una edad posterior para los gabros.

Al Sur del país en el Tambo (Nariño) pequeños cuerpos de rocas ultrabásicas serpentizadas, intruyen claramente espilitas pertenecientes a la primera fase del Ciclo Geotectónico Andino y a las cuales se ha asignado una edad de Cretáceo Inferior.

La no presencia de fragmentos de rocas volcánicas básicas en los conglomerados basales del Cretáceo (Aptiano) de la Cordillera Central, no es prueba suficiente para admitir una edad más joven que Cretáceo Inferior para éstas rocas, ya que los conglomerados han sido depositados sobre un alto geosinclinal (geosynclinal Ridge) mientras que las rocas volcánicas ocuparon el bajo geosinclinal (geosynclinal Furrow).

En cuanto a la relación gabro—rocas ultrabásicas es importante notar lo siguiente:

1. Al Norte de la quebrada Salinas en el camino que conduce a la población El Bordo (Cauca) se encuentran bloques de pegmatita gábrica incluidos en la serpentinita (Grosse, 1935, p. 158).

2. Estrada (1967), se refiere a la relación entre gabro y rocas ultrabásicas en la siguiente forma:

“... Entonces si estos metaconglomerados pertenecen a estas dos formaciones, nos indican que hay intrusiones de peridotita posteriores a los gabros y gneisses. . .”

3. En algunos sitios se han observado efectos metasomáticos producidos por la peridotita en el gabro.

En base a las anteriores observaciones y a la interpretación de la cartografía detallada en las áreas donde se presentan gabros y rocas ultrabásicas, se puede concluir que las rocas ultrabásicas, aunque tienen una historia geológica complicada, intruyen las rocas volcánicas verdes y los gabros y por lo tanto son posteriores a éstas. No cabe duda que las relaciones entre gabros y rocas ultrabásicas han

sido obscurecidas por efectos tectónicos posteriores.

La edad que se asigna a las rocas ultrabásicas en el presente estudio corresponde a finales del Cretáceo Inferior, pero no se descarta la posibilidad de una edad más joven. En todo caso, se puede asegurar que son anteriores al Batolito Antioqueño, o sea pre-79 ± 3 millones de años.

PLUTONISMO CUARZODIORITICO.

Es bien conocido, por muchos ejemplos de otras partes del mundo, el desarrollo de batolitos de composición granítica (sensu lato), posteriores a la fase de vulcanismo básico y plutonismo ultrabásico, como parte integrante de un ciclo geotectónico.

En la Cordillera Central, hay evidencias claras de desarrollo de batolitos, stocks y diques de composición predominantemente Cuarzodiorítica, como una fase posterior al plutonismo ultrabásico del Ciclo Geotectónico Andino.

DISTRIBUCION Y OCURRENCIA.

Batolitos, stocks y diques principalmente de composición cuarzodiorítica, pero algunas veces más ácidos, se encuentran en toda la Cordillera Central desde el Norte hasta el Sur.

Con los conocimientos que se poseen hasta el momento, es fácil notar que los cuerpos cuarzodioríticos ocupan generalmente la parte central de La Cordillera.

Los cuerpos cuarzodioríticos más conocidos son: el Batolito Antioqueño, el Batolito de Sonsón y el Stock de Manizales. Numerosos cuerpos de dimensiones de stock se encuentran hacia el Sur, pero ellos no han sido todavía estudiados.

El emplazamiento de estos cuerpos es materia de controversia. Algunos geólogos creen que han sido producto de reemplazamiento in situ de rocas preexistentes (Radelli, 1965). Por otra parte, existe la hipótesis de inyección magmática (Botero, A., 1963).

Para nuestro propósito, tomaremos como base de estudio tres de los cuerpos más conocidos,

El Batolito Antioqueño muestra contactos discordantes y ha producido metamorfismo de contacto en numerosos lugares. Al Sureste de la población de San Luis el Batolito corta y metamorfosea un conglomerado cuarzoso de edad cretácea. En la Quebrada de Hervecita al Este de la población de Angostura el batolito presenta aspecto néisico y tiene inclusiones de rocas volcánicas verdes pertenecientes al vulcanismo inicial del ciclo geotectónico, las inclusiones de rocas verdes han sido convertidas a cornubianitas de la facies cornubianita hornblenda. Como dato interesante debemos mencionar que los estudios gravimétricos sobre el Batolito

Antioqueño han probado que la masa cuarzodiorítica se continúa a gran distancia en profundidad (Case, J. comunicación verbal).

