



REPUBLICA DE CUBA

SECRETARIA DE AGRICULTURA

DIRECCION DE MONTES, MINAS Y AGUAS

Boletín de Minas

Director: JOSE I. CORRAL, Ingeniero de Minas



NUM. 18

LA HABANA

Compañía Editora de Libros y Folletos

O'Reilly Número 304

1939



REPUBLICA DE CUBA

SECRETARIA DE AGRICULTURA

DIRECCION DE MONTES, MINAS Y AGUAS

Boletín de Minas

Director: JOSE I. CORRAL, Ingeniero de Minas



NUM. 18

LA HABANA

Compañía Editora de Libros y Folletos

O'Reilly Número 304

1939

CONTENIDO

- V.—Geología de la parte Sur de la Provincia de Santa Clara, por A. A. Thi-dens, traducida del inglés por el Ing. Sr. Enrique Virgilio Pérez y corre-gida por el Ing. Sr. Jorge Brodermann.
- 2.—La Geología como ciencia fundamental de la Agricultura y la Minería, por el Ing. Sr. José Isaac Corral y Alemán.
- 3.—Aspectos fiscal y económico de la minería, por el Ing. Sr. Eduardo Mon-touliou.
- 4.—La Minería en su aspecto técnico. Ponencia presentada al Congreso Mi-nero de Oriente, por el Ing. Sr. Antonio Calvache.
- 5.—Extracción del oro en la Isla de Pinos.—Trabajo realizado por el Ing. Sr. José Isaac Corral, Director de Montes, Minas y Aguas y el Sr. Andrés González Muñoz, funcionario de la Secretaría de Hacienda, a virtud de solicitud formulada por la Dirección del Fondo Especial de Obras Pú-blicas, a fin de comprobar el costo de la obtención del oro en la Isla de Pinos.
- 6.—Estado de la minería en la Provincia de Oriente, por el Ing. Sr. Ricardo Schuman, Jefe del Distrito.
- 7.—Informe sobre la mina de asfalto "Esperanza", por el Ing. Sr. Ricardo E. Castillo.
- 8.—Informe sobre las minas de asfalto "Crispín" y "Ampliación de Crispín", por el Ing. Sr. Ricardo E. Castillo.
- 9.—Relación de concesiones mineras en el año de 1938.
- 10.—Aclaraciones a la estadística minera publicada en el Boletín No. 17.

Geología de la Parte Sur de la Provincia de Santa Clara, Cuba

Por A. A. THIADENS

INTRODUCCION

En este trabajo se estudia la Geología de la parte Sur de la Provincia de Santa Clara, situada en el Centro de Cuba. El distrito aquí descrito, está limitado al Norte, por una línea trazada sobre el Central "Caracas", Guayos, San Juan de los Yeras, Central Pastora, Provincial. Báez, y el cruce del Río Calabazar con la Carretera Central. La parte Norte de la Provincia de Santa Clara ha sido descrita por M. G. Rutten (41).

El material que forma la base de esta descripción, ha sido coleccionado durante un reconocimiento geológico por estudiantes de la Universidad de Utrecht, Holanda, bajo la dirección del Profesor L. M. M. Rutten, con la Sra. C. y J. Rutten-Pekelhoring, Srta. A. Röntgen, mis compañeros de estudios L. W. J. Vermunt, H. J. Mac. Gillavry, M. G. Rutten y el autor de este trabajo.

El trabajo de campo en la Provincia de Santa Clara, fué efectuado durante la segunda quincena de Febrero, todo el mes de Marzo y la primera quincena de Abril del año 1933, habiéndose reconocido durante este tiempo tanto la parte Norte descrita por M. G. Rutten, como la parte Sur a que se refiere este trabajo. Los resultados de nuestras investigaciones científicas y las notas y ejemplares que se relacionan con la parte Sur de la Provincia de Santa Clara, fueron entregados a mi cuidado, para compilar la descripción geológica.

En el campo teníamos a nuestra disposición los mapas militares de Cuba a la escala de una pulgada por milla. Desde el primer día, estos mapas resultaron inadecuados para trabajos geológicos de campo y desde luego, para servir de base a un mapa geológico. En lugar de emplear estos mapas, que no merecen confianza, nosotros planificábamos nuestras rutas, tomando la dirección con una brújula geológica de mano, y medíamos la distancia contando nuestros pasos, o anotando lo que indicaba el espidómetro del automóvil. En Holanda teníamos también a nuestra disposición las cartas náuticas de la Armada Americana, y mapas especiales ferro prusiato, de la Carretera Central la calzada central que recorre el eje de la isla. La construcción del mapa topográfico, que forma la base de nuestro mapa geológico, fué hecha como sigue: la carta náutica nos dió la situación de Cienfuegos, Casilda, El Obispo, y La Isabela (en la Costa Norte cerca de Sagna la Grande). En consecuencia, planificamos nuestros rumbos entre La Isabela y Cienfuegos, utilizando para la parte Norte de la Provincia de Santa Clara, el mapa de Rutten, hijo, y para la Carretera Central, las copias en azul. Según nuestro levantamiento, la distancia desde La Isabela a Cienfuegos resultó 4 kilómetros más corta que sobre la carta náutica. Para eliminar esta diferencia, hubiese sido mejor repartir la diferencia entre la distancia total, La Isabela-Cienfuegos. Esto era imposible, pues el mapa de M. G. Rutten de la parte Norte de la Provincia, había sido ya publicado. Tenía yo por lo tanto, que hacer una de dos cosas, 1º hacer la corrección de 4 kilómetros dentro de mi distrito, exclusivamente; en este caso, la distancia de costa a costa estaría de acuerdo con el mapa náutico, pero resultarían errores sorprendentes en el mapa de mi distrito, como por ejemplo, la Carretera Cienfuegos-Hormiguero, que tiene 16

kilómetros de largo, resultaría en mi mapa de 18 kilómetros. 2º Variar la posición de Cienfuegos Casilda y Obispo y con ellos, toda la costa Sur, dos kilómetros hacia el Norte y repartir los otros dos kilómetros entre las partes de mi distrito. En este caso, nuestro mapa no concuerda con los mapas náuticos en cuanto a la distancia Cienfuegos-La Isabela, pero representaría mejor los caminos medidos y planificados por nosotros.

Escogí esta última forma de construcción. Después los recorridos Cienfuegos-Cumanayagua-Manicaragua-Santa Clara-Carretera Central-Soneti Espíritu-Obispo y el de Santa Clara-Placetas, Fomento-Manacal-Trinidad-Casilda fueron planificados, y después de hacerles algunas ligeras correcciones, nuestro mapa está más de acuerdo con la carta náutica. Como puede verse del mapa, yo tenía a mi disposición varios polígonos, con la ayuda de los cuales, podía hacer más correcciones. El mapa delineado de esta manera es más útil que los mapas militares cubanos. Se han preparado dos mapas: uno para mostrar la geología y el otro con las "Localidades", donde rocas o fósiles determinables han sido tomadas como muestras. Todos los rumbos tomados por nosotros y únicamente éstos, han sido planificados en los mapas. Como indica el mapa el área comprendida, no está cubierta por una densa malla de observaciones; pues, nuestro reconocimiento es de carácter preliminar. Sin embargo, he rellenado el mapa geológico, pues según nuestro concepto, la estructura y la historia geológica de nuestra área, es más bien sencilla. Nuestras observaciones del paisaje y de la topografía, también nos ayudaron aún más, a la confección de un mapa geológico que cubriera grandes extensiones del distrito estudiado. Hay sin embargo en la parte Este, varias manchas blancas, en el mapa pues en estos lugares no era posible hacer más de una interpretación de los datos que poseíamos. Aún más, en ambos mapas, puede uno diferenciar inmediatamente las "observaciones directas" y las "interpretaciones". Yo pensaba indicar en el mapa todas las observaciones tectónicas. Solamente en aquellos lugares donde se hicieron muchas observaciones de esta clase, muy cerca unas de las otras, hubo que omitir algunas, en beneficio de la claridad y la facilidad de lectura. Esto podía fácilmente hacerse, pues las direcciones y buzamientos en estos afloramientos, difieren ligeramente uno del otro, así es que no puede haber problema de alteración de los rasgos tectónicos, por la selección subjetiva de direcciones y buzamiento en los mismos lugares.

En F. 1384 y F. 1387 A., el Dr. Tschopp del Bataasche Petroleum Maatschappij, encontró Rudistas los cuales nos entregó y que han sido ya descritos (47).

Los números con D "en paréntesis", indican los números de la colección de ejemplares de la Sección microscópicamente delgadas del Instituto "Mineralógico-Geológico", de la Universidad del Estado de Utrecht.

En el último capítulo se trata de la literatura previa. Esto se ha hecho, porque nuestro reconocimiento ha sido el primero más o menos detallado de esta parte de la Isla. Esta literatura es de un carácter más general y no ha influido sobre nuestro trabajo de modo importante.

Este trabajo ha sido escrito en inglés, para hacerlo accesible a muchos geólogos americanos que estudian las Antillas.

A todos aquéllos que me prestaron ayuda y me dieron consejos, les estoy muy agradecido y deseo expresarles por esto, mi más sincero reconocimiento.

Le envío mis gracias en primer lugar al "*Molengraaff Fonds*" y al "*Bataafsche Petroleum Maatschappij*", por su apoyo financiero a nuestros trabajos de campo. Al "*Bataafsche Petroleum Maatschappij*", además, les soy deudor por varios magníficos fósiles procedentes de la parte Sur de la Provincia de Santa Clara.

Uno de los rasgos más placenteros con relación a la preparación de este trabajo, fué la rápida cooperación, tanto en el campo como en el Laboratorio de mis compañeros de viaje, por lo tanto, aprovecho la oportunidad que se me presenta aquí de expresarles a todos ellos mi gratitud. En primer lugar al Profesor Dr. L. M. R. Rutten, jefe de la expedición, y la Sra. Dra. C. J. Rutten-Pekelhaar, cuyos consejos nacidos de la experiencia y cuya ayuda estaban siempre a

nuestra disposición. Después a la Srta. Agnes Röntgen, mi fiel compañera en esta expedición cubana y mi futura esposa. Finalmente a mis compañeros estu-
diantes, L. W. J. Vermunt; H. J. MacGillavary y M. G. Rutten. Su grata cola-
boración en el conjunto empeño, bajo la dirección del Profesor Rutten, durante
nuestra expedición y después en Holanda, será siempre para mí un recuerdo
grato.

Le debo las gracias al Gobierno Cubano y a la Sociedad Geográfica de
Cuba, con el Presidente Ing. Sr. Juan Manuel Planas, por la manera en que
favorecieron nuestros intereses, antes y durante nuestra residencia en Cuba, y
nunca olvidaré la incansable ayuda e interés del Ing. Sr. Félix Malberti. El trato
agradable de los cubanos bondadosos y hospitalarios, ha sido una hermosa expe-
riencia para mí.

A Mr. Poliakov, de la Compañía Shell Mex, en la Habana, le agradezco todo
lo que hizo por nosotros.

En Hormiguero, nuestro primer Campamento en Cuba, fuimos ayudados
mucho, por la hospitalidad de la familia Ponvert y el auxilio del difundo Mr. H.
Pekelharing.

Las largas discusiones con el Dr. Tschopp sobre la Geología Cubana, du-
rante nuestra excursión, ha sido de gran interés para nosotros.

Al Profesor Schmutzer le debo la revisión de muchas de mis secciones del-
gadas, y aún más, por sus consejos con respecto a asuntos petrográficos.

A Mr. W. Van Tongeren le agradezco los análisis que me hizo.

Mr. J. Van Dijk preparó para ser publicados, los mapas y topografías de
este trabajo con diligente cuidado. Mr. J. Grootvelling y Mr. J. Vermeer, hicieron
las muchas secciones delgadas.

Mr. Vicker leyó y revisó el texto en inglés de este trabajo.

CAPITULO I.

HISTORIA GEOLOGICA

El núcleo interior de la región Sur de la Provincia de Santa Clara que aquí
se describe, consiste del Cretáceo y muy probablemente de rocas del Jurásico
Superior, bordeadas y cubiertas parcialmente por rocas terciarias más recientes,
pertenecientes a la parte Este de la Cuenca de Colón y a la parte Oeste de la
Cuenca de Morón.

La historia geológica comienza con la génesis de aquellas rocas que sumi-
nistraron por metamorfismo, los esquistos y mármoles de la Formación de los
Esquistos. La edad de estas rocas no puede afirmarse con seguridad, pues los
fósiles que antes existían, han desaparecido completamente a consecuencia del
metamorfismo. Por la comparación de estas rocas con otras encontradas en
otros lugares de Cuba y las Islas vecinas, se puede deducir que la edad corres-
ponde probablemente al Cretáceo inferior y Jurásico Superior. Esta edad, no
ha sido sin embargo demostrada y las rocas pueden ser mucho más viejas. Son
por lo menos del pre-Medio Cretáceo. La formación de Esquistos comprende
mucho para esquistos y probablemente algunos ortho-esquistos, todos pertene-
cientes a la meso-zona. Se componen principalmente de mármoles conteniendo
cuarzo y de mica-esquistos.

Las facies de las rocas originales (calcáreas y argiláceas) no es conocida,
por el alto grado de metamorfosis. El espesor del complejo, siendo aproximada-
mente de 11,000 metros, demuestra que la sedimentación de estas rocas tuvo
lugar en una región de profunda submergencia. La formación Esquistosa aflora
en la parte Sur del distrito en dos grandes anticlinales en forma de grandes cú-
mulas, constituyendo las tres Sierras de las Lomas de Trinidad. Las Serpentin-
as Esquistosas de la formación de los Esquistos, fácilmente puede distinguirse de
las Serpentin-
as del Cretáceo Superior, presente en los grandes macizos de ser-
pentina en la parte Norte de la Provincia.

La formación subsiguiente, es la Formación Tobácea del Cretáceo Medio,
compuesta de volcánicas, (porfiritas, diabasas, espilitas, tobas vítreas, tobas cris-

talizadas y tobas porfiríticas brecháceas) y rocas sedimentarias, entre las cuales, la Caliza de Provincial contiene Caprinides y otros muchos fósiles. Estas rocas son muy probablemente de edad Cenomaniana-Turoniana y fueron formadas en un mar de profundidad variable, durante un largo período de hundimiento general. La Formación de Tobas es de mucho espesor. En un lugar encontramos un espesor de 8000 metros.

Después de la deposición sedimentaria y volcánica de las rocas de la Formación Tobácea y de las Calizas Provincial, vino la introducción de enormes masas de magma diorítica. La Serpentina, que se presenta únicamente en un pequeño afloramiento, es de menor importancia. Los primeros productos de la consolidación del magma diorítico fueron las rocas hooibergíticas, que se presentan mayormente alteradas por dinamo-metamorfismo y metamorfismo de contacto; este último habiendo sido producido por las más recientes rocas cuarzo-dioríticas consolidadas y los diques aplíticos. La mayor parte de la roca intrusiva, la cual probablemente es un batolito está compuesta de diorita-cuarzifera, con diques aplíticos y lampro-fíricos y algunas diabasas cuarzíferas.

Del lado Norte de la masa intrusiva son corrientes las porfiritas-dionticas cuarzíferas; y las rocas de la Formación Tobácea están afectadas por metamorfismo de contacto, en muchos lugares. Al final de la intrusión, después de la consolidación de las rocas ígneas y antes de la sedimentación de las rocas de la Formación Habana del Cretáceo Superior, fuerzas orogénicas produjeron plegamientos bastante fuertes y falladas. Probablemente los esquistos vinieron a la superficie durante esta orogénesis. Los esquistos y las dioritas están separadas una de la otra muy probablemente por una larga falla recta. En las rocas dioríticas se encuentran muchas inclusiones de rocas anfibolíticas, que son gabros alterados, hooibegitas alteradas, porfiritas conteniendo magma de la formación de las tobas y rocas de origen desconocido.

Después de la actividad intrusiva y orogénica, siguió un período de denudación y entonces la sedimentación de las rocas transgresivas de la Formación Habana de la edad Cretácea Superior. Las rocas de esta formación contienen una rica forma *Foraminífera* y Rudistides y otros fósiles. Debido a la presencia de especies del género *Lepidorbitoides*, podemos paralizar esta formación con el Maastrichtiano de Europa. Al lado de las calizas Rudistas y orbitoidales y las margas, se encuentran en esta formación tobas vítreas, tobas cristalizadas y muchas calizas tobáceas que atestiguan una ligera actividad volcánica durante esta sedimentación. Las Porfiritas, que muy probablemente fueron observadas al Norte de Guayos (Carretera Central) no tienen muestras en este distrito. Las rocas de la formación Habana, han sido depositadas en un mar poco profundo. Un espesor mínimo encontrado en nuestro distrito es aproximadamente de 700 metros.

Después de la sedimentación de las rocas de la Formación Habana, comienza una segunda orogénesis y se encuentra un salto estratigráfico grande entre el Maastrichtiano y el Eoceno Superior.

El carácter de esta segunda orogénesis ha sido más fuerte en la parte Nordeste del distrito que en la Suroeste.

Después de la segunda orogénesis y un segundo período de denudación, calizas y margas del Eoceno Superior y del Oligoceno fueron formadas descansando en estratos concordantes. La edad de estas rocas está determinada por muchos *Foraminífera Mayor*, entre los cuales, especies del género *Dictyoconus*, *Camerina*, *Lepidocyclina*, *Helicolepidina* y *Discocyclina* (Eoceno Superior) y el Sub-género *Eulepidina* (Oligoceno). Estas rocas están ligeramente plegadas, indicando la existencia de una tercera orogénesis. La edad de esta orogénesis es pre-Oligo-Mioceno Superior, pues se encuentran rocas del Oligo-Mioceno Superior contenido *Miogyssina Amphisorus*, que están casi o completamente horizontales.

Después de esta tercera orogénesis, margas y calizas conglomeráticas del Oligo-Mioceno Superior fueron formadas, conteniendo especies de los genera *Archaias* y *Amphisoras* y *Miogyssina*.

Al Oeste de Jatibonico estas rocas se encuentran con buzamiento suave en una

gran distancia, demostrando que ocurrió una cuarta orogénesis post. Oligoceno-Superior. Mioceno-Inferior. El complejo de estratos tiene gran espesor al Norte de Trinidad, es decir, aproximadamente 3000 mts. Al Sur de Manacal, los estratos del Terciario Transgresivo forman un complejo de 5000 metros de espesor.

CAPITULO II.

ESTRATIGRAFIA Y PETROGRAFIA. FORMACION DE LOS ESQUISTOS

La formación de los Esquistos se encuentra en la parte Sur de la Provincia donde forma la Sierra de San Juan, la Sierra de Trinidad y muy probablemente la Sierra de Sancti Spiritus. Estas Sierras son montañas fuertemente accidentadas, alcanzando una elevación de 981.5 metros en el Pico de Potrerillo.

La formación de los Esquistos comprende las siguientes rocas: Mármoles cuarcíferos, Calizas cristalinas, esquistos-cuarcíferos-calciíferos, esquistos micáceos, esquistos micáceos-cuarcíferos-gneis, esquistos-plagioclasa, muscovita-cuarzo-clorítico, esquistos cloríticos, esquistos cloríticos-calciíferos, esquistos calciíferos-cuarzo-cloríticos, esquistos serpentínicos-anfibolitas, esquistos anfibólicos-epidoto-albita, esquistos actinolíticos y esquistos calciíferos-actinolíticos. El mayor volumen de la Formación Esquistosa, está constituido por esquistos micáceos y mármoles. Estos dos tipos de roca, están distribuidos por igual y alternan continuamente uno con el otro.

En la Sierra de San Juan y la Sierra de Trinidad las rocas de esta formación presentan un gran anticlinal en forma de cúpula, como puede verse de los buzamientos indicados en el mapa. En algunos lugares en el extremo Norte del límite de esta cúpula, se encuentran los esquistos verticales y hasta invertidos, con una inclinación fuerte hacia el Suroeste. En la Sierra de Sancti Spiritus, esta formación muy probablemente, presenta otro anticlinal en forma de domo. No estamos sin embargo absolutamente seguros con respecto a esta última cúpula, pues el reconocimiento en esta parte del distrito, ha sido insuficiente.

Como puede verse de las secciones la Formación Esquistosa es un complejo de gran espesor. Del lado Norte se encuentra un espesor como 11700 metros y del lado Sur 7100 metros.

Todas las rocas de esta formación, presentan más o menos trazas de cataclasis. En algunos lugares, esta cataclasis ha sido bastante fuerte. La formación de Esquistos está limitada por el Sur, por Terciario transgresivo; por el Este, Norte y parcialmente por el Oeste, por rocas de intrusión Diorítica, y por el Noroeste, por rocas pertenecientes a la formación Tobácea. No se han encontrado trazas evidentes de metamorfismo de contacto y como los Esquistos son las rocas más antiguas del Distrito esto puede ser probablemente una indicación para buscar la supuesta falla en el límite entre la Formación Esquistosa, y las rocas dioríticas. Esto será discutido en el Capítulo sobre Tectónica.

Edad: En la historia geológica, nosotros clasificamos la Formación Esquistosa como la más antigua a consecuencia del más bien fuerte metamorfismo los fósiles, si anteriormente estaban, han desaparecido completamente, así es que resulta imposible afirmar con seguridad su edad. Existen, sin embargo, pruebas geológicas para nuestra presunción.

La Formación Esquistosa es pre-Terciaria, pues está cubierta por estratos transgresivos Terciarios, que contienen material detrítico esquistoso.

Los Esquistos son Pre-Cretáceo Superior, desde el momento que se encuentran material detrítico esquistoso en los estratos Maastrichtianos.

La Formación Esquistosa es pre-diorítica pues en Isla de Pinos (36) una malchita es claramente intrusiva en una formación de esquistos, los cuales son en todos sus detalles comparables a los de Santa Clara. En la misma región de Santa Clara es difícil encontrar argumentos que prueben la antes mencionada edad relativa.

La presencia de pequeñas zonas de diorita dentro de las áreas de esquistos en el ferrocarril Fomento-Trinidad (M 667, D 1773, D 1774 y M 715 D 16782) y la presencia de minerales piríticos compactos en la mina "Carlota" (M 254,

D 16715) al S. E. de Cumanayagua, dentro de los esquistos parecen probar la misma edad relativa. Por otro lado, es significativo, que ningún verdadero metamorfismo de contacto ha sido observado en los esquistos, cerca del contacto de las dioritas.

Los esquistos son muy probablemente, anteriores a las Serpentinias peridotíticas del Norte de Santa Clara. M. G. Rutten describe inclusiones en estas serpentinas de rocas metamórficas mesozonástica, comprendiendo anfibolitas y esquistos actinolíticos y aun más, esquistos glaucófanos y muscovíticos. De estas rocas las anfibolitas-albitas y los esquistos actinolíticos son altamente parecidos a los encontrados en la Formación Esquistosa que se describe más adelante. Esto hace muy probable, como Rutten ya lo ha dicho, que estas inclusiones, "deben su origen a una formación del profundo subsuelo de la provincia, que es el equivalente a la Formación de los Esquistos" (41 p 17). Si esta última suposición se mantiene verídica, la Formación esquistosa resulta anterior a estas serpentinas. Debe llamarse la atención, sin embargo, al hecho de no haberse encontrado en la Formación Esquistosa, esquistos glaucófanos y muscovitas y únicamente en algunas localidades, las anfibolitas, en tanto que los mármoles y esquistos micáceos y gneis, que forman el gran volumen de las Lomas de Trinidad, no se presentan como inclusiones en las serpentinas en el Norte de Santa Clara.

Tal vez, aquí estamos tratando con diferentes facies de la misma formación.

Los esquistos son anteriores a las rocas de la formación de las Tobas por las siguientes razones: las tobas tienen su buzamiento apartándose de los esquistos, como puede verse del mapa. Si los esquistos son autóctonos, lo cual es muy probable, deben ser las rocas más antiguas de la región, formando un complejo cristalino grande, altamente metamorfosado.

El argumento más importante para nuestra asumida edad, lo encontramos en la comparación de la parte baja de la Formación San Andrés, en cordilleras de montañas de Pinar del Río. Aquí L. W. J. Vermunt (58) encontró cuarzitas, mármoles, calizas cristalinas, filitas, etc., todas las cuales presentan una gran analogía con los Esquistos de Trinidad, aunque están menos metamorfosados. En la formación San Andrés, Ammonites del jurásico superior y Cretáceo Inferior y Aptychi, han sido encontrados en intercalaciones concordantes. Comparando los Esquistos de Trinidad con la parte inferior de la formación San Andrés, nosotros presumimos una edad por lo menos jurásica Superior para la Formación Esquistosa del Sur de Santa Clara.

DESCRIPCION PETROGRAFICA

Mármoles y calizas cristalinas.—Rocas oscuras gris azulosas, atravesadas por muchas venas de calcita blanca, en estratos delgados o muy gruesos. Grano grueso a mediano, claramente cristalino, y por lo general claramente laminado. Los mármoles conteniendo cuarzo son de color más ligeros que las calizas cristalinas. Las anteriores son cristalinas, compactas con manchas oscuras y claras. Microscópicamente muestran estructura gruesa granoblástica. Grandes cristales de calcita, frecuentemente polysintéticamente maclados, contienen gotas de cuarzo poecilítico, y en distintas cantidades un polvo oscuro de un mineral negro el cual, muy probablemente es grafito. En una roca casi negra, el grafito se presenta en tal cantidad, que pudo ser separado y ensayado (M 240, D 16707). Algunas veces se encuentran unas cuantas laminillas de muscovita. Las calizas cristalinas muestran al microscopio una estructura granoblástica, de grano mediano, con los siguientes componentes: Calcita de grano desigual, casi siempre acompañada de maclas polisintéticas y muchas veces con maclas compuestas, frecuentemente con granos entrelazados; una cantidad variable de granos de cuarzo homoeoblástico; siempre una cantidad constante de pequeñas laminillas de muscovita, situada paralelamente a la esquistocidad. Los componentes accesorios son albita y orthoclasa, piritas en cantidad variable, magnetita, apatita, zircón y grafito. Las piritas se presentan en cubos, que amenudo están alte-

rados en hematite. La magnetita se presenta en pequeños y grandes cristales, alterada frecuentemente a limonita. La albita y la ortoclasa son claras.

Es difícil asegurar si se tratan de epi-meso o de Cata-marmóleo. Los granos desiguales, la estructura gruesa a mediana, granoblástica y la composición mineral probablemente indican la mesozona.

Entre las calizas cristalinas conteniendo cuarzo y los gneis y los esquistos micáceos encontramos rocas de transición L 27, (D 17107) y V 97 (D 16845, D 16846) que son rocas esquistosas finas, con estratos de colores grisáceos y azul oscuro, algunas veces microplegadas. Estas rocas son granoblásticas construidas de cuarzo y calcita en cantidades variables. Hay estratos donde predomina la calcita y en otros el cuarzo, en tanto que algunos estratos están formados enteramente de cuarzo, que es de grano fino y presenta una estructura fuertemente esquistosa. Algunas veces una pequeña cantidad de laminillas de biotita pleochrótica oscura marca los micropliegues. Como accesorio se encuentra siempre presente una cantidad variable de óxido de minerales. En M 241 (D 16710) se presenta un esquistos calcífero micáceo, de color gris-verdoso y de foliación muy suelta, la cual está compuesta de estratos alternando de esquistos micáceos y mármol cuarzífero y de zonas de transición con calcita de grano mediano a grueso, cuarzo, mica y óxido de minerales, con titanita como accesorio.

