

**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, anfibolita 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, anfibolita 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 penehita. 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, intersetales, 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 cuarzdiorítica 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 cuarzdioríticas 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, cuarzdiorita 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 cuarzdiorítica.

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 cuarzdiorítico 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 gravimétricos 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.
- Groul, 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.