El Batolito de Sonsón intruye metasedimentos y produce metamorfismo de contacto al Sur de la población de Nariño (Antioquia) y al Este de la población de Argelia (Antioquia).

El stock de Manizales intruye metasedimentos de edad paleozóica al Este de la ciudad de Manizales, pero en su mayor parte se encuentra cubierto por lavas y tobas recientes.

Las evidencias anteriormente expuestas sugieren que las masas cuarzodioríticas han sido emplazadas en las rocas encajantes como un magma; produciendo notorios efectos térmicos en ellas.

VARIACIONES EN COMPOSICION.

Los batolitos y stock pertenecientes a esta fase del ciclo geotectónico no son completamente homogéneos en composición. Por el contrario, existen notorias variaciones en composición dentro de un mismo cuerpo, como también entre cuerpos independientes.

La facies litológicas más comunes comprenden: gabro, diorita—hornbléndica, cuarzodiorita félsica, granodiorita y cuarzomonzonita

Si estas variaciones en composición obedecen a un proceso de diferenciación magmática o son simplemente fenómenos de asimilación de las rocas encajantes, es un problema que permanece para ser estudiado.

Debemos aclarar que por lo menos el 80 por ciento del área ocupada por los plutones de esta fase magmática, consiste de rocas de composición cuarzodiorítica.

EDAD DEL PLUTONISMO

Según observaciones de campo, ha sido posible establecer claramente, que los batolitos y stocks de esta fase magmática intruyen las rocas volcánicas básicas, los cuerpos ultrabásicos y los sedimentos cretáceos de edad aptiano—albiano.

Los análisis radiométricos hechos sobre muestras procedentes de diferentes plutones, han dado una edad que varía de 79 ± 3 millones de años, para los cuerpos más antiguos (Botero, A., 1963, p. 81; Pérez, A., 1967 p. 30), hasta 68 ± 3 para los cuerpos más jóvenes (Feininger, T., et al, 1969, p. B—130).

En base a estos datos, podemos decir que el plutonismo cuarzodiorítico de la Cordillera Central se desarrolla desde principios del Santoniano hasta finales del Maestrichtiano, según la escala de Kulp (1961, p. 1105). Un rango de edad más amplio es muy factible.

VULCANISMO FINAL

La fase magmática final del Ciclo Geotectónico Andino está representada por una inmensa erupción de lavas y material piroclástico. Esta actividad ígnea es la responsable en gran parte de la forma actual de la Cordillera.

DISTRIBUCION Y OCURRENCIA

A diferencia de las dos primeras fases del Ciclo, pero guardando relación con la tercera, esta última fase se localiza en la zona axial de la Cordillera y se extiende desde el Norte del departamento de Caldas hasta el Sur del país.

Las rocas volcánicas ocurren principalmente como chimeneas, conos, coladas de lava y extensos depósitos piroclásticos. Es muy común la ocurrencia de coladas de lava alternando con flujos de lodo volcánico o "Lahars", los cuales están confinados a valles preexistentes y alcanzan grandes extensiones. Los llamados "abanicos aluviales", muy comunes a ambos lados de la Cordillera, no son más que conos de deyección de enormes flujos de lodo volcánico.

COMPOSICION

El estudio petrográfico de 15 secciones delgadas, provenientes de varios lugares, demostró que la composición de las rocas volcánicas de esta fase es muy variada.

Las variedades petrográficas más comunes se dan en la tabla 4.

La variedad petrográfica más abundante es la andesita porfirítica, mientras que dacitas y riolitas son relativamente escasas.

El estudio petrográfico de algunas muestras procedentes del cono volcánico de Cerro Bravo al Noroeste de Herveo (Tolima), demostró que se trata de un cono compuesto, el cual contiene como variedades petrográficas; Basaltos porfiríticos, andesitas piroxénicas porfiríticas, andesita hornbléndica y vitrófidos.