Los esquistos micáceos son rocas cristalinas, blancas, verde claro, gris, más o menos fuertemente laminados. Los componentes son: cuarzo y mica incolora o verde y óxido de mineral. El cuarzo muestra cierta tendencia a la elongación en la dirección común, en tanto que las delgadas laminillas de mica, muestran un arreglo claramente paralelo, que algunas veces forma rayas a través de la roca.

El cuarzo es de grano grueso a mediano, pero algo entrelazado. La mica es muscovita o biotita, la última p.p. alterada a clorita. El óxido de mineral es magnético con hematites. Agregados pueden estar algún granate incoloro y apatito.

El gneis es blancuzco, a grisáceo y más bien de grano grueso. Los componentes son cuarzo, que forma el mayor volumen, y orthoclasa, albita, oligoclasa, muscovita, calcita, como componentes en cantidad mediana y accesorariamente el apatito y óxido de mineral. La estructura es granoblástica, ligeramente entrelazada. La orthoclasa poecilíticamente, pequeños fragmentos de los otros minerales. La albita y la oligoclasa son claras, esta última mostrando de modo típico el clivaje de la plagioclasa. El cuarzo forma granos entrelazados de granos irregulares, y láminas rotas de muscovita.

En M 254 encontramos un esquistos-cuarzífero plagioclasa-muscovítico, clorítico, (D 16719) El componente predominante es cuarzo en granos entrelazados medianos a gruesos. La albita y orthoclasa, clorita verde clara fibrosa y esferoidal, la muscovita, zoisita, apatita, pirita, hematites y limonita son otros componentes. Esta roca es una transición entre gneis y cuarzita.

Esquistos cloríticos A 247 (D 17020); L 259 (D 16453, D 16454 L 563 (D 16599); V 61 (D 16821) son verde claros a verdes, grasientas, rocas más o menos laminadas, afectadas por la intemperie, de color rojo pardo. Bajo el microscopio vimos un agregado escamoso, denso, de clorita con zoisita y magnetita y calcita accesorio.

La clorita es clinoclora con índice refractivo de 1.59; La Zoisita forma granos bastante grandes idiomórficos. La magnetita es granular.

En A 297 (D 17018, D 17019); M 154, (D 16668) y M 669 en Manacal (D 16775) se encuentran esquistos-serpentinicos. Las rocas son verde oscuras o claras, compactas y en un caso laminadas. Bajo el microscopio vemos, lindando unos con otros, algunos pedazos de serpentina con Maschenstruktur y en muchos otros con fibras dispuestas en bellos "Gitterstruktur". En una sección delgada encontramos un Gitterstruktur con laminillas de serpentina dispuestas en la dirección de planos de clivaje de anfíboles, como puede verse en la fotografía (Lam. fig 1). Esta serpentina tiene un índice refractivo de 1.56 y un carácter positivo óptico. Estas rocas probablemente proceden de una

piridotita anfibólica. Difieren claramente de las serpentinas procedentes de L 117 (D 16408) descritas más abajo y de las serpentinas de la mitad Norte de Santa Clara, descritas y presentadas en láminas por M. G. Rutten.

Las anfibolitas (L 628, D 16630) son rocas verdes claras laminadas presentando microscópicamente granos de anfíbol y plagioclasas. Microscópicamente las rocas aparecen ser holocristalinas poikiloblástica.

Los componentes son plagioclasea de grano grueso, que es muy clara y contiene inclusiones de otros minerales constituyentes, como anfíbol verde claro, Pleochroítico en grandes granos porfiroblásticos y otros más pequeños, calcita, clorita, epidoto, muscovita y titanita. La cantidad de epidoto puede hacerse equivalente, o aun mayor que la cantidad de anfíbol. Entonces tendremos epidoto anfibolítico.

Los esquistos actinolíticos (L 628, D 1628, D 16629) son de estructura altamente esquistosa. Las rocas están constituidas enteramente de actinolita y epidoto, ambos de los cuales forman grandes cristales elongados. Aquí la actinolita forma los porfiroblastos, que descansan en una masa básica nematoblástica existente de actinolita, clorita, magnetita y hematite.

Los esquistos calcíferos actinolíticos (V 103, D 16847) M 258 D 16721) de las lomas de Trinidad, son rocas verdes ligeramente laminadas. Microscópicamente, muestran una estructura altamente foliada porfiroblástica con una masa básica fibroblástica. Los porfiroblastos son poikiloblásticos. Los componentes son calcita en cristales elongados, albita y oligoclasea, con inclusiones dispuestas paralelamente rayas cortas y largas de actinolita, paralelas o no a la común dirección, granos de zoisita redondeados, granos de epidotes elongados y redondeados, pirita y titanita.

En V 92 (D 16843) encontramos un esquisto actinolítico-epidoto, plagioclasea granulada laminar de color verde, que microscópicamente muestran una estructura altamente poikiloblástica. Está formado de albita clara y granos de oligoclasea conteniendo muchas inclusiones, granos y agujas de epidoto, algún cuarzo, calcita, y muchos cristales fibrosos verde claro de actinolita junto con muscovita y clorita. El óxido de mineral y titanita parecen ser accesorios.

Casi todas las rocas de la Formación de los Esquistos muestran con más o menos claridad traza de cataclasis. Las maclas de calcita están dobladas o partidas, el cuarzo presenta extinción ondulatoria, y cuando la acción cataclástica ha sido más fuerte, vemos claramente una estructura con mortero, especialmente alrededor de los cristales de cuarzo y calcita. La estructura y composición de las rocas sugiere que éstos pertenecen a la meso zona, y que la mayoría de ellos son para-esquistos.

FORMACION DE LAS TOBAS

Esta formación comprende rocas volcánicas y sedimentarias.

Las primeras son porfiritas, diabasas-porfiríticas, diabasas-espilitas, tobas vítreas, tobas cristalina, y tobas porfiríticas brecháceas. Las segundas son horstos, calizas y margas. Las rocas volcánicas alternan una con otra y las calizas, que más adelante se llamarán calizas Provinciales, se encuentran claramente intercaladas en las tobas y porfiritas. En el plano, estas calizas tienen su color aparte en aquellos lugares donde estábamos seguros de su existencia. Uno debe tener en mente, sin embargo, que existe más caliza Provincial en el Distrito, que la indicada en el plano.

Las rocas de la formación de las Tobas, se encuentran principalmente en una zona ancha no interrumpida que corre Oeste-Nor-Oeste a Este-Sur-Este a lo largo del lado Norte de nuestro distrito. Aquí van con buzamiento monoclinal, hacia el Norte, y como en la mitad Norte de la Provincia, encontramos las rocas adyacentes de la misma formación, con buzamiento hacia el Sur, podemos hablar aproximadamente de un gran sinclinal en la parte central de la isla. Como podemos ver de las secciones esquemáticas unidas a este trabajo y de los de M. G. Rutten, esta formación puede tener un espesor aproximadamente de 8000 metros.

Al Este la orientación de los estratos cambia claramente doblando desde el Este-Sur-Este al Oeste Noroeste, hasta el Este-Noreste al Oeste Sur Oeste.

En el ancho sinclinal, las Calizas de Provincial forman más bien una zona distinta cerca del lindero Norte del Plano. Forman montañas de gran declive de 100 a 200 mts. más de altura que las altas planicies que las rodean. Cerca de Provincial estas calizas se presentan claramente intercaladas en las tobas, horsteno y porfiritas, alternando con ellas varias veces.

Las rocas de la Formación Tobáceas afloran de nuevo al Sur de la antes mencionada zona sinclinal, en lugares donde el Cretáceo Superior o las transgresiones del Terciario no las recubren como por ejemplo N-NE y E de Sancti Spíritus y E y S de Soledad. Al Oeste de Cabaiguán la Formación de las Tobas aflora en el núcleo central de un anticlinal de estratos del Cretáceo Superior.

Edad: La edad de esta formación es muy probable que sea la del Cenomaniaco-Turoniano, pues la fauna de Caprinides, presentándose en las Calizas Provinciales interestratificadas, concordando, pueden ser paralelizados con faunas Cenomanienses Turonianenses de México, es decir con las faunas en Soyattán de Adentro (Jalisco) y de las Calizas Escamelas (Orizaba), descritas por R. H. Palmer (30). Yo estudié la fauna Cubana y publiqué los resultados de este estudio por separado (48). La edad de las faunas Mexicanas se discute en este trabajo y llegué a la conclusión de que, estábamos casi seguros de que la edad Cenomaniense-Turonense, según han asegurado R. H. Palmer y otros es correcta, así es que aceptamos esta edad también para la caliza Provincial. Esto concuerda bastante bien con la edad Turonianense-Emcher asumida por M. G. Rutten para los estratos más altos de su serie Tobáceas, basándose en los Ammonites estudiados por Jaworski. En la parte Sur de la Provincia no se han encontrado por nosotros calizas con estos Ammonites, porque los estratos más superiores de la Formación de las Tobas, no afloran en esta área.

Los contactos en la serie de las Tobas, cerca del contacto con las Dioritas, presentan fenómenos que demuestran que la Formación de las Tobas es más antigua que las dioritas.

Estos fenómenos en los contactos, son estudiados más adelante

DESCRIPCION PETROGRAFICA

Las porfiritas son rocas verde oscuras a verde grises, de grano fino, duras, más bien intactas, de estructura porfirítica, siendo los fenocristales de color verde claro. Algunas veces las rocas son amigdaloidales. En superficies afectadas por la intemperie, son amarillas o pardas. Las porfiritas frecuentemente se encuentran formando grandes bloques de varios metros cúbicos. En la vecindad de las Tobas u horsteno estratificados, se presentan en estratos concordantes.

Microscópicamente podemos ver una textura porfirítica bien establecida. En algunas rocas la cantidad de la masa básica es mayor que la de los fenocristales; en otras rocas están casi equiparadas. Los fenocristales son plagioclasa y piroxeno monoclinar, el primero prevaleciendo sobre el último. La Plagioclasa se encuentra principalmente en grupos de varios fenocristales; éstos han sido arrastrados y han crecido juntos. La composición promedio de la plagioclasa inalterada varía desde la andesita labradorita, hasta la Bytownita. Los fenocristales son tabulares, y muestran maclas lamelares y de intersección. Se encuentra con frecuencia la albitización, comenzando a lo largo de las fisuras. El piroxeno monoclinar es una augita incolora diopsídica. Se presenta en grandes fenocristales, idiomórficos, que están algunas veces en maclas, y otras veces en granos más pequeños que también van gradualmente disminuyendo en diámetro y convirtiéndose en la augita microlita de la masa básica. En una sección delgada el anfíbol verde amarillizo, ha sido encontrado en grandes fenocristales (V 40, D 16812, D 16813). Grandes granos de magnetitas siempre están presentes. El apatito en cristales grandes, ha sido encontrado como un mineral accesorio. La masa básica es holocristalina, formada de pequeñas prismas plagioclasas, algunas veces dispuestos más o menos fluidal-

mente, con tendencia a una textura traquítica; además de granos de algunas magnetita y clorita entre las laminillas plagioclasas. La composición de la plagioclase de la masa básica algunas veces pudiera clasificarse como andesita-labradorita. La cantidad de plagioclase y augita en la masa básica de rocas intactas son aproximadamente iguales. La clorita es un producto de la alteración de ambos, plagioclase y augita. La cantidad de magnetita varía mucho. En algunos casos predomina sobre los otros componentes y entonces la roca es casi negra. En otros casos sólo se presenta en pequeña cantidad y tenemos más porfiritas de color claro. Los feldespatos se descomponen por la acción de la intemperie en cloritas y calcitas, zeolitas o zoisitas. Algunas veces los feldespatos descompuestos están rodeados de un zuncho de mineral. La augita está alterada en uralita y epidoto o calcita y en la masa básica también en clorita: La silicificación se encuentra algunas veces, resultando en la presencia de cuarzo secundario a través de la masa básica. Las amígdalas están rellenas de calcita, cuarzo, preñita o clorita esferoidal.

Las diabasas son rocas cristalinas verde oscuro de grano mediano o grueso. La mayor parte de estas rocas, no están alteradas. En las superficiales alteradas son pardas. La estructura de almohadilla (2) ha sido encontrada una vez. Microscópicamente la estructura es más o menos porfirítica, diabasas porfiríticas de transición entre las porfiríticas de grano grueso y las diabasas normales también se encuentran. En las diabasas-porfiríticas la cantidad de fenocristales predomina grandemente sobre la masa básica. Siempre se presenta la textura ofítica o subofítica. Los minerales principalmente constituyentes son el piroxeno y la plagioclase. La plagioclase está desarrollada en grandes macas, de cristales tabulares, los cuales son claros o tienen inclusiones de polvo dispuestas por zonas. La albitización, como en las porfiritas, por zonas. La albitización como en las porfiritas, se presenta con frecuencia. El piroxeno se presenta en cristales grandes y más pequeños. Es augita diopzídica incolora a verde claro, presentando bellos clivajes y macas. Raras veces se encuentra la augita en cristales idiomórficos, sino en forma alotrimórfica. En un ejemplar se encontró el olivino en grandes cristales, los cuales están descompuestos por serpentización. El olivino es incoloro o color de salmón pleochroítico. En este caso tendremos un olivino diabasa. La magnetita forma muchos granos gruesos y la apatita agujas largas, algunas veces el cuarzo se encuentra en pequeña cantidad. Parece ser primario y se presenta en los intersticios. Los plagioclasas son principalmente idiomórficos, con respecto al cuarzo, mostrando los bordes algunas veces un intercrecimiento granopirítico irregular (L 189, D 16434, a o).

Por la acción de la intemperie, las plagioclasas se descomponen en sericita y polvo, clorita, epidoto y calcita. Algunas veces presentan descomposición por zonas, es decir, se encuentran núcleos o zonas de clorita. La augita está alterada en uralita, la cual en algunos casos se encuentra como zuncho alrededor de los cristales de augita, o en clorita o calcita.

Espilita: Muchas rocas más o menos porfiríticas compuestas de plagioclase ácida, augita, y magnetita con sus productos de descomposición, yo se los atribuyo a las espilitas por muchas razones. 1. Por su composición mineral. 2. Por su textura, Rosenbusch (35, p. 449) describe las espilitas como sigue: "Spilita (Al Brongniart): sind Einsprenglingsfreie oder doch sehr Einsprenglingsarme, sehr feinkörnige bis dichte, grünliche bis grangrünliche, Ergussgesteine, die zu den Effusioforme der Gabbromagen gehören und sich durch grosse Neigung zur Mandelsteintextur, meist dünnplattige oder Ruglige Absoderung und leichte Verwitterbarkeit auszeichnen". Holmes (22 p. 215) da la siguiente definición: "Espilita; Una roca basáltica, generalmente vesicular o amigdaloidal cuyos feldespato han sido albitizados. Piroxeno o anfíbol más o menos alterados y algunas veces olivino serpentizados pueden estar presentes. Yo he empleado el término espilita para rocas diabásicas o basálticas con estructura fina *intersertal*, compuesto de plagioclasas ácidas, especialmente albita, augita, y sus productos de descomposición, entre los cuales predomina la clorita. Frecuentemente las rocas están afectadas por la intemperie y se encuentran las amígdalas.

En la Provincia de Santa Clara este tipo se presenta junto con porfiritas y diabasas. Las diferencias esenciales entre estas dos rocas mencionadas son la composición promedio de las plagioclasas y la textura. Aun en las espilitas porfiríticas, la masa básica presenta textura más o menos intersertal. Sin embargo, con referencia a la textura, encontramos toda la serie de transiciones entre las verdaderas espilitas, las diabasas porfiríticas y las porfiritas.

Las espilitas son verde oscura, compactas, densas, afectadas por la intemperie hasta tomar un color amarillo parduzco. El estudio microscópico revela que estas rocas son holocristalinas con textura *intersertal*, formado por laminillas de feldespato, conteniendo en los espacios entre éstos, augita y clorita o también con otros minerales secundarios, que probablemente deben su origen a alguna mesostasis vitrea y la magnetita. La cantidad de feldespato es mayor que la cantidad de augita. Los feldespatos son nublados, llenos de diminutas inclusiones polvorrientas. La composición varía desde la albita a la oligoclasa y algunas veces la andesita. Frecuentemente presentan maclas. La augita forma pequeños granos como la magnetita. Si la roca es porfirítica, se encuentra fenocristales de albita oligoclasa hasta la andesita y de augita. Los feldespatos son laminados, maclados polvorientos, y se descomponen en clorita, sericita epidoto o prenitita. La augita se presenta en granos grandes alotrópicos, descomponiéndose en anfíbol. Ambos, la augita y el anfíbol se descomponen en clorita y epidoto. Si los granos de augita son grandes y disectados por laminillas de feldespato, resulta una textura ofítica.

Las amígdalas están rellenas de calcita, cuarzo ondulado entrelazando con epidoto o cuarzo esferoidal. Muchas veces las espilitas están silicificadas. El cuarzo claramente secundario penetra los espacios intersertales. Los componentes máficos están cloritizados y la clorita también está reemplazada por cuarzo.

La génesis de las espilitas es problemática. En la literatura sobre éstas, el problema central es si el origen de la albita en las rocas espilitas es magmático o metasonático (es decir autometamórfico o exomórfico) *James Gilluly* (19 p. 225) ha hecho un extenso estudio del asunto y llega a los siguientes resultados: Las rocas espiliticas son derivadas de magmas normales alcalícalcicas; las espilitas han sido metasomáticamente enriquecidas en albita; el enriquecimiento probablemente fué enteramente subsiguiente a su consolidación y producido por agua resurgente de los sedimentos mojados, como sugiere *Daly*, o por soluciones albiticas derivadas de diferenciación de estratos más profundos a lo largo de líneas trondjeméticas. Con respecto a otras conclusiones debe decirse lo siguiente: con referencia a las espilitas de la Provincia de Santa Clara. Como se encuentran asociadas con calizas marinas y margas, podemos estar casi seguros de su génesis submarino. Las diabasas y porfiritas asociadas algunas veces muestran el comienzo de la albitización y por otro lado se encuentran en ocasiones en las espilitas residuos de plagioclasas cálcicas. Esto hace probable el hecho de ser toda la albita de nuestras espilitas de origen metasomático. La presencia de la espilita asociada a diabasas normales de grano fino y diabasas porfiríticas puede ser explicado con mayor facilidad, atribuyéndole origen metasomático a la albita en la espilita, que por la génesis magmática de las espilitas. El proceso de albitización fué probablemente limitado a varios lugares, bajo condiciones especiales, pues las espilitas se encuentran muy localizadas en varios lugares. Es difícil comprender las muchas maclas en los cristales de albita. Nunca se han encontrado pequeñas venitas de albita, sino únicamente venas de cuarzo. Las condiciones que produjeron la albitización de las espilitas en nuestro distrito son desconocidas para mí. Terminando, puedo decir que para las espilitas Cubanas el origen metazomático de la albita es probable. No puede asegurarse si es autometamórfico o exomórfico.

Las *tobas vítreas* son rocas verdes oscuras, de estructura densa, o algunas veces dyscristalinas, afectadas por la intemperie hasta tomar un color parduzco. Microscópicamente consisten de vidrio pardo claro, algunas veces polvoriento y nublado por pequeños pedazos de clorita, u otros ligeramente mayores de limonita. El índice de refracción generalmente es inferior a 1.54. Cuando el

vidrio es polvoriento, es difícil medir su índice refractivo. En un caso encontramos que este índice era ligeramente mayor que el del bálsamo del Canadá. En algunos casos las tobas vítreas no contienen fragmentos de cristal en absoluto. Sin embargo, principalmente encontramos fragmentos angulares de plagioclasas, que varían desde algunos fragmentos diminutos hasta mayor cantidad de otros más gruesos. Frecuentemente se encuentran *Radiolaria* en H 41 (D 16899) se presenta una fauna muy rica de formas muy pequeñas y mayores, entre las cuales, las mayores son esféricas midiendo hasta 250 μ de diámetro.

Tobas cristalizadas y tobas porfiríticas brecháceas: Las tobas varían desde criptocristalinas muy finas y microcristalinas hasta tobas cristalizadas más gruesas y las cuales a su vez gradualmente pasan a tobas porfiríticas brecháceas muy gruesas. Las tobas cripto y microcristalina y los horstenos están definitivamente estratificadas; las tobas más gruesas y las hechas porfiríticas están pobremente estratificadas; las brechas más gruesas están sin estructurar. Las tobas de grano fino frecuentemente presentan hendiduras esferoidales. Se encuentran a menudo tobas en bloques con muchas diaclasas. Las tobas de estratificación fina alternan con las más gruesas. El color es principalmente verde a verde grisáceo, en tanto que también se presentan azules, rojos, amarillo arenoso. Frecuentemente las tobas están muy alteradas por la intemperie, tomando color parduzco.

Microscópicamente muestran fuerte variación con respecto a su estructura y composición. Tanto el número como las dimensiones de los fragmentos de cristales, aumentan con la disminución de la cantidad de masa básica. Las tobas gruesas de génesis piroclásticas están compuestas casi exclusivamente de fragmentos de cristal y de roca, estando los fragmentos completamente cementados por minerales secundarios, como cuarzo, limonita, serisita y clorita, más aún, hay también tobas porfiríticas brecháceas cementadas por calcita.

Las tobas densas cripto cristalinas parecen estar compuestas de polvo volcánico fino con algunos diminutos fragmentos de cristal de plagioclasa.

Las tobas formadas de micro cristales y las de cristales más gruesos, muestran una masa básica de plagioclasa de grano muy fino de clorita, limonita y leucoceno, el cual en algunos casos está más o menos silificado y la roca de grano fino se convierte en un horsteno. Al lado de esta masa básica se presentan fragmentos mayores de cristales especialmente de andesina y otras plagioclasas, algunos anfíboles secundarios y la clorita y limonita como restos de antiguos componentes máficos. En las tobas frecuentemente encontramos *Radiolaria*, una vez encontramos ópalo.

Las Tobas porfiríticas brecháceas están formadas de muchos fragmentos grandes de cristales y de rocas, encontrándose albita, andesina, labradorita y bytownita, siendo las dos últimas claras macladas y de estructura por zonas; la andesina bastante polvoriento. Además de la plagioclasa frecuentemente se presentan la augita, raras veces el olivino, el anfíbol verde claro pleochroítico y la magnetita. Los fragmentos de roca incrustados se reconocen principalmente como restos de porfiritita, espilita, diabasa y toba vítrea. Porfiritas con la masa básica pilotaxítica o hialopilitica se presentan. Las tobas y especialmente las tobas porfiríticas brecháceas más gruesas están fuertemente descompuestas por la intemperie. La calcita, epidoto, clorita o sericita se forman de los feldespatos, en tanto que los piroxenos están alterados en anfíbol, uralítico, clorita y calcita. Los fragmentos porfiríticos están alterados en muchas formas. La masa básica puede estar totalmente reemplazada por clorita verde clara y mineral pardo oscuro, o por calcita. Los fenocristales están alterados del mismo modo que los fragmentos de cristales. Aparte de estos encontramos fragmentos porfiríticos fuertemente alterados y también otros casi completamente intactos. Esta gran diferencia en la descomposición de los fragmentos de roca en un ejemplar es un hecho notable.

Las Calizas Provinciales, se encuentran en muchas localidades en la formación de las Tobas, formando pendientes y pronunciadas lomas. En la zona Norte de afloramientos de estas calizas se encuentran muchos caprínides. En L. 328 la caliza Provincial portadora de Caprínides, se encuentra expuesta en-

cajada entre estratos de toba. En A. 236 las calizas ricas en Caprínides, se encuentran como bloques aislados en el campo.

Las Calizas Provinciales son rocas amarillo-claras, gris oscuras, azul grisáceas, de grano fino a mediano, principalmente microconglomerática, atravesadas por muchas venas de calcita blanca, chicas y mayores. Pueden presentarse en estratos grandes (hasta de un metro), pero en su mayoría son de estratificación delgada. Estas Calizas conglomeráticas bajo el microscopio aparecen constituidas por muchos fragmentos de rocas pequeñas y mayores, redondeadas, las cuales están completamente calcificadas. La estructura de la roca original frecuentemente puede ser reconocida como porfirítica. Oolitas de calcita también se presentan. Estos fragmentos de rocas redondeados calcificados y las oolitas cementadas por calcita de grano fino a mediano. Frecuentemente la caliza contiene fragmentos de porfiritita no alteradas, o sus fenocristales y plagioclasas. Estos últimos son de composición básica, clara, tubular, mezclada, algunas veces mostrando el comienzo de la calcificación. Grano de Cuarzo claros pequeños y mayores, también se encuentran. En un ejemplar en un cristal de cuarzo se encontró una inclusión líquida. Como la intrusión diorítica indudablemente es más reciente que la formación de las Tobas, es muy probable que las inclusiones de Cuarzo en la Caliza Provincial deriven de alguna roca volcánica pre-Cenomaniana hasta ahora desconocida, que contiene cuarzo claro, o posiblemente en parte, de las rocas portadoras de Cuarzo de la formación de los Esquistos. El hecho de que en las tobas porfiríticas brecháceas y en las tobas cristalinas nunca se ha encontrado el cuarzo, puede explicarse del siguiente modo: las tobas y las tobas porfiríticas brecháceas son rocas de sedimentación rápida, en tanto que la sedimentación de las calizas tomó mucho más tiempo, así es que la probabilidad de encontrar restos de rocas extrañas en las calizas es mayor que en las tobas y brechas. Además de las calizas conglomeráticas, se han encontrado calizas amarillo claras, compuestas de grano fino, y margas compactas oscuras de estratificación fina, conteniendo mucha Pequeña *Foraminífera* parcialmente relacionada a la *Globigerinidae*, y calizas radiolaria de estratificación fina densa, de color amarillo claro.

Fauna.—Las Calizas Provinciales contienen una fauna bastante rica. Radiolaria, Pequeña, Foraminífera, Corales y Bivalvulares, (Caprinidae) y Nerineidae se encuentran. Donde ocurre la Radiolaria su sílice está reemplazada totalmente por calcita. Son más corrientes que las *Globigerinidae*, las cuales se encuentran solamente en algunos lugares.

En aquellos Estratos donde se encuentran *Molusco*, estos son bastantes abundantes. Siempre se encuentran en roca sólida en las superficies afectadas por la intemperie en las calizas conglomeráticas. No se presentan en las calizas de estratificación más delgada. *Caprinuloidea perfecta* de Palmer, y *Sabinea* sp. fueron encontrados en caliza microconglomeráticas compuestas, de color azul grisáceo oscuro; *Coulcomana ramosa* (G. Boehm) y *Tepeyacia corrugata* Palmer, en caliza conglomerática más gruesa color amarillo claro.—Junto con los Caprimides muchas Nerineidae y Corales y pequeña Terranífera, fueron encontrados, los cuales no han sido aun estudiados. La presencia de Caprimides y Corales en una caliza conglomerática indica una facie litoral. La Caliza de grano fino con *Globigerinidae* y *Radiolaria* nos informa, sin embargo, del hecho de que algunas veces la sedimentación tuvo lugar a mayor distancia de la costa.

FORMACION TOBACEA DE CONTACTO E INTRUSION DIORITICA

Como ya se ha dicho, la Diorita es más reciente que la Formación Tobácea. Esto lo demuestran varios fenómenos:

- 1º Los diques dioríticos existentes en la Formación Tobácea, cerca del contacto.
- 2º Inclusiones de rocas alteradas de la Formación Tobácea en Diorita.
- 3º Metamorfismo de Contacto en las rocas de la Formación Tobácea producido por la Intrusión Diorítica.

4º La existencia de una facie marginal en la Diorita en su contacto con la Formación Tobácea.

ad. 1º En varios lugares se presentan diques dioríticos en la Formación de las Tobas como puede verse en el plano. Estos, sin embargo, no siempre son convincentes, pues los afloramientos frecuentemente son malos y la determinación del carácter diorítico de las rocas en pocos casos era absolutamente segura. En L. 318, (D 16512), al Sur de Provincial se encuentra un verdadero cuarzo-diorita porfirítico, en L. 320 (D 16516) una roca porfirítica solidificada, con restos de fenocristales de cuarzo. En H. 255 (D 16911) al Norte de Gavilán, se presenta una porfiritita que está bastante afectada por la intemperie. La masa básica es granular compuesta de tabletas de plagioclasa, cuarzo primario y secundario y clorita. Hay fenocristales de plagioclasas tubulares, grandes y chicos, muy polvorientos, clorita y epidoto sustituyendo los pocos fenocristales máficos. La forma de estos últimos algunas veces se parece a los anfíboles descompuestos. Se presenta la Magnetita en cristales grandes. Esta porfiritita difiere de las porfiritas corrientes de la Formación de las Tobas por (a) la falta de mineral en la masa básica, (b) la estructura de la masa básica nunca contiene laminillas plagioclasas con minerales máficos intersertales, (c) la pequeña cantidad de esta última o de los productos de su descomposición tanto en la masa básica como en los fenocristales, (d) la falta de augita o trazas de ella (e) con la composición de los fenocristales plagioclasas. La forma de los fenocristales máficos descompuestos sugiere un origen diorita-porfirítico para esta roca, aunque la masa básica es una aberración del tipo corriente de diorita-porfirítica.

ad. 2. En la Intrusión diorítica al Norte de Manicaragua y La Moza encontramos inclusiones extrañas de porfiritita uralítica y diabasa uralítica (A 203 (D. 17024, D. 17025); A 306 (D. 17029); L. 334 (D. 16537); L. 337 (D. 16540); L. 338 (D. 16541); L. 339 (D. 16543, D. 16544, D. 16545); M. 314 (D. 16739); M. 318 (D. 16745); M. 135 (D. 16666); d. 340 (D. 16546). Las dos últimas muestras son diabasas uralíticas.

Estas rocas están totalmente uralitizadas y a menudo mayormente silicificadas. Son verdes, de grano fino bastante duras. La estructura porfirítica es visible en varios casos. Bajo el microscopio las rocas aparecen ser holocristalinas, hypidiomórficas, porfiríticas y diabásicas. De acuerdo con la riqueza variable en piroxeno de las rocas originales encontramos uralita-porfirítica y diabasa con cantidad variable de uralita. Algunas veces esta roca se compone casi completamente de este mineral: Los fenocristales de augita están enteramente anfibolizados y han desaparecido casi todos o han recrystalizado en forma de innumerables agujas pleocróica, finas, verdes y fibras de uralita y pequeños granos de magnetita. En algunos lugares la forma original de piroxeno se ha conservado y se encuentran trazas del comienzo de la uralitización. Los fenocristales de feldespato están más o menos silicificados. En los ejemplares donde no ocurre la silicificación, las plagioclasas son polvorientas, frecuentemente macladas, descomponiéndose en clorita o sericita. La composición media varía desde la andesina a la labradorita. La masa básica está compuesta de uralita, feldespato, mineral, epidoto y clorita y con bastante frecuencia de cuarzo secundario. La uralita verde clara ligeramente pleocróica, se presenta en mazos formando como escobillas dispuestos en todas direcciones, algunas veces radiando, alcanzando más allá de la forma original y espacio de la augita, invadiendo las laminillas plagioclasas circundantes. Las laminillas de feldespato son polvorientas, parcial o totalmente reemplazadas por cuarzo. Este penetra toda la masa básica con granos pequeños irregulares. Siempre se encuentra una cantidad bastante grande de granos de magnetita.

En M 322 (D 16751) cerca del Río Arimao al Norte de Manicaragua encontramos como inclusión extraña en la diorita una roca uralitazeolítica. La estructura interior sugiere un origen muy probable de diabasa porfirítica. La roca es de grano mediano porfiroblástica, formada de uralita y zeolitas y restos de plagioclasa muy polvorienta. La uralita generalmente es pseudomórfica después de la augita, y se presenta también en un grupo irregular de agujas pequeñas verdes, pleocróicas. Las zeolitas son tabulares, granulosas, con dos direcciones de

chivajes perfectos, maclados con irregularidad, con extinción ondulatoria, color de polarización bajo nublada, poco más alto que el cuarzo, carácter óptico, positivo, elongación negativa, y un índice de refracción ligeramente más bajo que el del bálsamo del Canadá.

ad. 3. Las rocas metamórficas de contacto, están bien expuestas en M 582 y en M. 583 (D 16752 D. 16760) en la Carretera Central al Este de Sancti Spiritus y en A. 433 (D. 17052) al Nordeste de Sancti Spiritus, en M. 119 (D. 16662) al Este de Soledad y en V. 90 (D. 16842) al Norte de Cumanayagua. En M. 582 y M. 583 encontramos el mejor ejemplo del metamorfismo de Contacto.

Las Tobas de la Formación Tobácea están uralitizadas, epidotizadas y silicificadas. Las calizas impuras están fuertemente alteradas. En ellas el producto más corriente del metamorfismo es el granate común, que es incoloro o ligeramente amarillento. Está presente en abundancia en algunas muestras, formando rocas compactas de granate. Se encuentran cristales grandes que están casi todos admirablemente puros. Son de sección hexagonal y octogonal. Su índice de refracción es mayor que 1.77. Presentan distintas zonas de crecimiento, son isotrópicos o frecuentemente birefringentes, variando esta propiedad en zonas sucesivas. El núcleo de los cristales mayores es birrefringente, anómalo y no presentan un diseño de crecimiento especial. Los cristales grandes están rotos y el cuarzo secundario penetró entre el granate y en las fisuras entre los cristales partidos. En un caso el granate estaba asociado a grandes cristales de magnetita que se descompusieron en hematites. En las rocas granates, consistiendo casi por completo de calcita pura polvorienta y muy poco granate, es difícil asegurar si la calcita es primaria o secundaria. En una muestra, una roca granate con muchas venas y venitas de calcita fué encontrada. Aquí es evidente el carácter secundario de la calcita. Una caliza muy pura ha sido alterada en mármol de grano grueso constituido casi por completo de grandes cristales de calcita muy clara, maclados, atravesados por algunas pequeñas venas, que llevan cuarzo y granate y otras portando zoisita y clorita o cuarzo y epidoto.

En M. 119 (D. 16662) una roca granate wollastonita fué encontrada. Esta roca es muy homogénea, de grano fino a mediano, de color claro. El granate está agrupado generalmente, consistiendo de granos incoloros de tamaño mediano. El granate es isotrópico o virrefringente. Granos finos alotrimórficos de wollastonita llenan el espacio entre el granate. La roca está atravesada por pequeñas venitas de calcita, no se han encontrado restos de carbonatos originales. Esta roca probablemente se ha originado de una marga cálcica bastante pura, homogénea, tal como se encuentran en las calizas de Provincial.

En V. 90 (D. 16842) encontramos una roca metamórfica de contacto de otro tipo completamente, pues en éste una gran cantidad del carbonato original ha quedado. La distribución irregular de los componentes de la roca, sugieren origen conglomerático. Es de grano grueso y de estructura poikilitica. Está formada de calcita, que ha recristalizado en grandes cristales maclados, incluyendo muchos granos pequeños y mayores de granates, epidoto y clorita. Otras zonas de las rocas están formadas enteramente de granate y además otras de epidoto y cuarzo. El cuarzo es muy claro, alotrimórfico, anómalo, presentando una figura de interferencia ligeramente biaxial. Probablemente ha penetrado en la roca con posterioridad en un estado más frío del metamorfismo. El granate es isotrópico o birefringente. Muchos cristales idiomórficos muy pequeños y mayores, incoloros, se encuentran distribuidos en la roca. El epidoto ligeramente pleochroítico forma granos bien establecidos. La clorita es alotrimórfica en nidos y venitas. Están rotos muchos cristales mayores y menores de granates. Es posible que en la segunda fase, cuando se introdujo el cuarzo, se rompieron los granates.

En A. 433 el mármol de grano grueso ha sido encontrado, alterado parcialmente por metamorfismo de contacto. Los grandes cristales de calcita están fuertemente corroídos en los bordes por cuarzo, epidoto y zoisita. Localmente la calcita lleva también un grupo de inclusiones de estos minerales. Algunos granos de granates también se presentan. Al lado de todas las rocas más o menos fuertemente metamórficas se encuentran otras en varios lugares, cerca de la intru-

sión diorítica, en la Formación de las Tobas, que presentan ligero metamorfismo o únicamente trazas de su comienzo.

El primer efecto siempre presente es la uralitización del piroxeno en la masa básica y los fenocristales de las porfiritas. En las tobas uralíticas y también el cuarzo, y en los espacios amignaloidales, cuarzo claro incluyendo agujas finas de uralita, pueden ser consideradas como trazas de un ligero metamorfismo de contacto.

La silicificación de las rocas de la Formación Tobácea está probablemente también conectada con la acción metamórfica de la intrusión Diorítica. En algunas rutas que atraviesan el contacto de la Formación Tobácea con las Dioritas, no se encontraron trazas de contacto. Esto, sin embargo, no debe asombrarnos, pues frecuentemente las rocas de ambas formaciones están fuertemente afectadas por la intemperie y no aflora el contacto.

En estos casos con frecuencia podíamos trazar el límite entre las dos formaciones por la diorita alterada y se reconoce fácilmente por su típica descomposición amarillenta arenosa.

ad. 4. Próximo al contacto de las Dioritas con la Formación Tobácea encontramos muchos cuarzos-dioritas-porfiríticas.

SERPENTINAS

En nuestro distrito encontramos dos tipos distintos de Serpentina. En la Formación de Esquistos encontramos Serpentinatas Esquistosas, las cuales fueron ya descritas en la petrografía de los Esquistos.

En L 117 (D 16408), se encuentra serpentina que no está laminada y no presenta estructura esquistosa bajo el microscopio. Esta serpentina es muy parecida a aquellas que afloran en una extensa área de la mitad Norte de la Provincia de Santa Clara y las cuales han sido extensamente descritas por M. G. Ruten. La roca es verde clara, compacta, con granos grandes discernibles, que parecen ser de bastita. Esta roca está llena de pequeñas venitas de calcita y de venas más anchas de calcita y mineral. Microscópicamente aparece la roca formada de antigorita en forma de hojas, incolora, o verde clara, dispuesta con irregularidad, y de grandes cristales de bastita, mostrando algunas veces el clivaje del piroxeno; y agregados pequeños y grandes de clorita, que son incoloros y bajo nicoles cruzados, presentan un color de polarización anómalo azul obscuro. Se presentan muchas grandes venas de calcita, dispuestas con irregularidad, con o sin magnetita, en granos finos o medianos y hematites. La roca original que produjo esta serpentina probablemente fué formada principalmente de piroxeno rómbico y olivino.

DIORITAS CUARZIFERAS Y OTRAS ROCAS PERTENECIENTES A LA INTRUSION DIORITA CUARZIFERA.

Grandes masas de rocas de la familia de las dioritas cuarzíferas y diorítica afloran al Norte, Este y Oeste de la Formación de los Esquistos. Como puede verse del plano, el afloramiento diorítico al Norte y Este de la Formación de los Esquistos tiene una extensión enorme. La elongación es generalmente paralela al eje tectónico de la cordillera de montañas. Muchas de las rocas pertenecientes a la Intrusión Diorítica son más o menos fuertemente cataclásticas hecho que prueba que después de su consolidación estas rocas fueron sometidas a grandes esfuerzos causados probablemente por acción orogénica. La época de la intrusión coincidió en parte con un período de construcción de montañas. La forma del lindero entre la Intrusión Diorítica y la Formación Tobácea prueba una relación entre estas de cortes atravesados. Nada se sabe del piso y paredes del cuerpo intrusivo. Las varias inclusiones encontradas en las rocas dioríticas son probablemente restos del techo de las rocas de la zona, que fué reemplazada por la intrusión. Este autor se inclina a creer en vista de los hechos arriba mencionados, especialmente por la gran extensión y la falta de datos acerca del piso de llamarle a la gran masa intrusiva diorítica un batolito. Como se verá más adelante, esta-

mos por lo tanto tratando de un batolito diferenciado, compuesto principalmente de rocas de la familia diorita-cuarzífera. En el lindero Oeste de la Formación Esquistosa, se encuentran masas intrusivas más pequeñas que probablemente deberán llamarse stocks o núcleos.

La Intrusión Diorítica rodea la Formación Esquistosa en una forma muy peculiar. Las rocas de la Formación Esquistosas forman un complejo autóctono, o son parte de una masa de corrimiento (Sobre empuje). Estos dos casos serán discutidos en el Capítulo sobre Tectónicas. Como se indicará en aquél, la primera posibilidad es la más probable. Como la Formación Esquistosa es más antigua que la Intrusión Diorítica (véase abajo) las trazas del metamorfismo de contacto en los esquistos producidos por las Dioritas probablemente podía esperarse, como por ejemplo un reemplazamiento de la foliación por la clase "hornfels" de estructura y reemplazamiento de los minerales afectados por el esfuerzo, como la clorita, muscovita y actinolita por minerales anti esfuerzo. Esto nunca lo encontramos. Este hecho junto con la posición vertical y volteada de los esquistos del lado Norte del complejo y la fuerte estructura cataclástica encontradas en las rocas dioríticas y algunas veces también en los esquistos, fueron las razones por las cuales trazamos el lindero entre las dos formaciones como una falla.

La edad de la intrusión es la del Cretáceo Superior. Las dioritas son más recientes que las rocas Cenomanianas-Turonianas de la Formación Tobácea, pues estas últimas han sido alteradas por metamorfismo de contacto por las primeras. Por otro lado las dioritas son anteriores a las rocas Maastrichtianas, pues en las rocas de la Formación Habana se encuentra material detrítico de rocas dioríticas.

La Intrusión Diorítica está diferenciada.

Las siguientes rocas han sido encontradas: Cuarzo-Diorita, piroxenita, hornblendita, anfibolitas, cuarzo-diorítico-porfirítico, vintlita, aplitas, lamprófidos, y rocas cuarzo-epidotos. Se encuentra una distribución regular de las rocas. El cuarzo diorita y las dioritas descompuestas en arenillas se presentan en casi toda el área. En el centro estas son las únicas rocas que se encuentran. Las hooibergíticas, los gabros, la hornblendita, piroxenita y la anfíboles, afloran únicamente en la parte sur del batolito. Cuando nos acercamos a los esquistos la cantidad de estas rocas ígneas básicas aumentan. Con la excepción de dos muestras, todos los aplites encontrados por nosotros en el distrito, están asociados con las rocas antes mencionadas ricas en anfíbol. Por otro lado los cuarzo-diorita porfiríticos se encuentran únicamente cerca del lindero Norte de la intrusión. En algunos lugares se presentan como diques en la Formación Tobácea. Las rocas hooibergíticas son probablemente productos de una consolidación temprana en la cubierta y márgenes superiores de la cámara batolítica. Junto con las rocas hooibergíticas, se encuentran los anfibolitas, los cuales son probablemente rocas de aquella Zona con penetración magmática. Estos hechos dan lugar a creer que estamos en el área donde las rocas hooibergíticas y anfibolíticas se encuentran expuestas muy próximas a la cubierta de la intrusión. Los muchos cuarzos-dioritas-porfiritas en el lindero Norte de la intrusión, representan otra facie marginal de la intrusión.

Muchas rocas de la intrusión diorítica, están más o menos fuertemente afectadas por cataclasis. Con frecuencia se encuentra la milonitización. Por otro lado, cerca de las regiones de clataclasis, encontramos otras regiones donde no ha ocurrido acción cataclástica. En una ocasión, sin duda alguna, se han encontrado trazas de protoclasis.

En las rocas dioríticas fuertemente cataclásticas y las anfibolitas con frecuencia "la dirección y el buzamiento" podrían ser medidos, y por lo tanto, han sido planificados en el mapa. La orientación principal de estas rocas esquistosas indica que la dirección de las fuerzas cataclásticas ha sido del S S O al N N E.

Dioritas Cuarzíferas.—Estas rocas son de grano grueso a mediano, con minerales blancos y oscuros esparcidos uniformemente. Los minerales blancos son feldespato y cuarzo y los oscuros anfíboles, formando grandes cristales en columnas, que miden hasta 7 m. m. Casi siempre, las rocas están descompuestas en

arenas dioríticas sueltas amarillentas, produciendo un paisaje típico, pues la erosión y la denudación actúan sobre este material con gran rapidez, formando profundos barrancos. Solamente en unos 20 lugares, se tomaron muestras de rocas dioríticas, que no se encuentran ligeramente a nada afectados por la acción de la intemperie.

La estructura es holocristalina y granulosa hipidiomórfica, algunas veces porfiríticas, pasando gradualmente a diorita-porfirita y *vinilita*. Dependiendo de la presencia o ausencia de la biotita, trataremos con cuarzo-biotita-anfibol diorita o cuarzo-anfibol diorita. Los minerales constituyentes principales son plagioclasas, anfibol, cuarzo y biotita. En general, las plagioclasas son los minerales más importantes. En algunas rocas, sin embargo, prevalecen los anfíboles. Cuando se encuentra la biotita presente, es equivalente en cantidad al anfibol, o bien la cantidad de biotita es ligeramente menos. Los plagioclasas son idiomórficas o hipiomórficas, tabulares grandes o pequeños de sección en forma de lentejuelas. Su composición varía desde la oligoclasa a la labradorita. Principalmente se encuentra una composición media de andesina-labradorita. Siempre se presentan maclas simples o polisintéticas, en tanto que con frecuencia se encuentran cristales por zonas. Son más ácidas las zonas periféricas que las del núcleo. En un caso se encontró cuarzo vermicular en la plagioclasa, probablemente como un resultado de la corrosión del líquido conteniendo cuarzo residuo. En pocos casos se encuentra crecimiento entrelazado granofírico. La albita siempre se presenta en grandes cristales. llenando, junto con el cuarzo, el espacio entre otros minerales. Entonces con frecuencia se forma una estructura muy peculiar: la albita grande alotrimórfica muy clara, contiene cristales más pequeños de andesina tabulares, polvorientos y otros pequeños típicamente idiomórficos de anfibol de buen clivaje. Esta estructura, que parece ser poco corriente en las dioritas, ha sido encontrada varias veces en la parte Sur de Santa Clara. Además, encontramos la albita como un zuncho zonal alrededor de un centro de plagioclasas más básicas. Generalmente las plagioclasas son claras, algunas veces están más o menos fuertemente afectadas por la intemperie. En una ocasión, se encontró una muestra con plagioclasas claras, conteniendo un grupo de planchas grandes delgadas de sericita y granos de calcita, generalmente si está afectada por la intemperie, la plagioclase se hace polvorienta conteniendo epidoto fino, sericita o clorita. La orthoclase es de poca importancia, clara, alotrimórfica más reciente que la plagioclase.

El anfibol, tanto en el cuarzo-anfibol-diorita, como en el cuarzo-anfibol-biotita-diorita, es igual. Los cristales están uniformemente distribuidos en la roca o bien se presentan en grupos juntamente. La forma es variable, idiomórfica o hipidiomórfica. Algunas veces el borde entre el anfibol y la plagioclase es irregular. Generalmente los anfíboles son idiomórficos con respecto a la plagioclase, pero contienen por otro lado, inclusiones idiomórficas de plagioclasas. Los anfíboles forman cristales prismáticos. Cortos y largos; frecuentemente maclados, mostrando un clivaje bien desarrollado. El color pleochroísmo y el punto de extinción indica un anfibol verde corriente. Encontramos al lado de los anfíboles grandes, otros pequeños, idiomórficos. Los anfíboles están generalmente claros e intactos; solamente en ocasiones han sido reemplazados parcialmente por epidoto o clorita. Raras veces en algunos cristales pequeños redondeados y de figura irregular, se han encontrado inclusiones de cuarzo en cantidad bastante grande, por ej. en L 261 (D. 16460). Este anfibol poikilítico se encuentra en la Diorita, que es muy pobre en cuarzo. Es probable que este fenómeno pueda explicarse por la corrosión del anfibol por un líquido residual.

La biotita, cuando se encuentra, forma grandes prismas anchos tabulares y laminillas más pequeñas. Es verde, o verde obscuro, o pardo, o negro pleochroítico. Con frecuencia está más o menos alterada en clorita verde pleochroítica a verde clara, que tiene un color de polarización típico parduzco. En algunas rocas, toda la biotita está reemplazada y únicamente la clorita pseudomórfica de la biotita se encuentra presente. Junto con la Clorita, el epidoto algunas veces reemplaza la biotita. Con frecuencia la biotita se encuentra en la vecindad del

anfibol, siendo idiomórfico este último, con respecto al anterior. Algunas veces están incluídas pequeñas plagioclasas en la biotita.

El cuarzo se encuentra en cantidad variable, alotrimórfica, llenando el espacio entre los otros minerales. Es claro y algunas veces se presenta en cristales grandes. Típico del cuarzo son las inclusiones muy finas que se encuentran en líneas rectas, en las secciones delgadas.

Minerales accesorios. El Apatito en prismas pequeños y grandes y en agujas, está incluída en el cuarzo y otros minerales. La titanita en cristales muy grandes idiomórficos o en granos angulares, es muy conspicuo. Siempre se encuentra presente en cantidad bastante grande. La magnetita se encuentra con frecuencia junto con agujas de apatito en granos medianos. Se presenta algunas veces la pirita. Estos minerales accesorios son los componentes más antiguos de la roca. El leucóceno y el hematite ocurren como productos de la alteración de la titanomagnetita y la magnetita.

Al Sur de Provincial, cerca del borde de la Formación Tobácea, varias dioritas aberrantes han sido encontradas. En V 119 (D 16815) V 120 (D 16853) y V 121 (D 16854) se presentan rocas muy afectadas por la intemperie, muy ricas en cuarzo. Son de grano grueso a mediano, de color verdoso-parduzco. Microscópicamente, muy grandes cristales de cuarzo claro con muchas líneas con inclusiones conspicuas líquidas y gaseosas. El cuarzo es primario y constituye de una tercera a una quinta parte de la roca. Los otros componentes son la plagioclasa y el anfibol o los productos de su descomposición. Las plagioclasas son prismas delgados y más anchos, de longitud mediana o anchos tabulares; zonas muy polvorizadas fuertemente alteradas con sericita, o epidoto y clorita. La composición media es la andesina, en tanto que también se presenta mucha albita. Los anfíboles son parcialmente reemplazados por el epidoto, la clorita y la calcita. Los prismas plagioclasas y el anfibol algunas veces forman una estructura bastante gruesa intersertal, con anchos espacios rellenos de cuarzo.

Fenómenos cataclásticos.—En varios lugares las rocas de la Intrusión Diorítica están afectadas por más o menos fuerte cataclasis, a consecuencia de la cual las rocas se hacen de estructura más o menos paralela. Al principio de la cataclasis encontramos el cuarzo con extinción ondulatoria y con una ligera desintegración de los cristales. Las plagioclasas están dobladas y presentan también extinción ondulatoria. En un estado más avanzado de la cataclasis se produce la estructura de mortero. Cuarzo grande y granos plagioclasas descansan como restos lenticulares en una matriz más fina, comprimida y molida. La biotita se hace laminar y forma vetas en la roca, la hornblenda se desintegra formando muchos pequeños granos y prismas. La magnetita está molida casi a un polvo, el apatito y la titanita están molidos. Todos los minerales y fragmentos de minerales muestran una orientación paralela. Algunas veces el esfuerzo ha afectado a las dioritas hasta el extremo de formarse ojos de gneiss de grano fino. En estas rocas un granate amarillo claro se encuentra algunas veces. Los restos lenticulares están orientados en la dirección común. En una muestra, los procesos han sido llevados casi al extremo. Resulta una estructura laminar, con fuerte semejanza a la "Estructura Fluída" caracterizada por vetas delgadas corridas de color, representando el rompimiento completo de algún mineral particular de la roca original. Los restos lenticulares han sido completamente molidos, casi hasta desaparecer. Estamos tratando con milonitas. Soluciones Si O₂ estuvieron presentes en la roca durante la cataclasis, como puede verse en las venas de cuarzo y las plagioclasas corroídas por cuarzo, en aquellas rocas menos fuertemente cataclásticas. Algunas veces resulta imposible decir si la roca que tenemos delante fué originalmente una diorita corriente o un gneiss.

Deben mencionarse algunas dioritas por su estructura ligeramente aberrante. En tanto que en la diorita corriente se presenta una cristalización sucesiva clara, en las rocas desde M 667 (D 16773) (D 16774) esta ordenación sucesiva es poco clara. Los minerales ligeros son aproximadamente equigranulares. Las plagioclasas, las cuales están bien macladas y por zonas, forman cristales poligonales cortos, anchos, tubulares o cristales con zuncho irregular ondulatorio. El cuarzo forma granos igualmente poligonales. Los anfíboles que también son

principalmente hipidiomórficos, forman cristales mayores que los de los minerales ligeros. Los diferentes minerales se obstaculizan unos a otros naturalmente. Por su disposición, los anfíboles producen una estructura ligeramente paralela, la cual en la muestra es todavía más conspicua. La composición de esta roca concuerda mineralógicamente con el cuarzo-anfibol-diorita. Probablemente estamos tratando con una facie gneisica de la diorita.

En la parte Sur de la intrusión, en L 304 (16498) encontramos rocas fajadas, verde blancas que son productos de diferenciación muy interesantes del magma cuarzo-diorita. Microscópicamente muestran estructura clara, paralela, marcada por bordes verde oscuro y blancas, zonas y lentes. Las bandas oscuras y las zonas no contienen minerales blancos, en tanto que en las bandas claras se ven muchos cristales verde oscuro de anfibol. Microscópicamente la roca parece ser un gneis hornblenda fajado con estructura marcadamente laminar. No puede observarse cristalización sucesiva pues la mayor parte de los minerales son alotrimórficos. Las plagioclasas (aproximadamente andesina) están todas dispuestas en la dirección común y tienen una extinción ondulatoria. Se presenta el cuarzo en granos redondos. El anfibol ocurre en gran cantidad. Algunos cristales hipidiomórficos, con forma alargada, se encuentran entre las plagioclasas y el cuarzo. Más importante es la presencia del anfibol en bandas compactas y lentes. El color, pleocroísmo y extinción indican un anfibol verde corriente. El clivaje está con frecuencia bien mostrado. En las bandas los cristales están todos elongados, dispuestos paralelamente, alotrimórficos. La titanita, el apatito, la magnetita y el zircón son minerales accesorios. Las bandas claras pueden compararse mineralógicamente con el cuarzo anfibol diorita ácido. Estas rocas han sufrido fuerte cataclasis a consecuencia de la cual presentan una estructura de mortero en las bandas blancas. Las plagioclasas y el cuarzo presentan extinción ondulatoria. La primera, frecuentemente está doblada, y el último molido en la periferia de los granos. El cuarzo se introduce algunas veces corrosivamente en las plagioclasas. Por lo tanto, la solución Si O₂ debe haber estado activa durante la cataclasis. La hornblenda en las bandas oscuras, muestra a consecuencia de la cataclasis una extinción ondulatoria bastante fuerte y también zunchos ligeramente molidos. La extinción ondulosa de la hornblenda demuestra el carácter primario de este mineral. Las rocas son primarias, fajadas por diferenciación magmática y han sido afectadas por cataclasis después de su consolidación.