LOCALIZACION X	Y	No. DE ARCHIVO	NOMBRE DE LA ROCA
1.129.680	1.140.780	IMN 5917	Pórfido basáltico—oli— vínico
1.128.280	1.137.820	IMN 5918	Basalto Porfirítico
1.121.220	1.135.080	IMN 5919	Andesita Hornbléndica
1.121.100	1.135.800	IMN 5921	Pórfido basáltico
1.132.680	1.148.650	IMN 6028	Basalto
1.132.780	1.128.950	IMN 6030	Basalto
1.094.800	1.154.900	IMN 6034	Basalto
1.056.140	869.845	IMN 20342	Andesita Porfirítica
1.062.480	864.510	IMN 20351	Basalto porfirítico
1.056.210	868.135	IMN 20346	Andesita hornbléndica
1.055.650	867.015	IMN 20339	Vitrófido
1.111.190	882.805	IMN 20225	Dacita porfirítica
1.068.660	866.390	IMN 20298	Andesita porfirítica
1.102.810	881.860	IMN 20156	Dacita porfirítica
1.115.140	899.960	IMN 20122	Granófiro

TABLA 4.— Variedades petrográficas de rocas pertenecientes al vulcanismo final.

EDAD RELATIVA

Dos hechos sugieren que el vulcanismo, aunque se inició durante el Terciario (principios del Mioceno), es un fenómeno eminentemente del Cuaternario.

Al estudiar la composición de los clastos de las formaciones terciarias, en los valles adyacentes a la Cordillera, se puede observar que fragmentos de rocas volcánicas ocurren casi exclusivamente en las formaciones más jóvenes. En el valle superior del Magdalena los clastos de rocas de composición andesítica y dacítica hacen su aparición hacia el tope de la formación Honda, a la cual se le ha asignado una edad Mioceno—Plioceno (Houten, F.B. van, y Travis, F.B. 1968, p. 696).

Por otra parte, al estudiar algunos abanicos aluviales, claramente del Cuaternario, se pudo comprobar como estos abanicos tienen origen en conos volcánicos.

Cerca al cono volcánico el abanico se presenta como una alternancia de coladas de lava y flujos de lodo volcánico, lo cual demuestra que la formación del abanico aluvial y el vulcanismo fueron procesos concomitantes.

En base a lo expuesto anteriormente podemos concluir que la fase más importante del vulcanismo final ocurrió durante el Cuaternario, cuando la Cordillera ya había alcanzado considerable altura, como consecuencia del solevantamiento final.

ACTIVIDAD TECTONICA DEL CICLO

La actividad tectónica parece desarrollarse en dos etapas bien marcadas. La primera de ellas tiene lugar durante el lapso de intensa subsidencia del geosinclinal cretáceo (*Sensu latius*), es decir durante el estado de preinversión. La segunda etapa tiene lugar durante el estado de inversión y está representada por un solevantamiento general.

ESTADO DE PREINVERSION

Durante el estado de preinversión, es decir cuando las áreas ocupadas por la Cordillera Oriental y Occidental sufrían intensa subsidencia, la Cordillera Central se comporta como un área emergida y sometida a erosión. Evidencias de este fenómeno se encuentran por doquier al estudiar la composición de las grauvacas y subgrauvacas cretáceas muy conspicuas a lo largo del borde occidental de la Cordillera Central.

La iniciación del estado de preinversión se manifiesta en la Cordillera Central con la formación de grandes fallas, siendo la más notable la falla fundamental de Romeral. A lo largo de estas fisuras

profundas asciende magma de composición basáltica el cual se emplaza como silos o coladas de lava en los sedimentos cretáceos. La etapa final del estado de preinversión se caracteriza por reactivación y reorientación de las fallas formadas anteriormente. La intensa actividad perturbadora está acompañada por intrusión magmática y tectónica de rocas ultrabásicas. Esta inyección de magma ultrabásico, a lo largo de una zona de debilidad, marca la finalización del estado de preinversión, es decir de subsidencia. Como consecuencia la Cordillera deja de ser un área emergida y es cubierta por sedimentos del Aptiano—Albiano. La súbita y enorme extensión del mar cretáceo durante este momento, puede significar la iniciación de un plegamiento embrionario en las áreas que habían sufrido subsidencia. Este estado embrionario del plegamiento se manifiesta en la Cordillera Central no como pliegues sino como grandes fallas de desplazamiento horizontal. Entre las más notables se encuentran la falla de Otú y la falla Palestina la cual ha sido cuidadosamente estudiada por T. Feininger (In Press).