Diabasas.—Dioritas-cuarzíferas: Rocas holocristalinas, afectadas por la intemperie hasta tomar color verde parduzco, grano fino a mediano L 622 (D 16617, D 16618) son las mejores muestras. La roca es verde grisácea, de grano mediano. Microscópicamente vemos una roca holocristalina hipidiomórfica de estructura diabasa. Los minerales constitutivos son plagioclasa, hornblenda, biotita, cuarzo con titanita, apatito, magnetita, clorita y calcita. Las plagioclasas son prismas maclados hidromórficos, son claros, algunas veces sustituidos por sericita y epidoto. La composición media es andesina con un anillo de albita en la periferia de los cristales. Frecuentemente en los bordes de las plagioclasas se ha formado un zuncho de myrmekita por la acción corrosiva del cuarzo. Este llena el espacio entre los otros minerales. La hornblenda se presenta en muchos granos de forma hipidomórfica. Con referencia a la plagioclasa es alotrimórfica con respecto al cuarzo idiomórfico. Es verde pleocroítico. La misma hornblenda que encontramos en el anfibol-cuarzo-diorita. La biotita es verde oscura, o parda pleocroítica de rayas. Toma menos espacio que el anfibol. La titanita se encuentra en grandes cristales, el apatito en muchas agujas, la magnetita en pequeños granos. La diorita es el producto de la descomposición del anfibol y de la biotita. El epidoto se encuentra en las plagioclasas. H 316 (D 16938) es otra muestra espléndida. Esta es una roca de grano mediano. Microscópicamente vemos una roca holocristalina de estructura ofítica. Los constituyentes principales minerales son la plagioclasa, piróxeno, cuarzo con los productos de sus descomposiciones, especialmente clorita y el apatito accesorio y magnetita. La estructura ofítica está formada por prismas tabulares plagioclasas con cuarzo intersertal y clorita y algunas veces piróxeno. Sin embargo, el piróxeno puede

también ser idiomórfico, con respecto a la plagioclasa. La composición media de la plagioclasa corresponde a la andesina. Se presentan amplias maclas. Entrecrecimiento microgranofínico con el cuarzo, se presenta con frecuencia. La andesina es polvorienta y sustituida por sericita y clorita. El piroxeno es augita incolora diopsídica. Mayormente está reemplazada por clorita. En los espacios intersticiales también se presenta la clorita, que es el producto de la sustitución de una mesostasis original, pero desconocida. El cuarzo es claro y alotrimórfico. La biotita en gran parte alterada en clorita verde pleochroítica, se encuentra en una pequeña cantidad. El apatito está desarrollado en agujas delgadas muy largas. Se encuentra presente una gran cantidad de magnetita.

En V 118 (D 16850), V 124 (D 16859) y V 125 (D 16860) se presenta el cuarzo-diabasa ligeramente porfirítico de grano más fino. Los componentes son los mismos de las rocas anteriormente descritas. La única diferencia es la estructura porfídica producida por unos cuantos cristales mayores de plagioclasa y máficos, en una masa básica predominante mostrando estructura ofítica más o menos claramente desarrollada. Estas rocas están fuertemente afectadas por la intemperie.

Rocas Hooibergíticas: Como ya se ha dicho, estas rocas se encuentran únicamente en la parte Sur del área intrusiva. Aquí se presentan en una cantidad bastante grande, algunas veces en afloramiento de un kilómetro o más. Forman lomas elevadas pendientes, en el paisaje diorítico llano, como resultado de una erosión selectiva. Cerca de L 310 y L 311 afloran muy bien. Las hooibergitas han sido afectadas como muchas otras rocas en la Intrusión Diorítica, por la cataclasis y alterada en "meta-hooibergita". Un fenómeno muy conspicuo es la presencia de muchos diques pequeños y mayores de diorita y de rocas aplíticas en las hooibergitas obscuras. Con frecuencia se encuentran en estos diques fragmentos de estas últimas (Lam. fig. 12). Aquí vemos completamente demostrado que las rocas dioríticas más ácidas y las aplíticas son más recientes que las hooibergitas básicas.

Como se verá en la descripción petrográfica, las hooibergitas están caracterizadas por su estructura y composición. Cualitativa mineralógicamente las hooibergitas son iguales a las dioritas, pero la distribución cuantitativa de los componentes es muy diferente. En cuanto a estructura, el anfíbol muy grande y los cristales de piroxeno son típicos. Las hooibergitas cubanas difieren de los tipos de estas rocas tal como han sido descritas e ilustradas por *Westermann* (59) 1. Por la falta de cuarzo 2. la distribución cuantitativa de los componentes, siempre predominando fuertemente la hornblenda en las rocas cubanas. Además el estado de conservación es distinto, pues las rocas cubanas están mucho más descompuestas por la acción de la intemperie que las de Aruban.

Las hooibergitas son rocas verde claro de grano grueso, principalmente compuesta de cristales de hornblenda lustrosos, grandes, idiomórficos, verde oscuro y algunos muy raros más pequeños (se presentan prismas de anfíbol que miden 21 x 13 m.m. generalmente son de 9 x 3 m.m., y en tanto que los más pequeños que miden 1 m.m. son muy raros). Entre estos anfíboles existe una "masa básica" blanca. Aparte de la hornblenda lustrosa oscura verde, algunas veces se presentan cristales más pequeños de piroxeno polvorientos verdes. Entonces estamos tratando con piroxeno hooibergita. Con la etapa de entregraduación en la muestra tomada en L 302 encontramos 62,65% de anfíbol, 28,22% de piroxeno y 9,07% de plagioclasa.

Descripción microscópica de hooibergita. Los minerales constitutivos son el anfíbol, plagioclasa, epidoto, magnetita, apatito y zeolita. El anfíbol predomina en cantidad. Es el único mineral idiomórfico. Se encuentra en grandes y largos cristales prismáticos, isométricos y otros más pequeños. Ambos pertenecen a la misma generación, pues los más pequeños están entrelazados con los mayores. Los chicos son idiomórficos con respecto también a los minerales claros. Las hornblendas son verdes, verdes claras pleochroíticas, raras veces macladas. Los cristales grandes de anfíbol son muy conspicuos, frecuentemente con muy pocas o ninguna inclusión y no afectadas por la intemperie, en tanto que las plagioclasas están fuertemente afectadas. Sin embargo, algunos pedazos de epidoto grueso y granos de magnetita se encuentran en los

cristales de anfíbol. Las plagioclasas alteradas son alotrimórficas, polvorientas, algunas veces polysintéticamente macladas. La composición varía desde la albita hasta la andesina. En una ocasión se encontró *orthoclase* polvorienta. Las plagioclasas están fuertemente descompuestas por la intemperie. Son oscuras, polvorientas, algunas veces enteramente sericitizadas, de vez en cuando con granos grandes zoisita y epidoto. En un lugar se encontró la titanita. El apatito se presenta en pequeñas prismas y agujas en las plagioclasas. Las zeolitas esferoidales están presentes como minerales hidrotermales. El cuarzo falta por completo.

Descripción microscópica de las hooibergitas piroxénicas. Los minerales más importantes son: la hornblenda, el piroxeno y la plagioclase. Las hornblendas grandes, homogéneas algunas veces macladas, son similares a los de las hooibergitas, verde claras a verdes ligeramente pleocroíticas, de clivaje muy bello. También el idiomorfismo de los cristales mayores y menores con respecto a la plagioclase es el mismo. Ocurren muy pocas inclusiones de magnetita y epidoto y de plagioclase afectada por la intemperie. Con frecuencia el anfíbol está íntimamente entrelazado con el piroxeno. En las zonas prismáticas los dos minerales lindan uno con el otro con caras rectas. En sección aproximadamente perpendicular a la zona prismática, ambos minerales bajo nicoles cruzados se extinguen al mismo tiempo. El piroxeno es augita inclora diopsídica. Se presenta como grandes cristales tubulares. Rara vez están los cristales formado enteramente de piroxeno, estando mayormente entrelazados con anfíbol, ambos mostrando el clivaje típico de los respectivos minerales. Ambos son muy claros y es obvio que cristalizaron simultáneamente uno al lado del otro. Con respecto a la plagioclase el piroxeno es idiomórfico. La plagioclase se presenta en cantidad bastante pequeña. La composición media es albita-andesina. En una ocasión se encontró bytownita clara polisistéticamente maclada. Las plagioclasas están *sericitizadas* o *sousuritizadas*, y muy polvorientas. Se encuentra la zoisita grande idiomórfica en la masa básica. Minerales accesorios son el apatito, titanita y magnetita. El cuarzo falta por completo. El hecho de encontrar la bytownita es notable, pues ahora no podemos estar seguros acerca de la composición original de las plagioclasas.

En cuanto a la distribución de hooibergitas libres de cuarzo y de hooibergitas-piroxénicas nada puede decirse. Muestras intactas de ambos tipos fueron encontradas juntas. En la hooibergita metamorfoseada, que forma el mayor volumen de estas rocas, es difícil decir si son hooibergitas alteradas o hooibergitas piroxénicas alteradas. Westermann dice en la página 50 "así es que todas las hooibergitas pudieren ser hooibergitas piroxénicas metamorfoseadas". Pues se encuentra que cerca del contacto con diques dioríticos y aplíticos, las augitas están alteradas en anfíboles. Los mismos fenómenos se encuentran en Santa Clara (véase abajo). Sin embargo la presencia en una roca de hornblenda grande, clara, primaria, junto con piroxeno y la manera en la cual se encuentran entrelazadas, me induce a asumir que sea hornblenda-hooibergite primaria y a negar la posibilidad arriba mencionada. Las hooibergitas son rocas plutónicas, más antiguas que las dioritas. Estaban ya en estado avanzado de consolidación cuando el magma diorítico fué introducido, como puede verse de los fenómenos de metamorfismo de contacto descriptos más abajo y de las inclusiones descriptas arriba.

La composición mineralógica indica que pertenecen al magma diorítico. Como ya menciona Westermann (59), probablemente las hooibergitas fueron los primeros diferenciados de la intrusión en el sentido descripto por Daly (14 pág. 347). En este concepto las hooibergitas son los primeros componentes enfriados del magma de la cubierta del batolito. El hecho de encontrar inclusiones rellenas de magma en las rocas del distrito (por ej. meta-porfiritas según se describen más abajo) cerca de las hooibergitas en varias localidades, apoya esta suposición. Las hooibergitas muestran semejanza con los gabros, teniendo composición mineral cualitativamente correspondiente. Sin embargo, otra vez la estructura y la composición cuantitativa mineral son obviamente distintas.

Gabro-dioritas.—No encontramos los verdaderos gabro inalterados, intactos en la parte Sur de Santa Clara. Sin embargo, hay rocas más o menos me-

tamórficas de contacto que son obviamente gabros-diorita alterados. Se presentan como las hooibergitas, en la parte Sur del área intrusiva y están también fuertemente cortadas por venas aplíticas y dioríticas ácidas. Por lo tanto, son más antiguas que la intrusión diorítica.—L. 278 (D 16465) es la mejor muestra, que es una roca plutónica de grano grueso verde oscura, con largos prismas de anfíbol (midiendo hasta 1 cm.) Microscópicamente vemos una estructura gabroica de grano grueso hipidiomórfica. Los principales constituyentes minerales son la plagioclasa, el piróxeno, el anfíbol, la magnetita y la titanita, no se presenta el cuarzo.

La roca está ligeramente afectada por metamorfismo de contacto. Una pequeña cantidad de piróxeno está reemplazado por hornblenda uralítica y los contornos originales de los minerales están más o menos modificados por la corrosión.

La plagioclasa forma grandes cristales tabulares, de macla polysintética, que frecuentemente se acuña hacia fuera. La composición media alcanza desde la andesina hasta la labradorita. Las plagioclasas son ligeramente polvorientas, especialmente en el centro de los cristales. Algunas veces tienen una extinción ondulatoria. Localmente las plagioclasas están fuertemente alteradas por *sau-suritización*. El piróxeno es augita diopsítica incolora. Forma anchos cristales prismáticos tabulares hipidiomórficos. Frecuentemente está entrelazado con anfíbol y algunas veces reemplazado por anfíbol. La hornblenda es pleochroítica verde clara, idiomórfica, con respecto a la plagioclasa, teniendo algunas veces inclusiones de cristales plagioclasas idiomórficos. La hornblenda y la augita son de la misma edad, pues están entrelazadas una con la otra. Algunos grandes cristales de anfíbol muestran un grupo muy regular negro, denso, de inclusiones de mineral, dispuestos paralelamente, perpendicular a la zona prismática.

Es difícil diferenciar este anfíbol entrelazado del anfíbol secundario. Cuando el anfíbol entrelazado es primario, vemos en las zonas prismáticas ambos minerales lindando uno con el otro con caras rectas. Ambos minerales están distribuidos con mucha regularidad en los cristales compuestos. El anfíbol uralítico está formado irregularmente y se encuentra principalmente en la periferia de las augitas. Aún más, en el último caso los dos minerales no se distinguen tan claramente uno del otro, pues están ligeramente polvorientos y el anfíbol es de color claro. El epidoto se encuentra algunas veces en una cantidad pequeña probablemente como un sub-producto de la uralitización de la augita. Unos cuantos grandes cristales poliangulares de titanita y muchos de magnetita más pequeños se presentan. El apatito se presenta en pequeña cantidad.

En L. 279 (D 16469) una roca metamórfica de contacto en bastante avanzado estado de metamorfismo, con estructura de rectos forfiríticos y composición mineral decididamente gabroídica, ha sido encontrada. Como restos de feno-cristales encontramos piróxenos, anfíboles y plagioclasas. Los piróxenos son de diferente composición. Se presentan muchos muy grandes cristales de augita incolora diopsídica, con característica hooibergítica. Esta augita, está parcialmente o totalmente reemplazada por anfíbol uralítico, verde claro pleochroítico, en tanto que frecuentemente una ligera concentración de magnetita se encuentra en los fenocristales. Aun más, hipersteno, de color claro rosado grisáceo a verde pleochroítico se encuentra. Es idiomórfico, claro, no afectado por la intemperie y sin inclusiones. Se presentan grandes cristales plagioclasas, alcanzando en composición media desde la andesina hasta la labradorita, con muchas inclusiones de anfíbol y granos de piróxeno, formando una estructura poikiloblástica. La masa básica es un mosaico granoblástico totalmente recrystalizado, de grano mediano, deplagioclasa, anfíbol y cristales de augita diopsídica. Existen presentes pequeños y mayores granos de magnetita y algunas pirita.

Un tercer tipo de roca plutónica de la misma naturaleza que la hooibergitas y los gabros se presenta, es decir, un olivino piroxenita (D 16467). Esta es una roca verde oscuro a negra, de grano grueso, microscópicamente parece tener estructura hipidiomórfica. Los cristales grandes se impiden unos a otros y no hay secuencia distinta de cristalización. Los minerales constitutivos principales son el piróxeno y el olivino. El piróxeno es en parte incoloro, rómbico,

con color de poralización bajo. Ha sido en parte reemplazado por anfíbol polvoriento, verde claro, o casi incoloro. Mucho más espacio ocupa el piróxeno monoclinico, el cual es augita diopsídica y dialaga. Estos dos algunas veces están reemplazados por el anfíbol. El olivino se presenta en grandes cristales en y entre los otros minerales. Ocupa más espacio que el piróxeno monoclinico. Está parcialmente serpentizado. Se presenta magnetita accesoría. Esta roca es también muy probablemente una diferenciación básica del magna diorítico.

En la intrusión de diorita al Este de Gavilán en algunos lugares se encuentra la hornblendita. Las rocas verdes de grano grueso están formadas casi completamente de hornblenda, la cual es verde oscura, pleochrótica y presenta un clivaje típico. Los cristales son grandes hipidiomórficos, de anchos prismas. El epidoto y la clorita están presentes en pequeña cantidad. Se encuentra la magnetita accesoría y el titano-magnetita.

Meta-hooibergitas.—El mayor volumen de estas rocas plutónicas fué consolidada antes de estar afectada la intrusión diorítica principal por metamorfismo de contacto, producido por el magma intrusivo y por dinamo-metamorfismo, causado por actividad orogénica durante y después de la intrusión. La augita está entonces reemplazada por anfíbol y epidoto, convirtiéndose los anfíboles en innumerables pequeñas agujas de uratita; formando muchos nuevos y pequeños cristales idiomórficos. Las plagioclasas se aclaran y en un estado posterior recrystalizan en granos y cristales poliangulares alotrimórficos. Si el dinamometamorfosis es fuerte, se encuentra una laminación definida acentuada por los anfíboles.

En L 302 (D 16493) tomamos muestras de un dique diorítico conteniendo fragmentos de hooibergita y cristales aislados de hornblenda. Estos últimos se distinguen fácilmente de los anfíboles de la diorita, siendo de mayores medidas. Como puede verse de la fotografía (Lam. fig. 12) ambas rocas están rigurosamente delimitadas. Microscópicamente vemos hooibergita normal libre de cuarzo, dentro de cuarzo-hornblenda diorita cataclásica, de estructura ligeramente lineal. La hooibergita no contiene piróxeno alguno, aunque en muestras de la misma localidad se encuentran piróxenos hooibergitas. El anfíbol de la inclusión de hooibergitas es en parte primaria y en parte secundaria, reemplazando el piróxeno. Los anfíboles están ligeramente reabsorbidos en sus márgenes y algo oscuras por inclusiones minerales, pero en conjunto su aspecto es el mismo que en las hooibergitas. La roca dique-diorítica es de cuarzo-anfíbol-diorita-normal, con andesina, cuarzo granofírico, entrelazado con estos minerales, anfíbol, epidoto, titanita, alguna biotita y magnetita. Es cataclástica mostrando extinción ondulatoria y estructura de mortero de los minerales. Probablemente el contorno irregular de los fragmentos incluidos puede haber sido causado por la cataclasis. Aquí el único efecto del metamorfismo de contacto es la anfíbolización del piróxeno, que fué complicado por cataclasis posterior.

En un estado más avanzado de metamorfismo las hooibergitas se tornan verde oscuro y mostrando una estructura pseudo porfidoblástica, producida por la presencia de muchos grandes cristales de anfíbol, que fueron salvados de la desintegración por el metamorfismo, descansando en una masa básica verde, de grano fino. Esta última puede mostrar foliación. Por lo general, sin embargo, no puede distinguirse ninguna estructura especial. Microscópicamente, estas rocas se reconocen inmediatamente como hooibergitas alteradas, por los restos de los grandes cristales de anfíbol. Se encuentran principalmente los grandes cristales prismáticos como en las hooibergitas. En los extremos de los prismas y, menor cantidad, en sus caras prismáticas, los cristales de anfíbol son reabsorbidos y desintegrados en múltiples pequeñas agujas y prismas de anfíbol y en agujas uralíticas, las cuales junto con la albita clara recrystalizada y el epidoto, forman una masa básica granular de grano mediano. La albita forma granos poliangulares a redondeados isodiamétricamente que están algunas veces maclados. La cantidad de plagioclasea depende de la composición original de la hooibergita. En algunos casos la cantidad de minerales leucocráticos disminuyen y hasta se encuentran ausentes por completo estos últimos. Muy probablemente en este caso "La mesa básica" fué hecha salir a presión. En estos casos se encuentra entre los grandes cristales de anfíbol una masa "Fluidal" de grano fino, de

granos de anfíbol y de pequeños prismas. Los grandes cristales de anfíbol con frecuencia presentan recristalización interna, formándose en ellos nuevos pequeños, delgados anfíboles prismáticos. Algunas veces esta recristalización es excesiva y se encuentra un denso grupo de agujas de anfíbol y prismas en los grandes cristales originales. En los anfíboles se encuentran inclusiones poikiliticas de epidoto, calcita y albita. El epidoto de la masa básica forma grupos de cristales de grano mediano, isodimétrico. En el piróxeno hooibergita, la augita está casi totalmente reemplazada por anfíbol y epidoto. Un cálculo aproximado demuestra que después de la uralitización de la augita diopsídica, podemos esperar tanta uralita como epidoto, o un poco más. Esto concuerda bien con nuestras muestras. En algunos casos, cuando la metamorfosis no fué muy fuerte, vemos grandes cristales de augita incolora con un zuncho de anfíbol. Si el dinamometamorfismo predominó sobre el metamorfismo de contacto, los anfíboles cristalizados se convierten en delgados prismas con la masa básica dispuesta paralelamente a una dirección común; junto con albita ligeramente elongada y epidoto, produciendo una estructura "Fluidal". Algunos grandes cristales de plagioclasa contienen pequeñas inclusiones de anfíbol y epidoto. Algunas veces el epidoto de la masa básica está afectada por fuerte corrosión mymekítica de albita.

Rocas Anfíbolicas.—En las Intrusiones dioríticas del lado Sur, se han encontrado muchas rocas anfíbolíticas de varios tipos. Pudieran separarse de la Metahooibergitas, pues estas últimas siempre pueden conocerse por los restos de cristales de hornblenda de la hooibergita. El origen de los distintos tipos no puede afirmarse con seguridad. Su naturaleza orthogénica es casi segura. Son anfíbolitas originadas muy probablemente de gabros hooibergitas o hornblendas, que se reconocen por los componentes minerales, la constitución química y las estructuras de restos. Por otro lado, las anfíbolitas originándose muy probablemente de rocas del distrito, impregnadas de magma, (porfiditas) también se encuentran. Finalmente de algunas anfíbolitas es oscuro el origen. Varias anfíbolitas se describen a continuación.

En M 255 (D 16720) se encuentra una anfíbolita de grano mediano, verde, holocristalina, compuesta de anfíbol, piróxeno y plagioclasa. Microscópicamente, la roca muestra una estructura granoblástica. Hay grandes cristales de hornblenda conteniendo inclusiones plagioclasas. Son probablemente restos de la roca original. El mayor volumen de la roca está formado por anfíbol verde claro, de grano más pequeño, granoblástico. Los cristales son prismáticos o cuadrangulares isodiametrales; conteniendo frecuentemente inclusiones de plagioclasa. Se encuentra una pequeña cantidad de augita diopsídica, casi siempre encerrada o rodeada de granoblasta de anfíbol. Estas augitas, que son más pequeñas en tamaño que las hornblendas, probablemente son también restos de la roca original. La plagioclasa es el segundo mineral de esta roca y se presenta en cristales claros isodiamétrico frecuentemente maclados. La composición media abarca desde la andesina hasta la labradorita. Frecuentemente se encuentran inclusiones porfíricas de anfíbol.

Para la composición química de esta roca véase el análisis No. 3 en la página 51. Este indica una ortho-roca, de composición básica intermedia entre el gabro-norita y el piróxeno-hornblendita.

La estructura de las muestras desde V 356 (D 16878) L 437 y L 438 (D 16569-D 16579), es muy similar a la de la muestra tomada en M 255. La cantidad de anfíbol es mayor; se presenta el epidoto y falta el piróxeno. En esta roca también se presentan la clorita alotrimorfica y la magnetita, la cual, a consecuencia del dinamometamorfismo, forma rayas en la roca. En estos casos el anfíbol y la plagioclasa están dispuestas en una dirección común y la roca está laminada. Estas rocas están atravesadas por venas de albita y algunas de las plagioclasas están albitizadas. El origen de estas rocas no está claro.

En A 495 (D 17103) y A 497 (D 17105) ocurre otra anfíbolita. Es roca verde clara pseudo-porfiroblástica, laminada. Microscópicamente vemos grandes, anchos prismas de hornblenda, en su mayoría no paralelos a la dirección común. Con frecuencia están tamizados poikiliticamente por muchas inclusiones plagioclasas, especialmente en la periferie de los cristales.

Estos anfíboles no son porfiroblásticos, sino restos de la roca original. Es-

tán con frecuencia, situados en una masa básica, que es en su menor parte granoblástica y en su mayor parte nematoblástica a lepidoblástica. Está formado de pequeños y grandes prismas de anfíbol y de granos claros elongados de plagioclasa. El anfíbol es verde claro y pleochroítico. La composición media de la plagioclasa es andesina a labradorita, en tanto que la albíta y la oligoclasa también se presentan. Las rocas están atravesadas por venillas aplíticas. Los grandes anfíboles primarios indican un origen gabroico o hooibergítico para estas rocas.

En otras rocas, la estructura es fuertemente lepidoblástica y no se encuentran ya grandes restos lenticulares de anfíbol primarios en ellas. H 297 (D 16923, D 16924, D 16926), H 299 (D 16927) y H 302 (D 16933) son rocas de este tipo. Estas rocas están delgadamente laminadas, microscópicamente parecen ser rocas totalmente recrystalizadas, de estructura lineal muy fina, producida por la distribución muy regular de cristales equigranulares de anfíbol y de andesina. Estos cristales son elongados, bastante pequeños y muy claros; contienen inclusiones poikiliticas una de la otra. La magnetita se presenta en pequeños granos, entre o dentro de otros minerales. El epidoto se presenta en cierta cantidad en estas rocas. Algunas veces se presenta junto con calcita y sericita; en parte, las cuales originalmente fueron cristales plagioclasas. Finalmente se han encontrado anfíboles esquistos compuestos casi completamente de hornblenda verde pleochroítica.

Este mineral se presenta en agujas finas y prismas, o en prismas elongadas tabulares. La clorita se encuentra frecuentemente. Estructura porfiroblástica marcada por grandes cristales de hornblenda y clorita (pennin) se presenta.

En muchas anfíbolitas una cantidad mayor o menor de epidoto secundario se encuentra. Si la cantidad de epidoto y hornblenda son aproximadamente iguales, se trata de un epidoto-anfíbolita. En L 287 (D 16975-D 16977) por ej. encuentra un epidoto-anfíbolita muy laminado, microgranoblástico.

Difiriendo completamente de las anfíbolitas arriba mencionadas, son los piróxenos anfíbolitos procedentes de V 115 (D 16948, L 438 (D 16577, L 570 (D 16608) y M 277 (D 16725. Estas rocas presentan macroscópicamente lentes alternando y fajas de color verde oscuro y más claro, dando la impresión de esquistos. Microscópicamente aparece que estos colores son producidos por hornblenda verde y por piróxeno casi incoloro. La estructura es la de un Hornfels-Struktur. Los minerales forman granos isodiamétricos o ligeramente elongados. Los constituyentes minerales principales son el anfíbol, piróxeno y plagioclasa. Las diferentes fajas aparecen formadas de plagioclasas con anfíbol predominante, o en otras fajas predominando el piróxeno. La plagioclasa es clara, nunca maclada, variando su composición desde albíta a andesina, prevaleciendo el último. En las fajas ricas en augita se presenta la plagioclasa en mayor cantidad que en las fajas anfíbolíticas. El anfíbol es verde, pleochroítico. Este mineral presenta más que nada una característica de elongación de los cristales. Prevalecen mayormente sobre la plagioclasa y el piróxeno conjuntamente, por lo menos en las fajas de anfíbol. El piróxeno es augita diopsódica incolora. Ocurren granos de magnetita accesoria y agujas de apatito. El epidoto se encuentra reemplazando la augita. En general, estas rocas están bastante intactas. De su origen nada puede decirse. Muy probablemente estas rocas, que se encuentran como inclusiones en la introducción diorítica, representan rocas metamórficas en un estado bastante avanzado de metamorfismo.

Pórfidos-Dioríticos-Cuarzíferos.—Se tomaron muestras de muchas rocas de este tipo en la parte Norte de la intrusión, especialmente cerca del contacto con la formación de las Tobas. Tres diques de este tipo de roca fueron encontrados en la Formación de las Tobas cerca del contacto. Estos se originaron muy probablemente de la intrusión principal, que cae allí próxima debajo de la superficie de las rocas de la Formación Tobácea. Los otros pórfidos dioríticos cuarzíferos se presentan como diques en las dioritas cuarzíferas. Macroscópicamente las rocas son blancas, grisáceas principalmente, verdes o parduzcas por efecto de la intemperie. Los fenocristales son de cuarzo y plagioclasas, son visibles en una masa básica de grano fino a afanítica. Microscópicamente vemos porfiditas más fenocristales son de cuarzo y plagioclasa y frecuentemente se encuentran restos bien ácidos, con una masa básica predominante más o menos fuertemente. Los

fenocristales son de cuarzo y plagioclasa y frecuentemente se encuentran restos de fenocristales máficos como agregados de la clorita, la calcita y algunas veces epidoto o mineral oxidico pardo. La hornblenda inalterada o fenocristales de biotita nunca se presentan. Los fenocristales de cuarzo se encuentran algunas veces en cantidad mayor, generalmente igual o menor que las plagioclasas y de una cantidad mayor que los fenocristales alterados máficos. El apatito, la titanita y la magnetita, son minerales accesorios.

Los fenocristales plagioclasas son cortos o largos prismas maclados simples, que frecuentemente se encuentran en grupos. En los inalterados, intactos, delimitan claramente con la masa básica. La composición media varía desde la albita, por la albita oligoclasa hasta la andesina. Con frecuencia son muy polvorientas y los cristales están redondeados, producido esto por la masa básica que se introduce con los fenocristales plagioclasas. Esta ha sido alterada de muy distintos modos, por la acción de la intemperie. Vemos albitización, cloritización sericitización y epidotización en cantidades variables. El cuarzo forma fenocristales idiomórficos, generalmente inalterados, bellamente claros, conteniendo líneas de inclusiones. Frecuentemente están redondeados, y parcialmente reabsorbidos por la masa básica. Mostrando algunas veces un ancho borde de reabsorción. En algunas secciones delgadas, los fenocristales de cuarzo están partidos y los fragmentos descansan próximos uno al otro con masa básica entre ellos. Por lo tanto, durante la intrusión, los fenocristales fueron rotos y después se consolidó la masa básica entre los fragmentos. Aquí, localmente tenemos estructura protoclástica. El magma parcialmente consolidado, debe haber sido afectado por esfuerzos y esto puede considerarse como una indicación para la coincidencia de una orogénesis y la intrusión.

Los agregados de productos de la alteración de minerales máficos, algunas veces muestran las formas de prismas de anfíbol. Están compuestos principalmente de calcita y o clorita. La calcita puede ser microcristalina o de grano mediano. La clorita forma granos de figura irregular, verde oscuro no pleocroíticos. En otros lugares este mineral es un producto verde claro pleoclorítico de la alteración de la biotita. La masa básica es holocristalina de grano fino a pequeño. La estructura es panalotrimórfica granulosa, o hipidiomórfica micrograníticas. Los componentes son cuarzo y plagioclasa y amenudo clorita, calcita, mineral oxidico y algunas veces pequeñas laminillas verdes de biotita pleocroítica. En la masa básica microgranítica mencionada últimamente, la plagioclasa forma pequeñas láminas, y algunas veces, microgranofírico entrelazado con el cuarzo, se presenta. La clorita puede entonces encontrarse en pequeñas hojas veteadas entre los otros minerales. La masa básica está frecuentemente alterada, se presenta la silicificación y en otros casos está reemplazada por calcita fina y polvos de sericita. En L 318 (D 16512) la masa básica es una clorita inotrópica, dispuesta fluidalmente, calcita y masa de sericita. Muchos de los cuarzo-diorita están totalmente solificados y forman diques de cuarzo con una estructura de restos porfíricos.

Pórfidos-Dioríticos. — Hornblendas. — Encontramos dos tipos distintos de estas rocas en A 492 un pórfido-diorítico-hornblenda, en una masa básica cripto a microcristalina, se presenta, en tanto que A 497 (D 17106) y en H 630 (D 16971) rocas de este tipo con una masa básica holocristalina bastante gruesa, se presentan.

El Pórfido-Diorítico-Hornbléndico de A 492 (D 17101) es una roca de color claro con fenocristales oscuros en una masa básica oscura. Microscópicamente vemos fenocristales mayores y más pequeños de anfíbol y plagioclasa en una masa básica cripto a microcristalina, consistiendo de un agregado fino panalotrimórfico de un mineral incoloro (probablemente plagioclasa y cuarzo) con epidoto y anfíbol, ligeramente mayores y microlitos de magnetita. Las cantidades de masa básica y de fenocristales son aproximadamente iguales. Las plagioclasas son claras y algunas veces fuertemente afectadas por la intemperie. idiomórficas, isodiamétricas o fenocristales prismáticos; presentan maclas y zonas. Cuando descompuestas, están afectadas por la intemperie hasta convertirse en epidoto, calcita y sericita. La composición media de la plagioclasa es andesina. Los fenocristales de anfíbol son verdes oscuro pleocroíticos, idiomór-

ficos y frecuentemente maclados. Algunas veces contienen inclusiones de mineral o de epidoto. Por la acción de la intemperie, están reemplazados por clorita o epidoto con mineral. La magnetita es un mineral accesorio, en cristales de grano mediano.

En H 630 hay una roca gris clara porfídica con plagioclasas claramente visibles, cuarzo, anfíbol y fenocristales de biotita. Microscópicamente vemos que la cantidad de fenocristales es aproximadamente igual a la de la roca básica. Los fenocristales son pp. rotos en fragmentos angulares. Las plagioclasas son claras isodiamétricas y cristales prismáticos, frecuentemente con maelas o disposición por zonas. La composición media varía desde andesina o labradorita. Algunos fenocristales claros de cuarzo, más pequeños, se encuentran. El anfíbol forma pequeños y mayores granos diomórficos de hornblenda verde pleochroítica en una cantidad pequeña. La biotita se presenta en cantidad mayor que el anfíbol y menor que la plagioclase. Se presenta en cristales pleochroíticos pardos grandes y más pequeños. La masa básica es un agregado claro polvoriento de granos de cuarzo, laminillas plagioclasas, laminillas de biotita, escamas de hornblenda, agujas de apatito y granos de mineral.

En A 497 hay un pórfido-diorítico común, por su estructura porfídica. La composición mineralógica es la misma que la de la diorita.

Diques de Rocas Leucocráticas.—A este grupo pertenecen varias rocas diques, de color claro. Son en parte de origen magmático (diorita, aplita, grano diorita aplita, plagiaplita) en parte de origen postmagmáticos (rocas, cuarzo-epídotos, rocas de cuarzo y rocas epídotos). Estas forman claramente diques en las hooibergitas, gabros, anfíbolitas y cuarzo-dioritas. Generalmente estos diques son estrechos, algunas veces anchos. En M 252 se encuentra un dique muy grande que mide 15 metros de diámetro.

Las rocas aplíticas son grano-diorita, aplita, plagioplita y diorita aplita, son rocas holocristalinas panalotrimórficas de grano mediano o grueso, blancas, amarillentas o rosadas. Se componen principalmente de feldespato y cuarzo. Los minerales oscuros son biotita y mineral, que se presentan en número reducido y en pequeños cristales. El cuarzo es blanco y el feldespato algunas veces rosado. Microscópicamente, las aplita grano dioríticas presentan los siguientes componentes: orthoclase, microclina, albita, oligoclase, andesina, cuarzo, entre crecimiento de albita y de cuarzo, microclina, peritita myrmequita, biotita, granate, apatito y magnetita. Epidoto secundario, diorita y limonita se encuentran. El cuarzo se presenta en cantidad más pequeña que la plagioclase y en mayor cantidad que el kalifelspat. La mirmekita se encuentra en el borde del cuarzo y microclina, o plagioclase. El entrecrecimiento granofirico de cuarzo y albita es algunas veces bastante grueso, casi gráfico. La biotita presentándose en pequeñas laminillas, generalmente afectadas por la intemperie hasta convertirse en clorita pleochroítica, verde clara.

En las plagiaplitas, no se presentan kalifelspatos. La biotita y la muscovita están presentes al lado de la clorita esferoidal verde clara. El epidoto se encuentra en una cantidad bastante mayor que en los granos-dioritas-aplitas.

Una plagioplita debe mencionarse por separado, por su estructura especial. En D 314 (D 16507) encontramos una roca-dique, blanca, la cual microscópicamente muestra una estructura típica. La albita idiomórfica y prismas oligoclases descansan en y alrededor de granos de cuarzo alotrimórficos y forman entonces una estructura casi intersertal. El cuarzo es claro, la plagioclase es polvoriento y sericitizada. La magnetita y el hematite se presentan en esta roca.

Las aplitas están afectadas por cataclasis en varios lugares y las mismas estructuras, descritas en las otras rocas dioríticas se presentan. La extinción se hace ondulatoria, los cristales están partidos al margen y comienza la estructura de mortero y continúa la desintegración y restos lenticulares de los cristales originales descansan en una matriz milonítica de granos triturados. La solución SiO_2 era móvil y el cuarzo secundario, se encuentra con granos nuevos y corrosivos en los cristales primarios. La naturaleza quebradiza de las rocas aplíticas, estaba muy propicia para la milonitización. Los aplites suministraron

las muestras más notables de gneissificación y milonitización. En la lámina, las figuras 10 y 11 presentan rocas aplíticas fuertemente cataclásticas.

Las rocas diques post magnética, son verde claras a verdes y parduzcas en superficies afectadas por la intemperie. Se encuentran en una ocasión amígdalas de cuarzo blanco en la roca verde. Estas rocas están formadas de cantidad variable de cuarzo y epidoto. Son de grano grueso, mediano y pequeño. En H 248 se encuentra el epidoto enteramente. Los cristales de epidoto son gruesos y muestran contornos poliangulares. Este mineral se presenta junto con clorita verde pleochroítica y titanita. En H 251 (D 16910) y M 185 (D 16675) el epidoto predomina sobre el cuarzo. H 251 tiene amígdalas, rellenas de cuarzo claro y en la periferie con epidoto claro poliangular, algunas veces dispuestos radialmente en prismas. Estas amígdalas descansan en una matriz compuesta de granos medianos polvorientos de epidoto y algún cuarzo. En A 489 (D 17097) una roca cuarzifera de grano fino a mediano con clorita y venillas de epidoto. En A 292 (D 17013) y M 192 (D 16684) el cuarzo de grano fino y el epidoto son equivalentes. En M 188 (D 16678) hay una roca epidoto-cuarzo-clorítica, predominando el epidoto. La clorita se presenta junto con la titanita y es probablemente biotita alterada de las rocas del distrito. La magnetita está presente como un accesorio.

Diques de Rocas Lamprófidas: Varias *Malchitas*, algunas espesartitas y una odinita fué encontrada. No vimos una distribución especial en la presencia de los lamprófidos. Se encuentran como diques oscuros en las dioritas cuarzíferas.

Las *malchitas* son rocas verdes de grano fino a pequeño. Microscópicamente las rocas consisten principalmente de plagioclasa, hornblenda y cuarzo. Las cantidades de minerales claros y oscuros son casi iguales. La estructura es holocristalina hipidiomórfica, de grano fino a mediano, granular, en tanto que se presentan algunos cristales grandes de anfíbol y plagioclasa. La plagioclasa es andesina, labradorita y albita. La albita es siempre alotrimórfica. Algunas veces forma cristales grandes encerrando anfíbol idiomórfico, raro, y prismas plagioclasas. Esta es la misma estructura peculiar que encontramos en la diorita cuarzifera en varias muestras. La estructura corriente está determinada por prismas de anfíbol hipidiomórfico, equigranulares y plagioclasa. El anfíbol frecuentemente es también idiomórfico. La plagioclasa forma pequeñas laminillas y prismas cortos, maclados, que son en su mayoría idiomórficos con respecto al cuarzo, en tanto que algunas veces el cuarzo y la plagioclasa se entrelazan uno con el otro. El cuarzo es claro; la plagioclasa ligeramente polvorienta y el anfíbol es verde claro pleochroítico. Es siempre idiomórfico con respecto al cuarzo. Grano de titanita, pequeños granos de magnetita y pequeñas agujas de apatito, se encuentran accesoriamente.

La espesartita procedente de A 493 (D 17102) y L 288 (D 16478, D 16479) estructuralmente y constructivamente muy parecida a las *malchitas*. Difiere de ellas por la presencia de orthoclasa en granos alotrimórficos. La *Odinita* precedente de H 306 (D 16935) es una roca de grano fino, verde parduzca, microscópicamente se compone de laminillas plagioclasas hipidiomórficas y agujas de anfíbol parduzcas idiomórficas y granos de clorita, que son probablemente piróxeno alterado. La estructura es hipidiomórfica.

Inclusiones extrañas en la intrusión diorítica.—Anfibolitas difiriendo en estructura y composición de todas las anteriormente descritas, se presentan como inclusiones en las dioritas en L 277. Rocas porfíricas verdes oscuras con masa básica, densa, muestran microscópicamente fenocristales de augita reemplazados en sus periferias por anfíbol, en una masa básica de grano fino a mediano panalotrimórfica, formada de anfíbol y feldespato. El anfíbol es oscuro a verde claro, pleochroítico, de forma irregular, frecuentemente reemplazado por epidoto o diorita. A pesar de su figura irregular, algunas veces sugieren por su disposición una estructura ligeramente lineal. Los feldespatos forman cristales isodiametricales, de grano fino a mediano, que son más o menos claros. La orthoclasa *microclina*, *albita* y oligoclasa se presentan. El apatito y la titanita son minerales accesorios. Los fenocristales son augitas diopsídica primaria, más o menos reemplazada por anfíbol con muchas inclusiones poikili-

ticas de feldespatos y anfíbol. Muchos fenocristales de anfíbol presentan la forma de la augita. Estas augitas son iguales a las encontradas en las porfiditas de la Formación Tobácea. La masa básica es muy distinta a las que se encuentran en las otras anfíbolitas por razón de su distribución más uniforme, grano fino y estructura equigranular granoblástica. Estos rasgos sugieren una roca original porfídica de la formación Tobácea, alterada por el metamorfismo de contacto. Estas rocas están también cortadas por diques leucocráticos.

En H 296 se presenta un cuarzo-silimanita, mica, esquistos, junto con anfíbolitas fuertes y finalmente laminadas. La roca es como fieltro de color pardo claro. Microscópicamente aparece formada de cuarzo, mica parda, silimanita y magnetita accesoria. El cuarzo se presenta en grandes granos, claros alotrimórficos, la silimanita en largas agujas; la mica en granos pardo claros, pleochríticos. Su estructura laminar es producida por la silimanita y la mica. El mineral oxidico en granos grandes y pequeños se encuentra extendido con irregularidad en la roca. Se desconoce el origen de esta roca bastante fuertemente metamórfica de contacto.

En L 291 (D 16486) se encuentra un anfíbol-diorita-plagioclase-esquistos, con muchas biotritas. La roca es verde oscura laminada. Microscópicamente presenta una estructura laminada producida por rayas de biotita y los anfíboles verdes elongados. La biotita es parda clara, pleochrítica, algunas veces se encuentra dentro de los cristales de anfíbol. El anfíbol es hornblenda verde corriente. Las cantidades de ambos son equivalentes y conjuntamente ocupan mayor espacio que la andesina, que es el único mineral claro. Están presentes algunos cristales de piróxeno rómbico. La magnetita y el hematite son minerales accesorios. La clorita y muchos granos gruesos de epídoto, constituyen los productos de la descomposición de los máficos. El origen de esta roca se desconoce.

En M 237 (D 16704) se presenta un calco-silicato honfels como inclusión en la diorita. Se desconoce el origen de esta roca. Tiene estructura laminada porfida-blástica, con masa básica granoblástica de grano mediano, en tanto que los fenocristales son altamente pokiloblástico. Los porfidoblastas son anfíboles, o reemplazando calcita y epídoto, este último alotrimórfico pseudomórfico con el anfíbol. El anfíbol es secundario, tabular, pero sin carácter, sin embargo uralítico. Probablemente este es el resultado de un grado más alto de metamorfismo que en las uralitas-porfídicas. La masa básica está compuesta de microclina clara, albita y andesina en forma de redondeados granos poligonales alotrimórficos y de granate amarillo idiomórfico rodeado de calcita. La magnetita, pirita y zircón, también se encuentran. La calcita llena los espacios entre los otros minerales.

La Formación Habana.—El nombre de Formación Habana fué dado por Palmer (32) a los estratos del Cretáceo Superior cerca de la Habana. M. G. Rutten dió el mismo nombre a todos los estratos de la isla, pertenecientes al Cretáceo Superior, los cuales pueden variar bastante en caracteres litológicos y petrográficos, pero que contienen la misma fauna y son de la misma edad.

En el Sur de la Provincia de Santa Clara, esta formación aflora en muchos lugares en bastante pequeñas superficies. Estas áreas han sido mayores que las encontradas hoy, como puede verse de la Formación Habana que descansan sobre la Formación Tobácea, en varios lugares en el centro del área ocupada por las tobas. Probablemente ella cubrió varias regiones de la isla y ha sido afectada profundamente por denudación, durante el Eoceno Medio e inferior.

Las rocas de la Formación Habana se encuentran principalmente en los bordes de las cuencas Terciarias, donde las rocas Terciarias transgresivas no las cubren, extendiéndose sobre ellas.

La edad de la Formación Habana está determinada por la presencia del género foramenífero. *Lepidorbitoides* y *Orbitoides*, que son en Europa fósiles índices para los estratos del Maastrichtiano. Además se encuentra una extensa fauna de *Globigerinidae*, y *Vaughanina*, *Camerina*, *Rudistas*, *Corales*, *Echinides*, y una pequeña cantidad de *Radiolaria*. En la lista paleontológica las especies serán enumeradas con los lugares de procedencia. Las rocas de la Formación Habana son transgresivas sobre las dioritas (A 486) y sobre la Formación Tobácea, en muchos lugares Material Detrítico de estas dos formaciones se en-

cuentra en los conglomerados de la Formación Habana, por ejemplo, fragmentos de porfiritas y espilitas de la Formación Tobácea y de cuarzo-dioritas y aplitas de las dioritas. Con mucha frecuencia estos fragmentos se encuentran junto con varios fósiles típicos del Cretáceo Superior.

La inconformidad estructural entre la Formación Habana y la Formación Tobácea puede verse claramente en el plano, en los alrededores de Soledad, al Suroeste de Palmira, al Norte de Jutía y alrededor de Fomento. En esta región última la Formación Habana forma un sinclinal.

En la parte Oeste del Sur de Santa Clara es difícil asegurar si entre la Formación Habana y el Eoceno Superior existe estructuralmente conformidad o inconformidad. Estratigráficamente, hay un vacío grande entre ambas formaciones. En la parte Este de la Provincia ocurre una inconformidad estructural, como puede verse del plano al Noroeste de Cabaiguán. Aquí las direcciones de los Estratos del Terciario y del Cretáceo Superior son divergentes.

Las estructuras de la Formación Habana en la parte Oeste de la Provincia son sencillas. En la parte Este, cerca de Fomento y Guayos y al Norte de Zaza del Medio el plegamiento es mucho más fuerte y se presentan sinclinales y anticlinales muy pendientes. En la Carretera Central, por ejemplo, al Sur de Guayos, esto está bien expuesto. Al Sur y al Este de Fomento en V 332 y L 573 también en V 307 al Suroeste de Guayos las rocas de la Formación Habana están hasta invertidas.

La Formación Habana al Norte de Jutía, está limitada al Norte por una falla, la cual en el paisaje se caracteriza por una inclinación muy pendiente de la loma compuesta de rocas de esta formación.

La Formación Habana comprende calizas microconglomeráticas, tobáceas, margas tobas cristalizadas, tobas vítreas y probablemente porfiritas también. Las tobas vítreas se encuentran únicamente en dos localidades. Todos los demás tipos de rocas, salvo las porfiritas, se presentan en todo el distrito, alternando irregularmente una con la otra. Las tobas volcánicas y las calizas tobáceas demuestran una actividad volcánica durante los tiempos del Cretáceo Superior. M. G. Rutten describe intrusiones de porfiritas en la Formación Habana y llega a la conclusión siguiente: Podemos considerar la actividad volcánica, durante la sedimentación de la Formación Habana, como el Ocaso de la actividad ígnea que formó las intrusiones dioríticas más antiguas. En la parte Sur de la Provincia no se han tomado muestras de rocas porfiríticas de la formación Habana, aunque debe mencionarse, que en el rumbo, desde Guayos (Carretera Central) al Noreste y en menos cantidad, en el rumbo, desde Zaza del Medio al Noreste, muchos bloques grandes de porfiritas están distribuidos irregularmente en la región de las margas blancas y calizas, las cuales a consecuencia de sus características tectónicas y litológicas muy probablemente pertenecen a la Formación Habana. Como estos rumbos orientados eran muy largos, no se pudieron recoger muestras; así es que no estamos seguros de edad y carácter de estas porfiritas.

Las tobas vítreas se encuentran en V 367 (D 16582, D 16883) y V 369 (D 16884). Son blancas amarillentas, o púrpuras blancuzcas claras en una muestra están atravesadas por muchas finas venas de epidoto. Se distingue de las tobas vítreas de la Formación Tobácea por sus colores. Microscópicamente vemos tobas vítreas nubladas, pp calcificadas, pp cloritizadas y en un caso, atravesadas por pequeñas venas de epidoto. V 367 lleva grandes inclusiones de fragmentos de roca epidotizadas y silicificadas y de cristales separados.

En A 442 (D 17062) existe una roca de color purpurina, densa, arcillosa, presentando al microscopio una masa vítrea con muchas pequeñas agujas de color claro, microcristalinas de birefringencia baja, formando junto con la limonita parda, la clorita verde polvorienta y mineral oscuro, una masa de roca muy polvorienta. Algunos cristales mayores, de plagioclasa, se presentan y de cuarzo, anfíbol y epidoto.

En A 443 (D 17063) hay una roca verdosa de grano fino. Microscópicamente vemos una toba microcristalina, con gran cantidad de fragmentos claros, pequeños, de cristales, prevaleciendo en cantidad sobre la base cripto a

micro cristalina. Los fragmentos de cristales son de andesina, (prismas maelados) anfíbol más o menos calcificada o cloritizada biotita y mineral.

Otra muestra procedente de A 443 (D 17064) es una tobita con un cemento de diorita cuarzifera, porfídica, aplitas diorita, Formación Tobácea, porfirítica, espilitas, tobas, tobas vitreas, material esquistoso y granos de cuarzo, Plagioclasa, augita, anfíbol y clorita.

En las calizas conglomeráticas se presentan las siguientes inclusiones: fragmentos de diorita cuarzifera, porfídica, aplitas diorita, Formación Tobácea, porfirítica, espilitas, tobas, tobas vitreas, material esquistoso y granos de cuarzo, Plagioclasa, augita, anfíbol y clorita.

Es difícil distinguir las tobas de la Formación Habana, de las de la Formación Tobácea M. G. Rutten enumeró varios rasgos distintivos que se mantienen verídicos para las facies del Sur de la Formación Habana en la Provincia de Santa Clara. El más importante es la constante presencia de fragmentos de cristal de cuarzo claros en la Formación Habana. Otros rasgos distintivos son: 1. la presencia de plagioclasas maelada, clara, en la Formación Habana, 2. la presencia de fósiles del Cretáceo Superior como p. ej.: Orbitoides, *Camerina dickersoni* *Vaughanina cubensis* y fragmentos Rudistas, 3. la presencia de material detrítico de rocas cloríticas, la segunda es una característica muy buena, porque se encuentran fósiles en muchas de las muestras, y la diferencia con otras formaciones resulta evidente.

Las calizas de la formación Habana generalmente son rocas amarillas, algunas veces verdosas o rojizas, compactas, conteniendo muchos fósiles. Son de estratificación delgada a laminar y algunas veces se presentan en porciones de 15 metros de ancho. Microscópicamente vemos calizas cripto-a microcristalinas, con pedazos de calcita de grano mediano y natural fosilífero, algunas veces llevan algunas cuantas pequeñas inclusiones de fragmentos de cuarzo, plagioclasa y calcita.

Las margas son blancas (en un lugar púrpuras) y compactas. Frecuentemente contiene Foraminifera pequeña, relacionada a la *Globigerinidae*. Las margas alternan repetidamente con las calizas y calizas microconglomeráticas.

En V 79 (D 16835) se encuentra una caliza de la Habana casi totalmente silicificada. Esta roca está reemplazada por granos muy pequeños de Si. O₂ y cuarzo esferoidal. Algunas de las *Foraminifera* han conservado su calcita, pero la mayoría de ellas están silicificadas.

Las rocas de la formación Habana están formadas en el fondo submergente de un mar de poco calado. Con respecto al espesor de la Formación Habana, debe mencionarse, que posiblemente grandes cantidades de rocas han sido arrastradas por la denudación y el espesor mínimo de 700 metros encontrada por nosotros no es representativo de la Formación. R. H. Palmer encontró un espesor de 7000 pies para esta Formación de la Provincia de la Habana.

LISTA DE FOSILES DE LA FORMACION HABANA

? <i>Archaias rutteni</i> Palmer	L.128, A.454.
<i>Camerina dickersoni</i> Palmer	M.20, M.62, M.76, H.614, L.67, L.128, L.129, L.130, L.136, L.138, L.139, L.435, L.547, L.548, A.62, A.438, A.441, A.457, A.461, A.466, V.38, V.43, V.71, V.300, V.307.
<i>Camerina</i> sp. c.	L.128.
<i>Vaughanina cubensis</i> Palmer	M.20, M.62, M.64, M.65, H.601, L.67, L.136, L.170, L.214, L.435, L.547, A.436, A.437, A.441, A.457, A.461, V.36, V.37, V.38, V.43.