ESTADO DE INVERSION

El estado de inversión se inicia con el plegamiento embrionario que cerró el estado de preinversión.

A finales del Cretáceo, durante la inversión de las áreas de subsidencia, es decir durante el período de máximo plegamiento, la Cordillera Central sufre el emplazamiento de enormes masas cuarzodioríticas, como consecuencia se forman nuevas fallas y se reactivan algunas preexistentes.

El siguiente período de perturbación se caracteriza por la erupción de grandes cantidades de magma, la reactivación de la falla fundamental de Romeral y el solevantamiento final de la Cordillera. Este último episodio está separado del anterior por un lapso considerable.

LA FALLA FUNDAMENTAL DE ROMERAL

La falla fundamental de Romeral, se extiende a través de Colombia por no menos de 800 kilómetros, desde el Sur del Departamento de Córdoba hasta el Sur del Departamento de Nariño.

Grosse (1926) fue quizá el primero en reconocer esta falla al Suroeste de Antioquia, el nombre de Romeral fue dado por este autor a un sobrescurrimiento que pasa por la cuchilla Romeral de 3.000 metros de altura, localizada en la plancha 146—IV—A del Instituto Geográfico Agustín Codazzi.

Más tarde el mismo Grosse (1935) reconoce un importante sobrescurrimiento al Sur del país.

Nelson (1957) traza una falla por más de 150 kilómetros desde Armenia hasta el río Palo en el Sur.

Durante el lapso de 1965—1969 la falla ha sido cartografiada con algún detalle por varios geólogos del Instituto Nacional de Investigaciones Geológico—Mineras. Sin embargo, es muy poco lo que se sabe acerca de su historia Geológica.

El conocimiento actual acerca de la historia geológica de esta gran falla se puede resumir en los siguientes puntos:

- 1) La falla fundamental de Romeral es en sí una zona de falla, compuesta de numerosas fracturas, las cuales usualmente se disponen en “echelón”.
- 2) La zona de falla está compuesta casi siempre por tres fallas paralelas o subparalelas que se entrecruzan en determinados puntos.
- 3) La zona de brecha y efectos cataclásticos es muy amplia, alcanzando hasta 2 kilómetros de ancho al Oeste de Manizales.
- 4) La zona de falla está íntimamente relacionada con cuerpos de gabro y peridotita. Desde el Norte hasta el Sur del país, estos cuerpos se encuentran asociados y fuertemente perturbados por la falla. Los gabros usualmente toman aspecto néisico, mientras que las peridotitas se alteran y toman aspecto de esquistos.
- 5) En varios sitios la falla afecta sedimentos terciarios o aún más jóvenes.
- 6) Al Suroeste de Medellín, al Oeste de Manizales y en el Sur del país, la falla parece ser de tipo inverso con un ángulo de inclinación relativamente grande, tal vez mayor de 50 grados.
- 7) El trazo general de la falla sugiere un plano de falla inclinado hacia el Este.
- 8) Al Oeste de la zona de la falla fundamental de Romeral, según estudios gávimétricos de Case (1969), no existe sial, o consiste de una capa extremadamente delgada.

CONCLUSIONES

Aunque es muy prematuro sacar conclusiones acerca de la historia geológica de la Cordillera Central, los datos disponibles sugieren los siguientes hechos:

- 1) La Cordillera Central se comportó como un área emergida,

sometida a erosión, desde el Paleozóico Superior hasta fines del Cretáceo Inferior.