<i>Orbitoides browni</i> (Ellis)	M.29, M.62, M.64, M.76, M.101, L.129, L.136, L.140, L.205, L.225, L.547, L.548, A.62, A.436, A.437, A.438, A.466, V.36, V.43, V.71, V.300.
<i>Orbitoides apiculata</i> Schlumberger ..	M.101, L.136, L.138, L.225.
<i>Orbitoides palmeri</i> Gravel	M.29, L.128, L.225.
<i>Orbitoides</i> sp.	M.20, H.601, L.435.
<i>Lepidorbitoides rutteni</i> Thiadens	L.128, L.140.
<i>Lepidorbitoides rutteni</i> var. <i>armata</i> Thiadens	L.128.
<i>Lepidorbitoides mackillavryi</i> Thiadens.	L.128, L.140.
<i>Lepidorbitoides palmeri</i> Thiadens	L.128.
<i>Asterorbis</i> sp	M.62, M.101, L.67, V.36, V.43, V.71.
<i>Pseudorbitoides israelski</i> Vaughan and Cole	M.62, M.65, A.457, A.461, V.36, V.37, V.43.
<i>Pseudorbitoides trechmanni</i> H. Douvillé	H.614, A.436, A.437.
Rudist fragments	M.20, H.55, H.271, H.274, H.614, H.617, H.621, L.170, L.205, A.461, A.466, V.38, V.71, V.300, V.301.
<i>Mitrocaprina tschoppi</i> (Palmer) ¹⁾	H.616.
? <i>Antilocaprina</i> sp.	H.627.
<i>Barrettia sparcilirata</i> Whitf	L.128, H.627.
<i>Parastroma sanchezi</i> H. Douvillé	L.549, L.550, L.553, L.554.
<i>Radiolites macroplicatus</i> Whitf	T.1384.
<i>Bournonia planasi</i> Thiadens	H.241, H.245, L.225.
<i>Bournonia</i> n.sp.	H.601.
<i>Bournonia</i> sp.	H.206.
<i>Biradiolites aquitanicus</i> Toucas	H.624, L.549.
<i>Tampsia rutteni</i> Vermunt (in lit.)	H.614.
<i>Durania</i> sp.	H.260.
<i>Titanosarcoclitites giganuteus</i> (Whitf.) ..	H.245, H.624, L.128, L.138, A.450.
<i>Hawkinsia cubae</i> (Hawkins) ²⁾	H.233.
<i>Lanieria lanieri</i> Cotteau ²⁾	H.233, T.1312, T.1316, T.1317, L.130, L.220.
<i>Brissoides</i> op ²⁾	T.1312.

TERCIARIO.

Estrato del Eoceno Superior. Oligoceno y Oligomioceno. Superior. Litológicamente y en el campo estos son muy similares y difíciles de distinguir. En el Laboratorio pudieran ser separados por sus fósiles, especialmente por la *Foraminífera*. Por esta razón hemos indicado en el plano todas las rocas terciarias de un color, en tanto que la E, EO, O y M indican aquellos lugares donde estamos seguros de la edad especial de las rocas. Hay una marcada diferencia entre las faunas de las rocas encontradas en localidades mareas con la O y con la M en el plano, pero no es absolutamente seguro que las rocas consideradas como "Mioceno", no sean Oligo-Mioceno Superior. En los lugares marcados EO se han encontrado *Foraminífera* del Eoceno Superior junto con otras del Oligoceno (pág. 47) y por lo tanto están tratando con estratos de transición. Estas faunas serán descritas en un estudio separado que está en imprenta con la Revista de Paleontología que aparecerá durante este año. Los lugares de tomas de muestras de las diferentes especies están numeradas en listas en las páginas 46-47. Las rocas del Eoceno Superior contienen *Discocyclina Dictyocono* *Helicolepidina* y *Lepidocyclina* (*Isolepidina*) las del Oligoceno contienen *Eulipidina* y *Nephrolepidina*. Los depósitos del Oligo-Mioceno Superior contienen *Miogypsina*, *Amphisorus* y *Archaias*.

1) determinavit H. J. Mag Gillavry.

2) determinavit J. Van Soest.

En la parte Sur de la Provincia de Santa Clara se encuentran en muchos lugares las rocas Terciarias. Los afloramientos mayores se presentan al rededor de Cienfuegos, y al Norte de Caracas, y también al Nordeste de Trinidad y al Sur y Este de Sancti Spíritus. Las dos regiones mencionadas en primer término están en conexión con la gran cuenca de Colón, las dos últimas con la cuenca de Morón. Es más, los Estratos Terciarios se encuentran al Norte y al Sur de Manacal, en dos pequeños sinclinales en los esquitos.

Alrededor de Cabaiguán se presentan Estratos Terciarios plegados, fuera de lugar, sobre rocas de la Formación Habana. En L 104 al S E de Cruces finalmente se ha encontrado un pequeño afloramiento Terciario. Estas rocas últimamente mencionadas pueden ser sinclinales o rodeadas por fallas. Los Estratos Terciarios son transgresivos sobre todas las Formaciones más antiguas, como puede verse en el plano. Estratigráficamente debe existir una gran falta de conformidad entre el Cretáceo Superior y el Eoceno Superior, pues las rocas del Eoceno Medio e Inferior nunca se han encontrado. Se presenta también una falta de conformidad estructural entre los estratos de la Habana y los del Eoceno Superior, aunque no en todos los lugares donde lindan uno con el otro. Esta falta de conformidad estructural aflora alrededor de Cabaiguán, donde están plegados los Estratos del Cretáceo Superior en una dirección general Este a Oeste. Y los Estratos Terciarios están plegados de modo más suave con dirección N. O. al S. E. Es más, al Norte de San Juan, se ha encontrado una falta de conformidad estructural entre ambas formaciones; como puede verse en el plano de M. G. Rutten. En los grandes afloramientos del Terciario y de rocas del Cretáceo Superior al rededor de la bahía de Cienfuegos no pudo observarse falta de conformidad estructural alguna, aunque encontramos el Terciario extendiéndose sobre la Formación Habana. Como era difícil distinguir las rocas de ambas Formaciones en esta región, únicamente los fósiles eran decisivos.

El Terciario es transgresivo sobre las dioritas al Sur de Gavilán y de Sancti Spíritus y al Norte de Manacal; sobre la Formación Tobácea al Norte de Cienfuegos, al Sureste de Cruces, al Este de Cruces y al Sur de Sancti Spíritus; sobre los esquitos, al Norte de Trinidad y cerca de Manacal. Guijarros de todas estas formaciones se encuentran en las calizas conglomeráticas Terciarias.

En general, en la parte Sur de la Provincia, el Terciario está suavemente plegado. Únicamente al Norte de Cabaiguán se encontraron algunos buzamientos inclinados hasta los 50°. No se ha observado falta de conformidad inter-terciarias. En otros lugares de la Isla, por ejemplo, en Pinar del Río, una falta de conformidad clara entre el Eoceno y el Oligógeno de un lado y el Oligo Mioceno Superior del otro lado, ha sido notada. Palmer (32) también menciona esta falta de conformidad estructural inteterciaria. Los estratos Oligo-Mioceno Superior en nuestro distrito se presentan en tres lugares. En L 232 frente a Cienfuegos justamente a través de la bahía, los estratos del Oligo-Mioceno Superior son horizontales, en tanto que los estratos del Eo y Oligógeno a 2 Kmts. al Norte de Cienfuegos buzán hasta 30°. Aquí probablemente encontramos indicaciones de una falta de conformidad estructural. En M 591 y M 595, en la Carretera Central, cerca de Jatibonico, los estratos del Oligo-Mioceno Superior, tiene muy poco buzamiento (5° aprox.) en tanto los estratos del Eo-Oligoceno buzán algo más. Aquí sin embargo, no se presentan indicaciones de falta de conformidad estructural.

Los estratos terciarios están compuestos principalmente de margas blancas y margas amarillentas, calizas de estratificación delgada y también de calizas conglomeráticas y arenosas finas. En una localidad un esquisto arenoso, cálcico, rico en carbón, ha sido encontrado. Al Norte de Cabaiguán las rocas del Eoceno-Superior comienzan con una base conglomerática de grano mediano, en L 431 (D 16551, D 16552).

Las margas son estériles, o bien llevan muchas pequeñas *Foraminífera* que no pudieron ser aisladas y por lo tanto determinadas. Llevan pequeños granos de cuarzo, clorita y plagioclasa.

Las calizas son blancas, o amarillas, generalmente de estratificación delgada, algunas veces gruesa. Son estériles a veces, pero con frecuencia contienen muchos organismos. Son corrientes en el distrito las calizas de grano fino a margosas, con *Globigerinidae* y calizas orbitoidales de grano fino a mediano. Estas rocas también encierran material volcánico, que generalmente es detrítico y algunas veces tobáceo.

Las calizas conglomeráticas contienen muchas inclusiones, que miden generalmente de $\frac{1}{2}$ a 1 cm de diámetro, algunas veces más. Las muestras de L 431 (D 16551, D 16552), por ej. fragmentos de cuarzo-epídoto, esquisto, porfiritas, de masa-básica cloritizada, o feno cristales, dioritas cuarzíferas, granos de cuarzo, plagioclasas, (albita a labradorita, Myrmekita) microlinas, anfíbol, biotita, granate, clorita A. S. O.

Las cantidades de cemento cálcico y de fragmentos de roca varían mucho, predominando principalmente la calcita. En algunos casos encontramos en las calizas bien redondeadas, fragmentos porfíricos (material detrítico) al lado de fragmentos poliangulares de cristales de cuarzo o plagioclasa. Los últimos probablemente son de origen tobáceo y representan trazas poco seguras de actividad volcánica Terciaria.

Como ya se ha mencionado, todas estas rocas se distinguen únicamente por sus fósiles, de las de la Formación Habana.

Un Esquisto Terciario, cálcico, arenoso, rico en carbón, es una roca singular. Se encontró en L 433 (D 16554) descansando casi horizontalmente sobre margas blancas, estratigráficamente correctas. La roca es oscura, grisenta, pizarrosa, con una raya negra. Microscópicamente vemos un denso agregado de cuarzo estratificado y granos de calcita, escamas de muscovita y polvo de carbón negro.

En el Eoceno-Superior las calizas y calizas conglomeráticas predominan, en tanto que en el Oligógeno prevalecen las margas blancas. Los estratos del Oligo-Mioceno, que probablemente pueden paralelizarse con la caliza de Güines, están compuestas de margas arenosas a conglomeráticas.

FOSES DE LOS ESTRATOS DEL EOCENO SUPERIOR

<i>Dietyconus fontabellensis</i> (Vaughan) .	M.33, M.59, M.664, M.671, L.216, L.431, L.556, A.481, A.483, V.75, V.306, V.362, V.371.
<i>Camerina petri</i> M. Rutten	V.17.
<i>Camerina malberti</i> M. Rutten	V.18, M.664.
<i>Camerina</i> sp. cf. <i>C. parvula</i> Cushman ..	M.678.
<i>Camerina</i> sp. d. <i>Thiadens</i>	M.678.
<i>Camerina</i> sp. (is <i>Amphistegina cubensis</i> Palmer, pars)	M.33, L.119, A.481.
<i>Operculina</i> sp.	M.664, H.281.
<i>Lepidocyclina mortoni</i> Cushman	M.678, M.681, V.17, V.18.
<i>Lepidocyclina pustulosa</i> H. Douvillé ..	M.681.
<i>Lepidocyclina trinitatis</i> H. Douvillé ..	V.17.
<i>Heliocolepidina spiralis</i> Tobler	M.678, M.681, V.17.
<i>Discocyclina blumenthali</i> Gorter and v. d. Vlerk	M.678.
<i>Discocyclina cubensis</i> Cushman	V.18.
<i>Discocyclina vermunti</i> M. G. Rutten ..	M.664, M.678, M.681, V.17..
<i>Discocyclina</i> sp.	M.33, M.59, M.664, M.671, H.281, H.285, L.104, L.163, L.216, L.431, L.556, A.481, A.482, A.483, V.16b, V.18, V.306, V.362, V.371.

FOSES DE LOS ESTRATOS DE TRANSICION ENTRE EL EOCENO SUPERIOR Y EL OLIGOCENO

<i>Lepidocyclina maracaibensis</i> Hodson ..	L.588.
<i>Lepidocyclina mortoni</i> Gushman	L.588, L.590.

<i>Lepidocyclina supera</i> (Conrad)	L.588.
<i>Lepidocyclina tsehoppi</i> Thiadens	L.588.
<i>Lepidocyclina weeksi</i> Hodson	L.588.
<i>Lepidocyclina formosa</i> Schlumberger ..	L.588, L.590.
<i>Helicolepidina spiralis</i> Tobler	L.588.

FOSILES DE LOS ESTRATOS OLIGOCENOS

<i>Camerina</i> sp. A.	L.229.
<i>Camerina</i> sp. B.	L.229, H.4, H.10.
<i>Planularia</i> sp.	L.229.
<i>Lepidocyclina formosa</i> Schlumberger ..	L.229, H.25, M.587, M.596.
<i>Lepidocyclina undosa</i> Cushman	L.229.
<i>Lepidocyclina marginata</i> (Michelotti) ..	L.229.
<i>Lepidocyclina petri</i> Thiadens	M.587.

FOSILES DE LOS ESTRATOS OLIGO-MIOCENO

<i>Archaias adunca</i> (Fichtel and Moll) ..	L.232, M.591, M.595.
<i>Amplisorus matly</i> Vaughan	M.591, M.595.
<i>Miogypsina hawkinsi</i> Hodson	L.232, M.595.

Aun más, en los estratos Terciarios, mucha Pequeña *Foraminífera*, *Radio-laria*, Corales, *Lamellibranchiata*, *Gastropoda* y *Echinids*, se presentan. Como en la mayoría de los casos, era posible determinar la edad con los *Foraminíferos Mayores*, la determinación de los otros fósiles sería solamente de interés paleontológico. Esto no se ha hecho por dos razones, primero, por la falta de tiempo y segundo, porque parte del material era bastante deficiente.

CAPITULO III.

TECTONICAS.

Al estudiar los rasgos tectónicos de la parte Sur de la Provincia de Santa Clara, debemos tratar primeramente, de las tectónicas de la Formación de los Esquistos. Hay dos suposiciones posibles.

1º—La Formación de los Esquistos es un complejo autóctono.

2º—La Formación de los Esquistos en conjunto es parte de una masa de corrimiento o sobre empuje.

Primeramente estudiaremos la segunda posibilidad. La distribución de las rocas dioríticas al Oeste. Este y Norte de la Formación de los Esquistos nos induce, especialmente, a esta teoría. En este caso, el complejo esquisto sería una masa de corrimiento o sobre empuje, de origen desconocido proviniendo del Sur y descansando en el batolito diorítico. Durante el corrimiento ya los esquistos tienen que haber sido cristalinos. El movimiento orogénético fué pre-Maestríchiano, pues en las rocas de la Formación Habana, se encuentra material detrítico de los esquistos. Con esta suposición las siguientes observaciones probablemente pueden fácilmente ser explicadas: 1. La distribución de la diorita alrededor del complejo-esquisto. 2. El gran espesor de la Formación de los Esquistos, que pudiera ser solamente aparente, a consecuencia de la existencia de un amontonamiento de pliegues, uno sobre otro. 3. La falta de fenómenos de metamorfismo de contacto evidentes en los esquistos. 4. La existencia de esquistos verticales y vueltos al revés en el límite Norte. 5. La cataclasis en las dioritas, especialmente en el lado Sur cerca del límite con los esquistos. 6. La falta de material detrítico esquistoso en la Formación Tobácea. 7. El límite en línea recta, entre los esquistos y las dioritas del lado Norte de los esquistos.

La forma semejando una cúpula del complejo de los esquistos, no tiene que ser una objeción a esta teoría, pues puede haber sido producida por un movimiento del eje de las masas del corrimiento hacia el Oeste y al Este.

Sin embargo, hay algunas objeciones decisivas contrarias a la suposición arriba estudiada. Vemos que el frente de los supuestos pliegues o "nappes", descansa sobre las dioritas del lado Norte, y que el flanco de estos pliegues bu-

zea por debajo de la misma diorita del lado Oeste. Esto es tectónicamente imposible.

La segunda objeción es la presencia de rocas dioríticas dentro de los esquistos, (probablemente sean diques en los esquistos, aunque uno pudiera considerarlas como "inliers"), junto con las rocas hidrotermales de la mina "Carlota" en M. 254, que casi seguramente deben su origen a la acción hidrotermal de la Intrusión Diorítica (no conociéndose actividad volcánica alguna capaz de una acción hidrotermal, en tan grande escala, después de la Intrusión Diorítica.)

Una tercera objeción es la consideración de resultar casi imposible, que durante la enorme actividad orogénica, necesaria para el movimiento de las supuestas masas de corrimiento, las rocas de la Formación Tobácea, las cuales en esa época ya existían, se encuentren afectadas por una actividad orogénica de mediana intensidad únicamente.

La otra posibilidad es que los esquistos sean autóctonos. Todas las objeciones contra los pliegues o "nappes", resultan entonces por lo contrario, argumentos a favor de esta última teoría. En este caso los esquistos emergieron durante las orogénesis del Cretáceo Superior, y están separados, en su lado Norte de las Dioritas, por una gran falla recta. La falta de fenómenos de metamorfismo de contacto y posición casi vertical, y vuelta al revés de los esquistos del lado Norte, se explican probablemente por esta falla.

El espesor de la formación de los Esquistos, siendo casi de 12.000 metros, no es una objeción decisiva contra esta teoría. La actividad orogénica que después de la consolidación de las dioritas produjo los fenómenos cataclásticos muy probablemente, formó también la falla. No puede indicarse objeciones decisivas contra la segunda posición y estamos inclinados a adoptar esta teoría, como la más probable siendo al mismo tiempo, la más sencilla. La distribución de las dioritas alrededor de los esquistos, sigue siendo un hecho insólito. Tal vez el gran domo de esquisto, impidió al magma diorítico formar un batolito regular y el magma siguió el plano de discordancia entre los esquistos y las tobas.

Existen 4 fases diferentes de orogénesis, conocidas en el Sur de Santa Clara: la primera, durante el Cretáceo Superior, antes de depositarse la Formación Habana; la segunda, en el tiempo del Eoceno Medio e inferior, antes de la sedimentación del Eoceno Superior; la tercera, durante el Oligoceno antes de los tiempos del Oligomioceno Superior; y el cuarto, después de los tiempos del Oligomioceno.

La orogénesis del Cretáceo Superior, tiene que haber sido bastante fuerte. Probablemente los esquistos emergieron durante esta orogénesis, porque no se encuentran casi ningún fragmento de esquisto en la Formación Tobácea. La fuerte cataclasis de las rocas dioríticas ya consolidadas tuvo efecto o lugar durante esta fase orogénica pues los movimientos más recientes, fueron de poca importancia. Además, la falla entre las dioritas y los esquistos muy probablemente fué formada también durante esta orogénesis. La inconformidad estructural entre la Formación Habana y la Formación Tobácea, es bastante grande, como puede verse en el mapa alrededor de Cienfuegos y en Fomento; además, está probado por la existencia de material detrítico de las Formaciones antiguas, contenidas en las calizas conglomeráticas de la Formación Habana.

El movimiento del Cretáceo Superior en esta parte de la Isla parece venir del Sur, por la posición vertical e invertida de los esquistos del lado Norte del complejo y por la orientación en las rocas dioríticas cataclásticas.

La segunda fase de la actividad orogénica, tuvo una intensidad variable en distintas localidades. Las rocas de la Formación Habana, en la parte Sur Oeste de la Provincia están plegadas suavemente y casi conformables con el Terciario. No se observa aquí inconformidad estructural evidente entre la Formación Habana y el Terciario. Este último, recubre la Formación Habana en esta parte de la Provincia. En la parte Nordeste de nuestro distrito, la orogénesis del Eoceno Medio e Inferior ha sido mucho más fuerte, como puede verse de la inconformidad estructural existente entre la Formación Habana y el Terciario en la región alrededor de Cabaiguán y también, por los buzamientos relativamente fuertes, de la Formación Habana. La relación del movimiento del Eoceno Medio

Inferior, probablemente fué también de Sur a Norte según indican los estratos invertidos de Formación Habana, cerca de Fomento y de Guayos (Carretera Central).

La orogénesis Oligocena en este distrito, tiene carácter suave, como puede verse en los buzamientos ligeros de las rocas Terciarias a través del distrito. Únicamente, en los alrededores de Cabaiguán, nuevamente se encuentran algunos buzamientos más fuertes, atestiguando que en el lado Este y Norte del distrito, también se hizo esta orogénesis más fuerte.

La cuarta orogénesis está comprobada por los buzamientos muy ligeros de los estratos del Oligoceno, expuestos en la Carretera Central al Oeste de Jatibonico, en una distancia bastante grande. Esta orogénesis tiene que haber sido muy suave, pues los estratos Oligo-Miocenos tienen posición horizontal en L. 232, al Sur Oeste de Cienfuegos. Como estos estratos son los más recientes, reconocidos por nosotros, no estamos seguros en cuanto al límite superior de la edad de esta orogénesis. La dirección del movimiento de las dos orogénesis más recientes no se conoce en nuestro distrito, pues, los pliegues son muy suaves y de ningún modo indican una dirección especial de las fuerzas dinámicas.

CAPITULO IV.

NOTAS PETROGRAFICAS.

Se hicieron análisis químicos de cinco rocas, procedentes de la región Sur de la Provincia de Santa Clara, por Mr. W. Van Tongeren. Los resultados de estos análisis se presentan en dos listas, junto con los valores Niggli y el número de la Sección en el tetraedro Niggli.

- 1.—Aplita diorítica, M 210, 2 K al Sur de Manicaragua.
- 2.—Cuarzo-hornblenda-biotita-diorita. M 322. Río Arimao, 1 K N N W de Manicaragua.
- 3.—Anfibolita de la intrusión Diorítica, M. 255, 8 Kms., Sur de Manicaragua.
- 4.—Formación Tobácea Porfirítica, L 45, 2 kms. al Norte de Hormiguero.
- 5.—Hooibergita-piróxeno libre de cuarzo, L. 302, 4½ kms. al Sur de la Moza.

TABLA I (Porcentaje por peso.)

	1	2	3	4	5
SiO ₂	78.58	59.46	48.03	46.95	42.61
Al ₂ O ₃	11.80	15.69	11.70	19.49	12.47
Fe ₂ O ₃	.38	3.71	3.37	4.29	5.49
FeO	.17	4.17	7.65	7.89	8.43
MnO	sp.	.09	.15	.26	.13
MgO	.11	2.72	10.51	3.15	13.04
CaO	1.06	6.93	12.50	9.48	12.44
Na ₂ O	4.53	4.33	2.57	3.28	2.31
K ₂ O	2.36	1.15	1.08	.87	.31
H ₂ O	.42	.68	1.02	2.09	.89
H ₂ O	.24	.07	.21	.65	.24
TiO ₂	.07	.60	.75	1.34	1.54
CO ₂	.00	.00	.00	.02	sp.
P ₂ O ₅	.04	.25	.31	.14	.09
BaO	.03	.02	sp		sp
Cr ₂ O ₃	.00	sp	.06		.02
ZrO ₂	sp.				
S ₂	.02	.03	.02		.03
Sum	99.81	99.90	99.93	99.90	100.04

TABLA II (Valores Niggli.)

Número	1	2	3	4	5
al	47.5	28.8	14.3	26.5	13.6
fm	4.3	32.5	51.3	42.	57.1
C	7.8	23.2	27.8	23.	24.8
alk	40.4	15.5	6.6	8.5	4.5
si	538	186	100	114	78.5
qz	276	24	-26.5	-20	-40
K	0.25	0.15	0.22	0.15	0.08
mg	0.26	0.38	0.64	0.32	0.63
c/fm	1.82	0.712	0.542	0.547	0.434
Sección	VII	V	IV	IV	IV

Yo calculé los valores Niggli de estas rocas, junto con aquellas a que se refieren los análisis publicados por H. M. E. Schürmann (45) y M. G. Rutten (41), pues los cinco análisis nuevos, se ajustan bien a éste, y por lo tanto, parece innecesario reimprimir este diagrama. Con la integración, esta roca parece haber sido compuesta de 64.1% de feldespato 16.3% de hornblenda, 11.2% de cuarzo, 5.3% de biotita y 3.1% de mineral. La composición de esta roca, concuerda con el magma diorítico normal de Niggli, que pertenece al magma gran-diorítico. La diorita de M. G. Rutten, es mucho más ácida. Esto es asombroso, pues esta diorita se encuentra en interrupciones más pequeñas, dentro de las serpentinas y pudiera ser una diferenciación ácida más reciente, del magma cuarzo diorítico.

También se hicieron análisis de diferenciaciones básicas y ácidas, en extremo del batolito, una diorita aplita y un piróxeno hooibergita libre de cuarzo. El gran contenido de MgO, de este último, es un rasgo notable.

Se hizo un análisis de una de las anfibolitas para poder asegurar su origen. Del resultado, se deduce, que esta anfibolita es una orthoroca. Su composición química muestra alguna semejanza con el análisis 5 de Schürmann, de una roca gabroide, procedente de la serpentina en Santa Clara. Su contenido de alcali, sin embargo, es diferente.

Finalmente, fué analizada una porfírita de la Formación Tobácea. El carácter básico de esta roca, es notable.

Como hemos visto en las descripciones petrográficas de este trabajo, se han encontrado varios gruesos estratos de rocas volcánicas Mezo-Cretáceas, en tanto que en tiempos del Cretáceo en el Norte de Santa Clara, se formó un gran maciso de serpentina y en el Sur de dicha Provincia otra gran intrusión cuarzo-diorítica. El cuarzo diorita es más reciente que las Serpentininas, pues se encuentran diques del primero dentro del último. (41 pág.) La diferencia en edad es, sin embargo, pequeña siendo ambos post-Turoniano-Emscher y pre-Maastrichtian. Así es, que tenemos del Cretáceo Medio, porfiritas, diabasas, espelitas y tobas y del Cretáceo Superior, Serpentininas y dioritas próximas una a otra. Aunque los datos químicos y geológicos de estas rocas, son todavía insuficientes, parece bien hacer alguna sugerencia en cuanto a sus relaciones posibles. Las Serpentininas y cuarzo dioritas son muy probablemente productos de diferenciación de algún magma primario.

Hay varias relaciones posibles.

- 1.—Las rocas pertenecen a tres magmas diferentes.
 - 2.—Hay dos magmas más o menos independientes, uno del Cretáceo Medio y otro del Cretáceo Superior.
 - 3.—Un solo magma produjo por diferenciación todas las diferentes rocas.
- Caso 1.—Si las rocas pertenecen a distintos magmas, nada puede decirse so-

bre las relaciones petrológicas entre ellas. Esto, sin embargo parece poco probable, pues las rocas se presentan cerca una de la otra y hasta juntas, pues en edad por lo menos las serpentinas y dioritas difieren ligeramente, y también, sus rasgos químicos y mineralógicos, presentan semejanza, como puede verse de los análisis y del diagrama Niggli.

Además, si las Serpentinas y cuarzo dioritas pertenecen a diferentes magmas, entonces, los otros diferenciales de los dos ciclos que se presumen deberán encontrarse en algún lugar y sería asombroso que no se encontraran trazas de ellos.

Caso 2.—La segunda probabilidad es la de dos magmas. En este supuesto nada puede decirse del perteneciente al Cretáceo Medio, pues solo se encuentran rocas extrusivas. Si las serpentinas y dioritas son productos de diferenciación de un magma primario, lo cual no es improbable, según indica su distribución y edad, entonces esta diferenciación debe haber sido gravitativa. La peridotita, de la cual se origina la serpentina, se originó por debajo de un magma en reposo diorítico. Sin embargo, las serpentinas se encuentran en la superficie en la región Norte de la Provincia y están atravesadas por venas dioríticas. Esto probablemente puede explicarse, por una actividad tectónica profunda durante, o poco después de la consolidación de la peridotita y antes de la intrusión diorítica. Ya Schumann llamó la atención a la posibilidad de influencias tectónicas sobre la distribución superficial de serpentinas y dioritas en Cuba. Además, los rasgos tectónicos complicados, descritos por M. G. Rutten para las serpentinas, apoyan esta posibilidad.

Surge la cuestión de si es posible encontrar la composición química del magma primario. Algunas consideraciones generales demostrarán, que no es aun posible resolver este problema. Primero no sabemos nada sobre las cantidades de serpentinas, dioritas y gabros formados durante la diferenciación. Además, en las rocas tomadas como muestras y descritas por nosotros, no ocurre ninguna que represente en composición química el magma original primario.

Caso 3.—La tercera posibilidad es la de un solo magma. La semejanza mineralógica de las rocas de la Formación Tobácea y de la Intrusión Diorítica, junto con el Diagrama Niggli, parecen sostener esta suposición. Por otro lado, las rocas extrusivas son las más antiguas, en tanto que debiéramos esperar, que el período extrusivo de un ciclo fuese el más reciente.

CAPITULO V.

ITINERARIOS PLANIFICADOS.

En este Capítulo se escogen solamente algunos de los itinerarios planificados para dar de ellos una descripción detallada. Elijo aquellos recorridos que son característicos por algún fenómeno geológico importante.

1.—Río Calabazas-Cabaiguán-Guayos-Sancti Spíritus-Jatibonico.—El Río Calabazas, cruza la Carretera Central en el Km. 354.4. Aquí encontramos tobas sin estructura, de la Formación Tobácea, que continúan por unos dos kilómetros. En el Km. 358.1 se presenta una porfirita silicificada alterada (L. 430 D. 16549), en tanto que en el Km. 358.7 al Km. 361, se encuentran tobas bien estratificadas con buzamiento al Este unos 50°, dirección N 190 E. En el Km. 363, de nuevo se encuentran las tobas sin estructura y en el Km. 364, ocurre el último afloramiento de tobas. Entonces pasamos a rocas de la era Terciaria y en el Km. 364.7, encontramos calizas, calizas conglomeráticas y margas. El límite entre las dos formaciones, está cerca del Km. 364.4. Las rocas Terciarias están plegadas con buzamiento hasta de 40°. En un lugar se encontró de 50°. El promedio de buzamiento es, sin embargo, 35-40° S; la dirección es N. O.—SE. Los estratos del Eoceno Superior, comienzan con un conglomerado con base de grano mediano. (L 431, D. 16551, D. 16552), con fragmentos de *Dictyonus fontabellensis* (Vaughan), *Discocyclina* sp., *Camerina* sp., muchas pequeñas *Foraminifera* que no podíamos aislar ni determinar, y con muchos fragmentos redondeados de rocas extrañas, como por ejemplo, de cuarzo-biotitadiorita, cuarzo-diori-

ta-porfirita, porfirita de la Formación Tobácea, esquistos-cuarzo-epidoto, clorita y fragmentos de cuarzo y plagioclasa y otros cristales. El diámetro promedio de los pequeños guijarros es de $\frac{1}{2}$ a 1 cm. Sobre esta caliza conglomerática, descansan conformablemente calizas de color claro y margas blancas a grisáceas. En Cabaiguán se encuentran las mismas margas y en el Km. 369, directamente al Sur dicho poblado se encuentran arcillas esquistosas negras carbónicas, junto con areniscas verdes grisáceas, concordantes con estas margas. Aquí las rocas buzcan ligeramente al SO, o descansan casi horizontalmente; aquí nos encontramos en el núcleo central del sinclinal Terciario. Los esquistos arcillosos carbónicos, se presentan en estratos delgados, de agregados densos de cuarzo y granos de calcita, escamas de muscovita y un polvo fino carbonífero. Las areniscas están formadas principalmente, de material esquistoso, cuarzo ondulado, muscovita y algunas plagioclasas derivadas probablemente de las dioritas. Además, alguna Pequeña *Foraminifera*, probablemente *Globigerinidae*, se encuentran en estas areniscas.

Al Oeste de la Carretera Central en L. 546, encontramos las mismas rocas Terciarias que se presentan en L. 431. Entre L. 546 y L. 547, no se encuentran buenos aloramientos de rocas, en tanto que en L. 547, se presentan Calizas *Orbitoides* de la Formación Habana, conteniendo *Orbitoides browni*, *Vaughanina cubensis*, y *Camerina dickersoni*. Más al Oeste de este camino, encontramos muchos guijarros grandes bien redondeados de rocas de la Formación Tobácea, indicándonos así que estamos acercándonos al límite que separa la Formación Tobácea de la Formación Habana. En L. 549 y las localidades subsiguientes, se encontraron muchos grandes ejemplares de *Parestroma Sanchesii*. Las calizas rudistas alternan con las margas y conglomerados gruesos rojos cálcicos. Las rocas de la Formación Habana, están plegadas suavemente, con buzamiento de 20 a 25° SSE. Directamente al Norte del camino encontramos rocas de la Formación Tobácea. Desde L. 551, hacia el Sur, encontramos primeramente rudistas sueltos en el terreno, después, algunas veces, margas blancas y calizas conglomeráticas (N80 E 25 S). Sin variar el paisaje, pasamos el límite con las rocas Terciarias y en L. 556, encontramos una caliza amarilla clara, conteniendo *Dictyoconus fontabellensis* y *Discocyclina* sp. con dirección NO.—SE. con buzamiento como de 5°. Hasta Cabaiguán las margas y calizas afloran bastante mal. En Guayos, (Carretera Central), pasamos a la Formación Habana. En el Km. 374.2, las margas y areniscas cálcicas toman un buzamiento de 20° N. con dirección N 100 E. Así es que aquí vemos una diferencia en la disposición Tectónica en las rocas del Terciario y del Cretáceo Superior. Esta diferencia está recalada por los afloramientos existentes 2 kms. al Sur de Guayos. Aquí se presenta una cadena de colinas que corren de Este o Oeste, compuestas de calizas conglomeráticas y margas blancas y grisáceas, las cuales están fuertemente plegadas. Yendo del Norte hacia el Sur, encontramos a una distancia de 1500 mts. los siguientes buzamientos: 70° N, 90° 60° S, 50° S, 25° N, 70° N y 70° N.

En L. 435, encontramos calizas *Orbitoides*, fuertemente plegadas conteniendo *Orbitoides* sp., *Vaughanina cubensis*, y *Camerina dickersoni*. Al Este de la Carretera Central las mismas rocas y calizas rudistas se presentan. En V. 306, una caliza conglomerática con *Dictyoconus fontabellensis* y *Discocyclina* sp. se encuentran en un sinclinal en estratos Habana. En V. 307, las rocas de la Formación Habana, conteniendo *Camerina dickersoni*, están invertidas ligeramente, con buzamiento fuerte hacia el S.—En el kilómetro 377.2, a 200 mts. al Sur de L. 435, en la Carretera Central las rocas de la Formación Habana, de fuerte buzamiento hacia el Norte, recubren porfiritas y tobas verdes y rojas de la Formación Tobácea, de dirección probablemente, N 40° E y buzamiento 50° Oeste. Estas rocas muestran anfibolización de las augitas, estando ligeramente afectadas por metamorfismo de contacto producido por la Intrusión Diorítica.

Cerca del Río Tuinucú, pasamos a las rocas dioríticas. Primeramente, como a 4 kms., encontramos dioritas arenosas descompuestas. Entonces en L. 437, rocas esquistosas oscuras con venas claras y oscuras se presentan. Las venas claras son las más recientes. Las rocas esquistosas oscuras, son anfibolitas de origen desconocido, formadas principalmente de hornblenda pleocroítica verde, de

albita clara y granos de oligoclasa y rayas de biotita verde. Los diques claros, son plagiopilitas con estructuras entrelazadas microgranofíricas. En L.438, las mismas rocas se presentan junto con anfibolitas piroxénicas y anfibolitas de estructura que recuerda la porfirítica. Algunos cientos de metros al Sur de L.438, se encuentran de nuevo las dioritas normales, más o menos descompuestas en dioritas arenosas, continuando hasta el Kil. 388, un kilómetro al Este de Sancti Spíritus. En M.582, encontramos toba, la cual por metamorfismo de contacto, ha sido uralitizada y epidotizada, (D.16753). M.58261 (D.16755); en una toba-breccia metamórfica o porfirítica, pues encontramos fragmentos de roca alterados y fenocristales de augita empotrados en un conglomerado de grano mediano de epidoto, zoisita y cristales de augita. Este último conglomerado es probablemente material tobáceo alterado o masa básica porfirítica. Junto con esta roca, se encuentran otras de calcita-cuarzo-granate, de granate y de mármol. En M.583, se encuentran rocas granate de grano más grueso (Lámina, fig 3), en una pequeña colina situada de 50 a 100 mts. al Norte de la Carretera Central, en el km. 389. En el km. 389.4, se presentan margas blancas y microconglomeráticas de la Formación Habana, transgresiva, sumamente plegadas, con buzamiento de 45° al N. E. Imperceptiblemente van cambiando a rocas Terciarias, margas blancas cavernosas, sin estratificación clara. No se encuentran aquí fósiles del Eoceno Superior. En M.387 (K. 392.7), en una gran cantera, se encuentran muchos fósiles, *Lepidocyclina formosa*, *Lepidocyclina petri* y muchas otras *Foraminífera*, corales, *Lamellibranchiata*, *Gastrópoda*, etc. Desde M.587, hasta Jatibonico, se presentan margas blancas, conteniendo *Lepidocyclina*, Ostiones *Tectinidae* a.s.o., frecuentemente recubiertas de detritus aluvial, que contienen mucho material esquistoso. En M.591 y M.595, se encuentran *Archaias adunca*, *amphisorus matlye* y *Miogyssina hawkeni*, en estratos de suaves buzamientos. Aquí los estratos del Oligo-Mioceno Superior, demuestran la existencia de una oragénesis pequeña post Oligo-Mioceno superior.

Al Norte de Jatibonico, encontramos estratos del Eoceno Superior y del Oligógeno y otros de transición entre estos dos mencionados, comprobándose esto, por la presencia de *Helicolepidina Spiralis* y *Lepidocyclina mortoni*, junto con *Lepidocyclina (Eulepidina) formosa*. Aun más al Norte, se encuentran también las rocas de la Formación Habana.

II.—Báez-Fomento-Manacal-Trinidad (véase también Sección I).

Desde Báez hasta L.15, atravesamos la Formación Tobácea. Tobs verdes estratificadas, tobas sin estructura y porfiritas, estas últimas, formando una pequeña colina, se presentan. Su dirección principal es N 90 E, con buzamiento 60-90° N. Cinco kilómetros al Sur de Báez y un kilómetro al Oeste del camino, existe una colina formada de Caliza Provincial. Cerca de L.517, la Carretera atraviesa una zona de calizas Provinciales, conteniendo Caprinides (*Coelcomana ramosa* y un *Monopleurid*). Varios bancos de rocas calizas, alternan con tobas brecháceas. En L.515, se presenta una tobita *Radiolaria*. En L.514, encontramos un conglomerado básico de la Formación Habana, conteniendo grandes y pequeños guijarros (hasta de 10 cms.) de tobas porfiritas, calizas provinciales y mucha *Foraminífera* Menor.

Desde L.514, a través de Fomento hasta el Kil. 2, al Sur de dicho lugar, se encuentran rocas de la Formación Habana; calizas, margas, calizas conglomeráticas, etc., un kilómetro al NE de Fomento en H 601 (el mismo lugar que H 627), se encuentra una fauna muy rica en las calizas. *Archaias ruttneri* (Palmer), *Camerina dickersoni* (Palmer), *Camerina* sp. c. *Thiadens*, *Orbitoides palmeri*, Gravell, *Lepidorbitoides ruttneri*, *Thiadens* y algunas especies de *Lepidorbitoides*, *Barrettia sparcilirata* Whitf, *Bowronia* n.sp. *Thiadens*, *Bowronia* sp. y *Antillocaprina*, además, muchos corales, ostiones y Echinids. Alrededor de Fomento, la Formación Habana, descansa en un sinclinal sobre la Formación Tobácea. Este sinclinal está invertido hacia el lado Norte y Nordeste, su ala izquierda presentando un buzamiento de 40° hacia la Formación Tobácea. Esta última, da comienzo con una brechia-espilita-porfirítica gruesa, en L.572 (D 16609). Desde Fomento hasta Trinidad, se continuó por la vía férrea. Las rocas de la Formación Tobácea, allí son tobas, porfiritas y calizas provinciales,

de estratificación delgada intercaladas. Los afloramientos de esta última, son demasiado pequeños para poderlos indicar en el mapa. Cerca del K.42 (26 Kmts. S. de L.572), se encuentran las primeras rocas dioríticas; porfiritas fuertemente afectadas por la intemperie, con diques aplíticos. Cuatro kilómetros al S. de L.572, encontramos cuarzo diorita en el suelo arenoso descompuesto. Esto continúa hasta el Km. 3.7. Entonces, de nuevo se presentan rocas anfibolíticas verde oscuras, alternando con dioritas normales. En L 570, un piróxeno-anfibolita y una anfibolita, se presentan, en tanto que en L-569, una vintlita cataclástica ha sido tomada como muestra.

Doscientos metros al Sur de L 569 y más adelante en L. 567 y L 566, se encuentran mármoles conteniendo cuarzo fuertemente afectados por la intemperie, esquistos-calcita-cuarzo-muscovita y caliza cristalina, con dirección N 04-60 E., buzamiento 60-90° S. No se observan trazas de metamorfismo de contacto. A nuestra mano derecha, vemos hacia abajo, un paisaje diorítico. Setecientos cincuenta metros al Este de L.564, estamos de nuevo en las dioritas. Muy curiosas resultan las porfiritas fuertemente afectadas por la intemperie, tomadas como muestras en L 564. La masa básica de esta roca, contiene una cantidad considerable de magnetita y clorita y es muy semejante a la masa básica de las porfiritas de la Formación Tobácea. Si esta roca realmente es una porfirita de la Formación de las Tobas, tiene que considerarse como una intrusión en las dioritas y resulta curioso que se encuentre tan poco alterada.

Desde L.563, hasta 200 mts. al Norte de M.664, se encuentran rocas de la Formación de los Esquistos, como por ejemplo, calizas cristalinas y esquistos cloríticos verdes; además, esquistos brecháceos recientes. Las rocas de la Formación Esquistosa, aquí forma una pequeña anticlinal.

En M. 564, rocas Terciarias descansan inconformablemente sobre los esquistos. Encontramos calizas y calizas microconglomeráticas, conteniendo mucho material esquistoso y también pequeños guijarros de porfirita. Mucha *Lepidocyclina*, *Discocyclina* y *Dictyoconus fontabellensis*, indican la era del Eoceno Superior. Primeramente presentan buzamiento suave hacia el Sur, encontrándose después en estratos horizontales y en N-667 tienen buzamiento 50° N. sobre dioritas, las cuales afloran aquí en el borde del Eoceno Superior transgresivo, con los Esquistos. En el Km. 48, a 400 mts. Norte de Manacal, los esquistos probablemente descansan horizontalmente. En Manacal se presentan esquistos-serpentinados, con buzamientos suaves hacia el Sur. (D.16775). Seiscientos mts. al Este de Manacal, se encuentran de nuevo calizas conglomeráticas del Eoceno Superior, conteniendo *Dictyoconus fontabellensis* y *Discocyclina* sp. Cuatrocientos mts. al Sur de M.671, se presentan esquistos, y brechas-esquistos, descansando horizontalmente o con buzamiento ligeramente al Sur. Pasando el Río Agabama, todavía encontramos las brechas esquistos. En M.678, estamos definitivamente en los estratos Terciarios transgresivos. Calizas, margas y calizas conglomeráticas se encuentran, conteniendo *Camerina* sp., cf. *C. parvula*, *Lepidocyclina mortori*, *L. pustulosa*, *L. sp. Helicolipidina spiralis*, *Discocyclina blumenthali*, *D. vermunti*. Desde M.678, hasta Trinidad, continúan las rocas Terciarias; no estamos seguros a qué parte del Terciario pertenecen, pues las muestras recogidas fueron pocas.

III. Itinerario desde L.330, S. de Provincial, vía Manicaragua, hasta M.269, S. de Manicaragua (Sección III aprox).

Desde L.330, hasta L.327, cubriendo una distancia de 2150 mts. encontramos la siguiente sección.

- L 330 0- 300 mts. Calizas de grano bastante fino, azules o beis, con agujas de *Spongia* (D.16533) y *Radiolaria* (D.16532) alternando con tobas. Al final de los 300 mts. las tobas-porfíricas-brecháceas (D 16531) brizan N.60°.
- L 329 300- 350 mts. Calizas.
 350- 450 mts. Cristales tobáceos y tobas vítreas (D 16530, D 16529).
 450- 550 mts. Calizas azules, E-O 50° N. en estratos de 10 cms. de espesor.
- L 328 550 mts. Calizas N.90 E., 30-50° N.

- 550-750 mts. No hay afloramientos.
 750- Calizas con Caprinids.
 750-950 mts. No hay afloramientos.
 950-970 mts. Calizas con caprinids.
 970-1100 mts. No hay afloramientos.
 1100-1200 mts. Calizas con caprinids.
 1200-1400 mts. Depresión.
 1400-1500 mts. Calizas con caprinids.
 L 327 1500-1850 mts. Calizas con *foraminífera* pequeña (*Globigerina*) Radiolaria (D.16562) y margas. N 7 OE, 30° N. Calizas conglomeráticas (D 16522) Calizas grises y azules, más bien cristalinas. N.95 E, 55° N y margas.
 1850-2150 mts. Tobas brecháceas.

Los Rudistides y Caprinides son *Tepeyacia corrugata* Palmer y *Caprinuloidea* sp. los cuales por comparación con formas Mexicanas, señalan una edad Cenomaniana-Turoniana.

Las calizas son de grano fino a mediano, rocas conglomeráticas, atravesadas por muchas venas de calcita.

Hacia el Sur, el camino bajo o una llanura formada de tobas, porfiritas y tobas-porfiríticas-brecháceas. Las brechas carecen de estructura. En L 325 un dique de roca prehnita silicificada se encuentra. Esta es una roca hidrotermal, de origen desconocido, siendo probablemente la primera señal del contacto diorítico que se acerca. En el paisaje tobáceo, las tobas-porfiríticas-brecháceas gruesas, forman pequeñas lomas, con depresiones tobáceas entre ellas. En L 323 (D 16518) y L 322 (D 16517) y a 450 mts. al Sur de L 322 todavía encontramos rocas típicas de la formación de las Tobas. En L 320 (D 16516) se encuentra una porfiritita alterada, con restos de fenocristales de cuarzo, en tanto, que rocas del punto L 319, que probablemente en su origen pertenecían a la Formación Tobácea (tobas, brechas y porfiritas) están silicificadas y alteradas por el contacto de las rocas dioríticas. Un cuarzo-diorita-porfirítico, afectado por la intemperie, se presenta en L 318 (D 16512) al lado de una roca de cuarzo-clorita-epídoto, (D 16513) la cual probablemente es una porfiritita alterada. En L 317 un cuarzo-anfibol-diorita-porfirítico ha sido encontrado, en tanto que en L 316 se presenta una espilita cloritizada-silicificada. En L 315, encontramos terrenos arenosos, que es diorita-cuarzifera, descompuesta típica. Esto continúa hasta Manicaragua. Próximo al límite de las tobas, se presentan diques de color claro, de cuarzo-diorita-porfirítica. (L 315, D 16508, D 16509; L 313, D 16505; V 123, D 16857, D 16858; V 122, D 16855, D 16856; V 119 D 16852), en tanto que en L 314 (D 16506), V 124 (D 16859), V 125 (D 16860), y V 118 (D 16850), se encuentran cuarzos-diabásas. Las dioritas encontradas aquí, están más o menos descompuestas, formando profundas barrancas en el paisaje.

Desde Manicaragua hacia el Sur primeramente, quedamos en las mismas rocas dioríticas. En M 195, una espilita silicificada, se presenta como inclusión en la diorita (D 16685) en M 198 se tomó muestra de un aplite grano diorítico cataclástico. Doscientos metros al Sur, el color del terreno se torna pardo oscuro y encontramos en el campo muchos bloques de rocas esquistosas. Estas rocas muy probablemente, son gneises dioríticos. No se tomaron muestras. A 350 mts. al Norte de M 203 de nuevo se presenta un terreno-diorítico afectado por la intemperie y de color claro, en tanto, que desde M 203, hasta M 205, se encuentran dioritas. En la diorita de M 203, las plagioclasas están fuertemente sustituidas por sericita y calcita. Han sido, como las rocas de M 205, afectadas por cataclasis. En M 206 encontramos rocas esquistosas verdes, fuertemente afectadas por la intemperie, que son probablemente, rocas gneisicas de composición diorítica, conteniendo inclusiones oscuras de esquistos de calcita-clorita de origen desconocido (D 16690), probablemente, derivados de la Formación Esquistosa. Todas las rocas están cortadas por diques claros, fuertemente afectados por la intemperie, de aplites milonitizados. (D 16691).

Desde el punto situado a 120 mts. al Sur de M 206, hasta M 214, de nuevo

se encuentra la diorita más o menos afectada por la intemperie, cortada por diques ligeros, aplíticos y lamprophyricos. Se hizo un análisis químico de la plagioplitita de M 210 (análisis N° 1). Desde M 214, hasta un punto 300 mts. al Sur de M 218, encontramos rocas esquistosas fuertemente afectadas por la intemperie y en M 217 y M 219 se presentan meta-hoibergitas (D 16695, D 16696). Aquí de nuevo, consideramos las rocas esquistosas, como dioríticas mylonitizadas, las cuales se presentan punto con hoibergitas alteradas. Más al Sur, de nuevo se encuentra la arena cuarzo-diorítica típica en un pequeño valle. En M 225 se encuentran un epidoto-anfibolítico de origen desconocido (D 16698) y diorita gneisica (D 16699), fuertemente cortados por diques de aplita granodiorítica que han sido mylonitizados. Un ancho dique, que mide 15 mts. de diámetro, se encuentra. Desde M 225, hasta M 229, la misma roca esquistosa oscura mylonitizada se presenta. En M 230 y M 233, se tomaron muestras de dioritas gneisicas, en tanto que en M 255, se presenta una anfibolita (análisis N° 3). Desde M 255 hasta M 260, rocas esquistosas anfibolíticas mal expuestas, se encuentran; N 100 E, 60-90° E. 100 mts. al Sur de M 260 se encuentran los primeros mica esquistos. Están fuertemente afectados por la intemperie. En M 263 se encuentran mármoles conteniendo cuarzo. Desde M 265 hasta M 269, encontramos en un estrecho valle, caliza azul de estratificación delgada. N 120 E con brizamiento pendiente al Sur o de colocación vertical. Cerca de M 269 se encuentra el primer brizamiento al Norte.

CAPITULO VI

LITERATURA PREVIA

Existe una cantidad bastante grande de literatura, referente a la geología Cubana. A pesar de eso, los conocimientos geológicos de la Isla en general, y también del Sur de la provincia de Santa Clara, son muy pobres.

Con la ayuda del Profesor Rutten, quien bondadosamente puso a mi disposición sus notas bibliográficas sobre trabajos referentes a la geología cubana, pude yo compilar una lista bastante extensa de artículos y libros que se refieren a la parte Sur de la provincia de Santa Clara. Todos estos trabajos no podían ser consultados en sus originales, pues muchos de ellos no se encuentran en ninguna biblioteca en Holanda. Muchos se refieren a depósitos de minerales o a asuntos paleontológicos. Existen solamente dos mapas geológicos de la Isla, que son el de *Castro* y el de *Salterain* que está impreso con ligeras alteraciones en el informe de Hayes C.S. (20), el cual está reimpresso en la obra de *Schucherts* (44). Véase también *Vaughn* (Planificación geológica de la parte Oeste de los Estados Unidos, Centro América y las Antillas. Actas de la Primera Conferencia Científica Pan Pacífica en Honolulu, en 1921. Bd III p. 695-705).

La cita geológica más antigua referente a la parte Sur de la provincia de Santa Clara, la encontramos en la obra de I. A. Wright 1916 (61) sobre la historia primitiva de Cuba. En la página 58 leemos que en 1513, en los alrededores de Xagua, especialmente en el Río Arimao, se encontró oro. Esta fué la razón para fundar a Trinidad.

En 1838, *Berthier* (6) publicó algunas notas sobre diferentes minerales de Cuba. Desde Villa Clara (esta es Santa Clara) al Norte de Trinidad, el menciona una "arkosa" con carbonato de cobre y Cu₂O, con un contenido de cobre de 10.42%; además mineral de hierro con mica, pirita, pirita de cobre y "sous sulfate de cuivre", cobre puro, mineral de oro-plata, etc.

En 1857, D.T. Ansted (3) realizó un trabajo sobre los filones de cobre de San Fernando, cerca de Cienfuegos. El filón de San Fernando, motivo de otros escritos (véase abajo), queda al Norte de La Moza, cerca del límite de la Intrusión Diorítica con la Formación Tobácea. *Ansted* menciona la presencia de granito, sienita, y también de rocas porfiríticas, en el centro de Cuba. El filón San Fernando se encuentra al Norte de estas rocas, en un área con porfiritas y conglomerados, en tanto que al Norte y al Oeste está rodeado por calizas, de dirección E-Oeste, briseando al Norte. El cuerpo mineral comprende carbonatos y óxidos. Nosotros no visitamos la localidad, pero por las descrip-

ciones de Ansted, está claro que se encuentra en la Formación Tobácea cerca de la Intrusión Diorítica.

En 1864, Manuel Fernández de Castro (9) afirma haber encontrado cocrilos y *Megalonyx* cerca de Ciego Montero.

En 1876, el mismo autor (10) publicó un Catálogo de los Fósiles de la Isla de Cuba.

En 1884, apareció el primer mapa geológico de Cuba por de Castro y Salterain y Legara. En este mapa, la Sierra de San Juan y la Sierra de Trinidad, están indicados como (Paleozóicos) Silúrico Carbonífero", en tanto la Sierra de Sancti Spiritus, son "Terciarias". Al Norte de las montañas de Esquistos, ellos indican "Hipogénicos ígneos: Granito, Serpentina, Basalto". Todas las rocas Mesozóicos las indican con un color. Es inútil comparar este mapa con nuestro mapa de la parte Sur de la Provincia de Santa Clara, pues las escalas difieren mucho. De Castro ((11) menciona en el centro de Cuba, esquistos de edad probable Paleozóica, posiblemente, sin embargo, pudieran ser más antiguos o recientes; Terciario en la Sierra de San Juan y una meseta granítica significa cerca de Cumanayagua. Es más, montañas poco importantes de diorita, andesita, serpentina y diabasa, "que parecen haber trastornado las capas del período Cretáceo" (p.150). Evidentemente, de Castro ya era de opinión de que las dioritas y serpentinas eran Cretáceas o post-Cretáceas. El Terciario descansa horizontalmente, aunque profundamente denudada". Al Oeste de Cienfuegos, a las orillas del Río Damují, se encuentran fósiles Cretáceos (*Holotypus*, *Discoidea*, *Cassidulites*, *Codiopsis* y otros), junto con Terciarios (*Asterostoma*, *Aetobatis poeyi*, *Encrinurus*), que se presenta en estratos horizontales. Cerca de Ciego Montero *Crocodylus pristinus*, *Testudo cubensis*, *Megalonyx rodens*, y *Miomorphus cubensis*, se encuentran en rocas Cuaternarias, con varios depósitos marinos recientes.