- 2) El período en que la Cordillera fue sometida a sedimentación puede comprender el Cretáceo Superior y posiblemente la base del Terciario.
- 3) La Cordillera Central no ha sufrido los efectos de un metamorfismo regional desde antes del Triásico. Sin embargo, existen extensas zonas que han sufrido metamorfismo dinámico y de contacto.
- 4) Los rasgos tectónicos más notorios lo constituyen las fallas de dirección aproximadamente Norte y el fuerte plegamiento de tipo isoclinal ligeramente inclinado al Oeste.
- 5) El solevantamiento final de la Cordillera se realizó durante el Cuaternario.
- 6) La Cordillera Central, más específicamente la falla fundamental de Romeral, marca aproximadamente el límite entre un basamento siálico al Este y uno simático al Oeste.
- 7) La actividad ígnea y tectónica de la Cordillera Central durante el Meso—Cenozóico, corresponden a un fenómeno regional que llamaremos “Ciclo Geotectónico Andino”.

REFERENCIAS CITADAS

- Amstutz, G.C., 1968.** Spilites and spilitic rocks. In Basalts. V.2., p. 737–754. Interscience Publishers, John Wiley and Sons. New York.
- Barrero, D., 1969.** Petrografía del stock de Payandé y metamorfitas asociadas. Informe No.1551, Inst. Nal. Inv. Geológico—Mineras. Bogotá.
- Barth, W.F.T., 1952.** Theoretical Petrology. John Wiley and Sons.
- Botero Arango, G., 1963.** Contribución al conocimiento de la geología de la zona central de Antioquia. Anales de la Facultad de Minas. Medellín. No. 57, 101 p..
- Case, J. E., Duran, L. G., López, A., 1969.** Regional Gravity Studies in Northwestern Colombia. Congreso Colombiano de Geología. I.,Resúmenes. Universidad Nacional de Colombia.
- Coleman, R., 1967.** Low—temperature reaction zones and alpine ultramafic rocks of California, Oregon and Washington. U.S. Geol. Surv., Bull.1247. 49 p.
- Estrada, A., 1967.** Asociación magmática básica del Nechi. Tesis de Grado. Facultad de Minas, Medellín 88 p.
- Facultad de Minas, 1968.** Estudio geológico del Cuadrángulo J—8. Facultad de Minas, Medellín, Informe inédito 169 p.

- Feininger, T., et al, 1969.** Geology and Mineral Resources of Zona II, Antioquia and Caldas, Colombia. Informe inédito del Inst. Nal. Inv. Geológico—Mineras. Bogotá.
- Feininger, Thomas, in press.** The Palestina Fault, Colombia. Geol. Soc. Amer. Bull.
- Grosse, E., 1926.** El Terciario carbonífero de Antioquia. Dietrich Reimer. Editores. Berlín.
- Grosse, E., 1935.** Compilación de los estudios geológicos oficiales en Colombia. Tomo III. Bogotá.
- Groat, F.F., 1932.** Petrography and petrology. Mc.Graw—Hill. Book. Co. N. Y. 522 p.
- Houten, F. B. van, and Travis, F. B., 1968.** Cenozoic deposits, upper Magdalena Valley, Colombia. Am. Assoc. Petroleum Geologists. Bull., V. 52. p. 675—702.
- Jahns, R. H., 1967.** Serpentinities of the Roxbury district, Vermont. In ultramafic and related rocks, John Wiley and Sons, Inc., New York. 464 p.
- Kulp, J. L., 1961.** Geologic Time Scale. Science. V. 133 p. 1105—1114.
- Mackenzie, D. B., 1960.** La peridotita de Tinaquillo. Congr. Geol. Venez. III., p. 761—826.
- 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. Mede., de el 22, p. 1—76. Leiden.
- Pérez, A., 1967.** Determinación de la edad absoluta de algunas rocas de Antioquia por métodos radioactivos. Dyna. No. 84.
- Radelli, Luigi, 1965.** Note preliminaire Sur la géologie et genese des granites des Andes. Travaux du laboratoire et Geologie de la Faculté des Sciences de Grenoble, Grenoble. Tome 41, p. 209—218.
- Sorensen, H., 1967.** Metamorphic and metasomatic processes in the formation of ultramafic rocks. In ultramafic and related rocks. John Wiley and Sons, Inc., New York. of California, Oregon and Washington. U.S. Geol. Surv., Bull. 1247, 49 p.

LEYENDA

ROCAS ESTRATIFICADAS

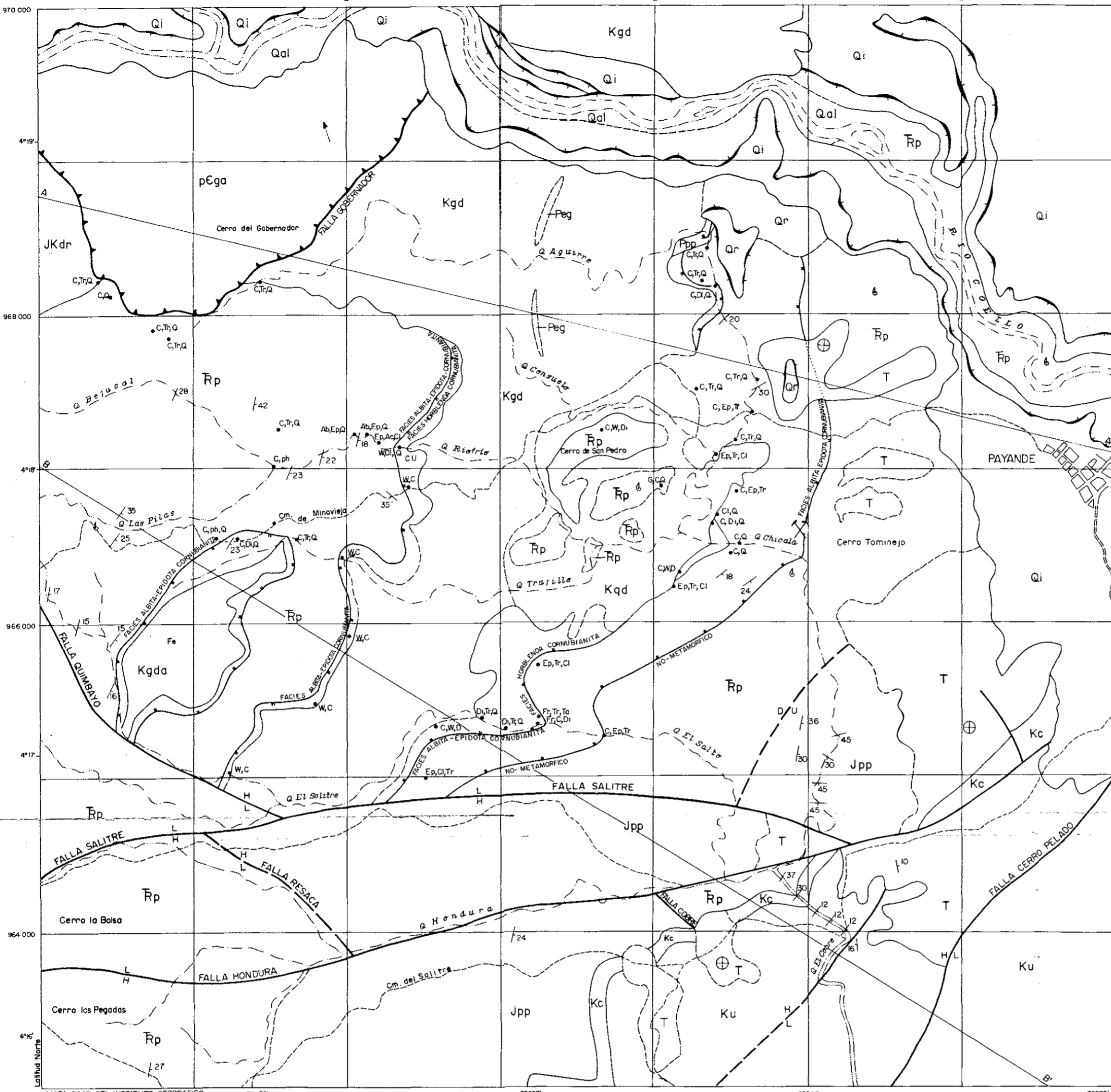
- Aluvión
 - Abanico aluvial de Ibagué Incluye flujos de lodo volcánico
 - Abanico aluvial de Rovira
 - Sedimentos terciarios no diferenciados.
 - Ku-Sedimentos no diferenciados. Kc-Conglomerado basal.
 - Formación post-Payande
- ROCAS METAMORFICAS
- Formación Payandé
 - Formación pre-Payandé
 - Neis y anfibolita
- ROCAS INTRUSIVAS
- Pegmatita
 - Silos y diques de composición dacítica y riolítica.
 - Kgd-Granodiorita Kga-Alterada hidrotermalmente
 - Cuarzodiorita

SIMBOLOS

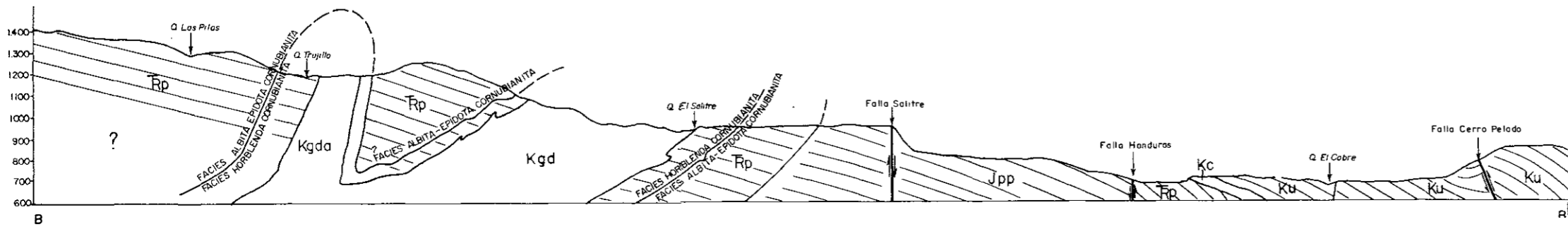
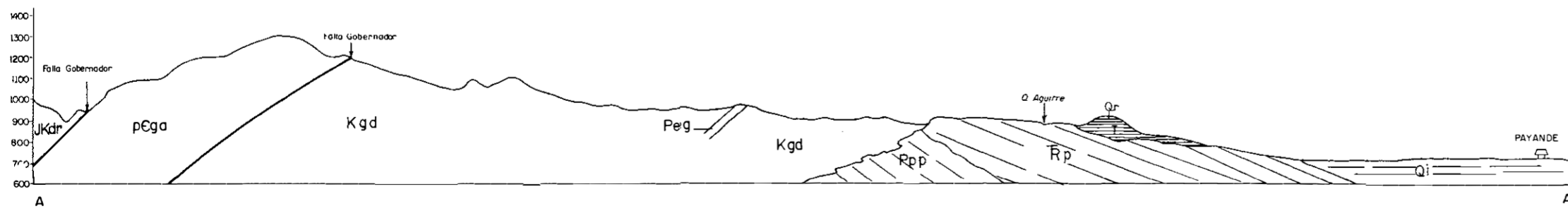
- ISOGRADA. Las rayas normales indican la dirección de aumento de grado de metamorfismo.
- CONTACTO. Trazo interrumpido significa localización aproximada.
- FALLA. Trazo interrumpido significa localización aproximada. L: levantado H: hundido
- CABALGAMIENTO. Dientes en el lado levantado.
- Dirección e inclinación de capas.
- Capas horizontales.
- Dirección e inclinación de foliación
- Rumbo de la lineación
- Localidad fosilífera
- Cantera
- Cu Mineralización de Cobre
- Fe Cuerpo de magnetita en granodiorita alterada hidrotermalmente.

MINERALES DE METAMORFISMO DE CONTACTO

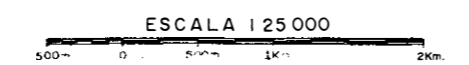
- Ep Epidota
- Tr Tremolita
- cl Clorita
- Di Diopsido
- Q Cuarzo
- G Granate
- W Wollastonita
- ph Flogopita
- C Calcita
- Fr Forsterita
- Ta Talco

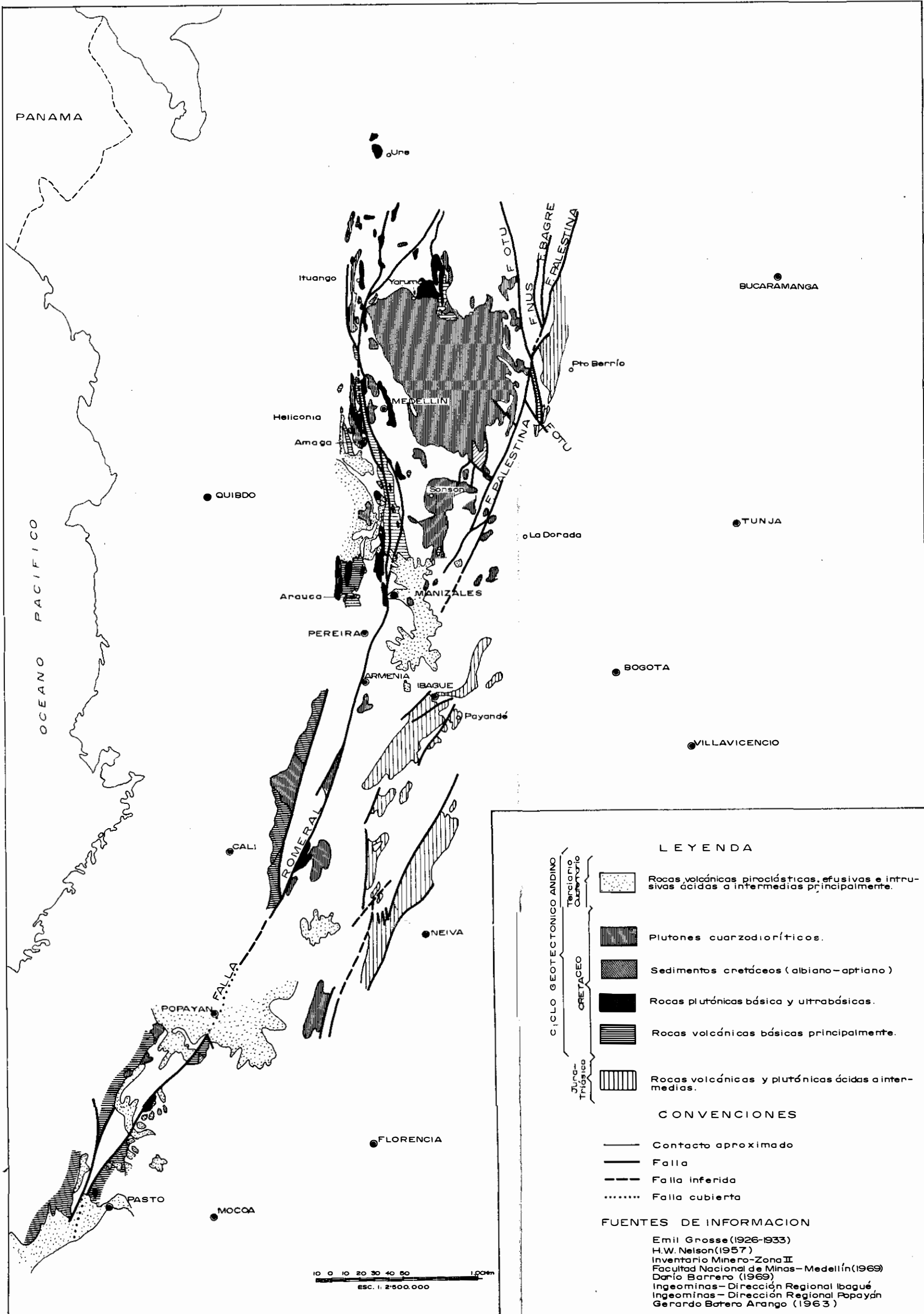


MAPA BASE DEL INSTITUTO GEOGRAFICO AGUSTIN CODAZZI
 PLANCHA 245-III-C-ROVIRA



MAPA GEOLOGICO DEL STOCK DE PAYANDE Y METAMORFITAS ASOCIADAS PAYANDE TOLIMA





PL. N.º 1 DISTRIBUCION DE ROCAS IGNEAS MESO-CENOZOICAS Y FALLAS PRINCIPALES DE LA CORDILLERA CENTRAL

Dib. M. Peñas A.