En 1881, Cotteau (13) dió una descripción de 20 fósiles Echinid, especies de Cuba, sin dar los lugares de procedencia.

En 1892, Carlos de la Torre (50), menciona un Ammonite encontrado en Los Baños de Bija (cerca de Cruces). No puedo yo precisar el lugar exacto.

En 1914, el mismo autor junto con W. D. Matthew (53), aseguran haber encontrado cuatro géneros de Mamíferos en el Pleistoceno. Un esqueleto completo de *Megalocnus* fué armado.

En 1915, de la Torre comenzó su "Revisión de la Fauna Cubana" (51).

En 1916, el mismo autor a la Sociedad Cubana de Historia Natural "Felipe Poey", hace una reseña del esqueleto *Megalocnus* antes mencionado (52).

En 1895, Adán de Yarza (3) describe granitos y granulitos procedentes del Río Arimao, cerca de Cienfuegos.

En 1896, J. W. Spencer (46), publicó un trabajo sobre la evolución Geográfica de Cuba. Describe las montañas de Trinidad, en las cuales valles inclinados y profundas cañadas recientes abundan. En la "Formación Metamórfica" encontró calizas y roca mica-calceitas, y en la Formación ígnea diorites, "estratos de serpentina" y algunos granitos. El estima que estas rocas son anteriores a los sedimentos cretáceos de Cuba. Desde el flanco Este de las montañas de Trinidad, y por debajo del valle de Trinidad, él describe calizas y areniscas. Según Spencer, Mathew ha descrito, del flanco Oeste y de la vecindad de Cienfuegos, las mismas rocas con fósiles Cretáceos, como *Exogyra*, *Ostrea*, *Inceramus* y *Heppurites* *Caprinula* y *Caprotina*. Lamento que fué imposible consultar en Holanda el trabajo de Mathew. En la vecindad de Trinidad, en la cadena costal, y cerca de Sancti Spiritus, Spencer encontró rocas Terciarias con material de cuarzo redondeado.

En 1899 Hill publicó un libro sobre Cuba y Puerto Rico (21), con un pequeño mapa geológico de la Isla, adaptado del mapa de Castro y Salterain. La geología se trata únicamente en una nota al pie.

En 1901, un informe sobre el reconocimiento geológico de Cuba por C. W. Hayes, T. W. Vaughan y A. C. Spencer, fué publicado (20). En el mismo año, Vaughan (56), publicó un trabajo sobre las minas de cobre del distrito. Estos trabajos son importantes. El mapa de Castro-Salterain ha sido añadido al trabajo de Hayes C. S. Los autores consideran los esquistos junto con las serpenti-

nas y granitos como rocas de basamento. Las calizas cristalinas y los esquistos de las montañas de Trinidad, se consideran ser de edad Paleozóica. Encontraron calizas Mesozóicas conteniendo *Barrettia*, *Menopleura* y *Requienia*, etc. descansando sobre una arkosa compuesta de fragmentos de serpentina y granito. Como resulta evidente de nuestro reconocimiento, la serpentina y diorita no pertenecen al basamento, pues son de edad Cretácea, superior, más reciente que la Formación Esquistosa y la Formación Tobácea. Los tres autores dudan de la existencia del Eoceno en Santa Clara. Ellos mencionan el Oligógeno Superior, aunque no encontraron sus fósiles en sus estratas. Suponen que en tiempos del Mioceno que toda la isla había emergido del mar. Se mencionan Dioritas-porfiríticas, diabasas y gabros procedentes del Sur de Santa Clara. Hayes C. S. presume que Santa Clara se compone de un anticlinal, construido de muchos pliegues regulares o elevaciones en forma de donio, con ejes de Este a Oeste. Es más, las diversas minas de Cobre al Noroeste de Manicaragua, son estudiadas por Vaughan, quien se refiere especialmente a las observaciones de Ansted, Spilsbury, y la Sagra, pues Vaughan en persona no pudo entrar en las minas abandonadas y parcialmente inundadas.

En 1913, Barmum Brown (7), describe exhumaciones de fósiles cerca de Ciego Montero y Jatibonico.

En 1915, Juan P. Ros (34) describe granitos del Arimao, cerca de Cumanayagua. Dice en la página 422: "He visto el granito, también perturbando notablemente las formaciones sedimentarias, calizas del Río San Juan de Letrán, en Trinidad, en su nacimiento. Aun más, él vió gneis en los ríos cerca de Cumanayagua, Manicaragua y Barajagua, "procedentes de la alteración del granito" (p. 425).

G. de Usera (55) 1917, da algunos informes sobre tres minas de cobre cerca de Manicaragua: San Fernando, Santa Rosa y Santa Elena, las cuales, según él, quedan situadas en el área diorítica.

Una tesis de Domingo F. Ramos en 1915 (33), trata de la historia de los estudios geológicos y mineralógicos de Cuba.

El trabajo de De Golyer (15) sobre la geología de los depósitos petrolíferos cubanos, carece de valor para nuestro distrito.

En 1919 W. D. Mathew (26), da una descripción extensa de vertebrados de Ciego Montero. (*Megalocnus*, *Crocodylus*). En 1931 (27), el mismo autor describe géneros y nuevas especies de perezosos terráqueos, pertenecientes al Pleistoceno de Cuba.

Luis García Lorenzano 1925 (24), describe la presencia de una variedad de asbesto, amianto, en la finca Ojo de Agua, a 20 kms. de Trinidad, en serpentinas (localidad desconocida para mí). El añade un pequeño mapa croquis de la región.

Antonio Calvache, en 1926 (8) hizo un resumen de la historia minera de Cuba. El asegura que en el siglo diez y seis se encontró oro en las arenas del Río Arimao, Río Agabama y Río Caonao. Al Sur de Cumanayagua se encontró un gran depósito de pirita. Probablemente se refiere a la Mina Carlota.

En 1928, Roque Allende (2), escribió sobre la Mina Carlota (M 254). El cuerpo mineral está indicado como una intercalación conformable en greises y calizas, en tanto que se menciona la presencia de rocas ácidas y básicas.

En el catálogo del "Instituto Nacional de Investigaciones Científicas y Museo de Historia Natural", en la Habana, por Sánchez y Roig se menciona el oro de Sancti Spíritus, la pirolusita de Santa Clara, la grano-diorita de Sancti Spíritus, pegmatita, caliza-tremolita y mica-esquistos de Santa Clara.

Alexander Wetmore 1928 (60) describe material deficiente de huesos de pájaros, de Ciego Montero.

En 1932, J. Whitney Lewis (23), publicó un trabajo sobre la geología de Cuba. A esta publicación se añadió un mapa geológico de la isla. A consecuencia de lo pequeña de la escala de este mapa, es imposible compararlo en detalle con nuestro mapa del Sur de la Provincia de Santa Clara. No obstante, existen enormes diferencias con nuestras observaciones, como puede ver cualquier lector de ambas publicaciones. Lewis ha tratado la geología del Sur de Santa

Clara solo de modo general. Por lo tanto, es inútil comparar en detalle sus resultados con los nuestros.

R. H. Palmer (31), describe varios nuevos Rudistas cubanos entre los cuales *Orbygnia gutarti* Palmer, *Orbignya Sanchesi* Donvillé, *Praebarrettia Sparcilirata* var. *cubensis* Palmer, n. var. *Praebarrettia porosa* Palmer y *Chiapasella bermudezi* Palmer, de Sancti Spiritus. Las determinaciones de las primeras cuatro especies muy probablemente son erróneas. (véase 47).

En 1934, el mismo autor publicó un trabajo sobre la geología de los alrededores de la Ciudad de la Habana. De éste estudio tomamos los nombres para la Formación Habana del Cretáceo Superior y la Caliza de Güines del Oligo-Mioceno, pues estas formaciones parecen aflorar sobre grandes áreas de la isla, conteniendo faunas del Cretáceo Superior y del Oligo-Mioceno respectivamente.

Dorothy K. Palmer (28, y T. W. Vaughan (57) en 1934, afirman la edad del *Gallowayina brononi*, que es un sinónimo de *Orbitoides brononi*, como del Cretáceo Superior, Dorothy K. Palmer, además, estudió con interesantes Foraminífera Mayor. (29).

En 1935, H. M. E. Schürmann, (45) publicó un trabajo sobre el "Massengesteine aus Cuba". Varios análisis de rocas ígneas cubanas se citan, entre ellos un granodiorítico de Cumanayagua. En conjunto, nuestras observaciones concuerdan bien con la afirmación general sobre la geología de Cuba, hecha por este autor. Según Schürmann, las serpentinas son sinorogénicas y los granodioritos postorogénicos. Como encontramos fenómenos protoclasticos en las dioritas cuarzíferas, ellas también deben haber sido sinorogénicas. La fuerte cataclasis que produjo algunas veces nublación, demuestran que las dioritas deben haber sido afectadas por fuertes esfuerzos orogénicos. Como no encontramos en la Formación Habana del Cretáceo Superior, rocas cataclásticas tan fuertemente alteradas, la orogénesis debe haber ocurrido durante y después de la intrusión diorítica.

En 1935, un estudio extenso de recopilación de Schuchert (44), apareció, refiriéndose a la Región Antillana, Caribe. En el Capítulo 34, habla de Cuba. El da una compilación de los conocimientos geológicos de la isla y trata de encajarla en un proyecto de su concepto general de la Región Antillana, Caribe. No da nuevos datos geológicos.

Los trabajos de L. Rutten (36, 37 y 38) y de M. Rutten (39, 40, 41), están basados en el mismo reconocimiento geológico que éste. Donde ha sido necesario, los he citado en el mismo texto.

BIBLIOGRAFIA

- (1) ADAN DE YARZA, RAMÓN, 1895; Rocas hipogénicas de la isla de Cuba. Bol. Com. Mapa Geol. España, XX (1893) 1895 pp. 71-88. Lam. I-IV.
- (2) ALLENDE, ROQUE, 1928; Yacimientos piritosos de la Sierra de Trinidad. Mina "Carlotta". Cuba, Direc. Montes y Minas Bol. de Minas, 12 pp. 50-57.
- (3) ANSTED, D. T., 1857: On the San Fernando Copper Lodes near Cienfuegos. Quart. Jour. Geol. Soc. London 13, pp. 240-243.
- (4) ANTHONY, H. E., 1925-1926: Mammals of Porto Rico, living and extinct. Se. Surv. Porto Rico and the Virgin Islands. New York. Ac. Sc. IX, 1, 2; pp. 1-238 54 plates and 3 maps.
- (5) BENNETT, H. H. and ALLISON, R. V., 1928; The soils of Cuba. Washington. Tropical Plant Research Foundation. 1928, XXIV and 410 pp. 2 maps.
- (6) BERTHIER, 1838: Notes sur différents minerais de l'île de Cuba. Ann. des Mines. (3) XIII, pp. 691-697.
- (7) BROWN, BARNUM, 1913: Some Cuban fossils. Am. Mus. Journal, XIII, pp. 221-228.
- (8) CALVACHE, ANTONIO, 1925: Resumen de Historia de la minería de Cuba. Bol. de Minas Habana, 8 pp. 22-35.
- (9) CASTRO, MANUEL FERNÁNDEZ DE, 1864: De la existencia de grandes mamí-

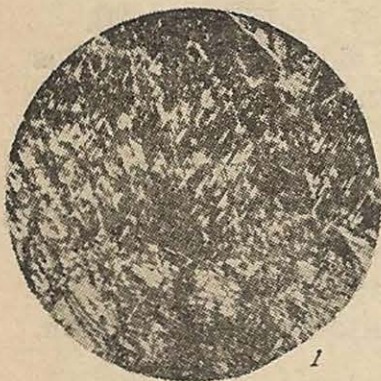
- feros fósiles en la Isla de Cuba. An. Ac. Cub. Habana, I, pp. 17-21, 54-60, 96-107.
- (10)1876: Catálogo de los fósiles de la Isla de Cuba. An. Acad. Hab., 13, pp. 319-330.
 - (11) 1884: Pruebas paleontológicas de que la Isla de Cuba ha estado unida al continente Americano y breve idea de su constitución geológica. An. Ac. Habana, 21, pp. 146-165.
 - (12) CORRAL, JOSÉ I., 1929: Los primeros pasos de la minería cubana. Soc. Geogr. de Cuba, Rev. II, pp. 131-138.
 - (13) COTTEAU, 1881: Description des Echinides fossiles de l'île de Cuba. Ann. Soc. Géol. Belgique, IX. Mém. pp. 3-49, Pl. I-IV.
 - (14) DALY, R. A., 1933: Igneous rocks and the depth of the earth.
 - (15) DE GOLYER, E. L., 1918: The geology of Cuban petroleum deposits. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull, vol. 2, pp. 133-167.
 - (16) DOUVILLÉ, H., 1926: Quelques fossiles du Crétacé supérieur de Cuba. Bull. de la Soc. géol. de France, 4e sér., t. XXVI, pp. 127-138.
 - (17) 1927: Nouveaux rudistes du Crétacé de Cuba. Bull. de la Soc. géol. de France, 4e sér., t. XXVII, p. 49-56.
 - (18) ELLIS, B. F., 1932: Gallowayina browni, a new genus and species of orbitoid from Cuba, with notes on the American occurrence of Omphalocyclus macropora. Amer. Mus. Novitates, no. 568, 8 pp.
 - (19) GILLULY, J., 1935: Keratophyres of eastern Oregon and the spilite problem. Amer. Journ. of S. fifth series, Vol. XXIX, No. 171, March.
 - (20) HAYES, C. W., VAUGHAN, T. W., and SPENCER, A. C., 1901: Report on a geological reconnaissance of Cuba, made under the direction of General Leonard Wood. In Civil Report of Brig.—Gen. Leonard Wood, military governor of Cuba, for the period from January 1 to December 31, vol. 1, 123 pp.
 - (21) HILL, R., 1899: Cuba and Porto Rico with the other islands of the West Indies. New York (Century), 447 pp.
 - (22) HOMES, A., 1920: The nomenclature of Petrology. London (Murby & Co.).
 - (23) LEWIS, J. W., 1932: Geology of Cuba. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull. vol. 16, pp. 533-555.
 - (24) LORENZANA, L. G., 1925: Informe geológico de unos terrenos en los que se han encontrado muestras de amianto. Bol. de Minas Habana, 8, pp. 61-63.
 - (25) MATTHEW, W. D., 1913: Cuban fossil mammals, preliminary notes. Bull. Geol. Soc. Amer.
 - (26) 1919: Recent discoveries of fossil Vertebrates in the West Indies and their bearing on the origin of the Antillean fauna. Proc. Amer. Philos. Soc. LVIII, pp. 161-181.
 - (27) 1931: General and New Species of ground sloths from the Pleistocene of Cuba. Am. Mus. Novitates, No. 511, 5 pp.
 - (28) PALMER, D. K., 1934: The Upper Cretaceous age of the orbitoidal genus Gallowayina. Jour. Pal., vol. 8, pp. 68-70.
 - (29) 1934: Some large fossil Foraminifera from Cuba. Soc. Cubana Hist. Nat. "Felipe Poey", Mem. vol. VIII, no. 4, pp. 235-264.
 - (30) PALMER, R. H., 1928: The Rudistids of Southern Mexico. California Acad. of Sciences, Occ. Paper XIV.
 - (31) 1933: Nuevos rudistas de Cuba. Rev. Agric. Havana, vol. 14, pp. 95-125.
 - (32) 1934: The geology of Habana, Cuba, and vicinity. Jour. Geol., vol. 42, pp. 123-145.
 - (33) RAMOS, D. F., 1915: Bosquejo histórico acerca de los estudios mineralógicos y geológicos relativos a la Isla de Cuba. Causa del evidente atraso

- de los mismos. Soc. Cubana Hist. Nat. "Felipe Poey". Mem. vol. I, pp. 37-46, 56-67.
- (34) ROS, J. P., 1915: Rocas de la Provincia de Santa Clara. Rev. de la Soc. de Ingenieros. Habana. VII, pp. 420-426.
- (35) ROSENBUSCH, H., 1923: Elemente der Gesteinslehre. Stuttgart.
- (36) RUTTEN, L., 1934: Geology of Isla de Pinos, Cuba. Kon. Akad. Wet. Amsterdam, Proc. Vol. XXXVII, No. 7, pp. 401-406.
- (37), 1933: Grondkarteringen in Nederlandsch Oost-Indië en in Cuba. De Indische "Mercur", 27 Sept. en 4 Oct.
- (38), 1933: Algunos resultados de las investigaciones geológicas de la comisión científica holandesa en Cuba. Rev. Soc. Geogr. Cuba. Año VI, Num. 3. pp. 47-52.
- (39) RUTTEN, M. G., 1935: Larger Foraminifera of Northern Santa Clara, Provincia, Cuba, Jour. Pal., Vol. 9, No. 6. p. 527-545.
- (40), 1936: Rudistids from Northern Santa Clara Province. Jour. Pal. Vol. 10. p. 134-142.
- (41), 1936: Geology of the Northern part of the Province Santa Clara, Cuba, Geogr. en Geol. Med., Utrecht, Physiogr.—Geol. Reeks, No. 11.
- (42) SÁNCHEZ ROIG, M., 1926: La fauna cretácica de la región central de Cuba. Soc. Cubana Hist. Nat. "Felipe Poey", Mem., vol. 7, pp. 83-102.
- (43), 1928: Instituto nacional de investigaciones científicas y Museo de Historia Natural. Museo Catálogo.
- (44) SCHUCHERT, CH., 1935: Historical geology of the Antillean-Caribbean Region. New York.
- (45) SCHURMANN, H. M. E., 1935: Massengesteine aus Cuba. N. Jahrb. Min. etc. Beil.—Bd. 70, Abt. A. pp. 335-355.
- (46) SPENCER, J. W., 1896: Geographical evolution of Cuba. Bull. Geol. Soc. Am. VII, pp. 67-94.
- (47) THIADENS, A. A., 1936: Rudistids from Southern Santa Clara, Cuba. Kon. Akad. Wet. Amsterdam, Proc. Vol. XXXIX, No. 8, pp. 1010-1019.
- (48), 1936: On some Caprinids and a Monopleurid from Southern Santa Clara, Cuba. ibid. Proc. Vol. XXXIX, No. pp. 1132-1141.
- (49), 1937: Cretaceous and Tertiary Foraminifera from Southern Santa Clara Province, Cuba. In press in Jour. Pal.
- (50) TORRE, C. DE LA, 1892: Observaciones geológicas y palaentológicas en la sección central de la Isla. Acad. Cien. Habana, An. Vol. 29, pp. 121-124.
- (51), 1915: Revisión del Catálogo de la fauna Cubana. Soc. Cubana Hist. Nat. "Felipe Poey". Mem. vol. I. pp. 31-36.
- (52), 1916: Presentación del esqueleto restaurado del Myomorphus o Megalocnus rodens. Ibid. Mem. vol. II pp. 94-103.
- (53), and MATTHEW, W. D., 1914: Megalocnus and other Cuban ground sloths. Bull. Geol. Soc. Am. 26, p. 152.
- (54) TRAUTH, FR., 1936: Ueber Aptychenfunde auf Cuba. Kon. Akad. Wet. Amsterdam, Proc. Vol. XXXIX, no. 1, pp. 66-76.
- (55) USERA, G. DE, 1917: Informe sobre las minas de Cobre de Manicaragua. Bol. de Minas. Habana, 2, pp. 91-103.
- (56) VAUGHAN, T. W., 1901: The Copper Mines of Santa Clara Province, Cuba. The Eng. and Min. Jour. 72, II, pp. 814-816.
- (57), 1934: A note on Orbitoides browni (Ellis). Jour. Pal. Vol. 8, No. 1, pp. 70-72.
- (58) VERMUNT, L. W. J., 1937: The Geology of Pinar del Rio Province, Cuba, Thesis, Utrecht, In press.
- (59) WESTERMANN, J. H., 1932: The geology of Aruba. Thesis, Utrecht.
- (60) WETMORE, A. L., 1928: Bones of birds from the Ciego Montero deposit of Cuba. Amer. Mus. Novitatis. No. 301, 5 pp.
- (61) WRIGHT, I. A., 1916: The early history of Cuba. 1492-1586. New York 390 pp.

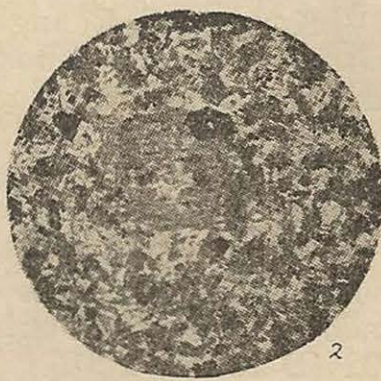
EXPLICACIÓN DE LA LÁMINA

Figuras 1-11 son microfotografías de secciones delgadas; la figura 12 está tomada de una muestra de roca. Las Figuras 1, 4, 7, 8, 9, 10 y 11, están tomadas con nicols cruzados, las figuras 2, 3, 5 y 6, con luz polarizada corriente.

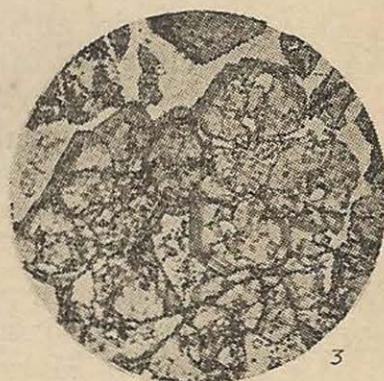
- Fig. 1.—Esquisto serpentina de la Formación de los Esquistos, con "Gittersstruktur". Laminillas de Serpentina dispuestas en la dirección de clivaje del anfíbol. 12½ Kmts. N de El Inglés, a 297 (D 17019 x 30.
- Fig. 2.—Porfírita-uratita, con un residuo de fenocristales de augita y muchos mazos de uralita en forma de escobas, en la masa básica. 3 km. N de Manicaragua, L 338 (D 16541) x 35.
- Fig. 3.—Roca Granate, mostrando los grandes cristales rotos de granate, formando zonas en la periferia. El espacio entre el granate, está relleno de cuarzo. 2¼ km. E de Sancti Spiritus, M 583 (D 16759) x 13½.
- Fig. 4.—Hooibergita-piróxeno, mostrando grandes cristales de anfíbol (abajo) y piróxeno entrelazado con cristales de anfíbol (mitad superior). 5 km. S de la Moza, L. 302 (D 16491) x 9½.
- Fig. 5.—Metahooibergita, con un gran cristal primario de hornblenda, provisto de un anillo oscuro, y una masa básica secundaria compuesta de anfíbol y plagioclasa. 4½ km. S. de Manicaragua, M 217 (D 16696) x 32.
- Fig. 6.—Cuarzo-anfíbol-biotita-diorita; normal de grano grueso del lado derecho y de grano más fino y más oscuro del lado izquierdo. Río Ari-mao, 1 km. N de Manicaragua, M 322 (D 16748) x 9½.
- Fig. 7.—Diorita gnéisica, con estructura de mortero, producida por cataclasis. 4½ km. S de la Moza. L 301 (D 16490) x 11½.
- Fig. 8.—Anfíbol-gneis, con un anillo oscuro compuesto casi por completo de hornblenda ondulatoria en la mitad superior, y en la inferior una con un anillo más claro, mostrando estructura de mortero. 6 km. S de la Moza, L 304 (D 16498) x 28½.
- Fig. 9.—Aplita grano diorítica con entrelazado granofírico. Carretera Central, 2 km. N de Sancti Spiritus, L 438 (16583) x 28½.
- Fig. 10.—Aplita grano diorítica cataclásica, con estructura de mortero, 10 km. SE de Manicaragua, L 291 (D 16483) x 35.
- Fig. 11.—Aplita grano diorítica cataclástica, con estructura de mortero y principio de foliación. 6.5 km. S de Manicaragua, M 229 (D 16700) x 35.
- Fig. 12.—Dique de diorita clara en hooibergita, con inclusiones de hooibergita-piróxeno libre de cuarzo. 5 km. S de la Moza, L 302 x 2.



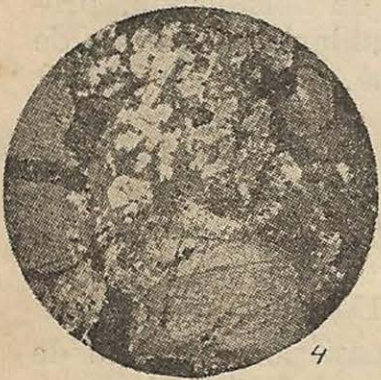
1



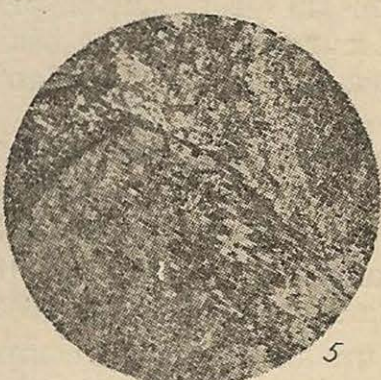
2



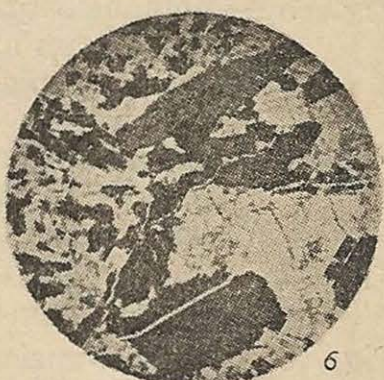
3



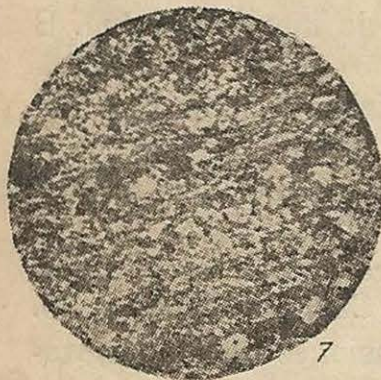
4



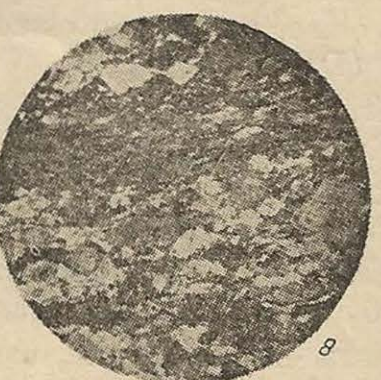
5



6



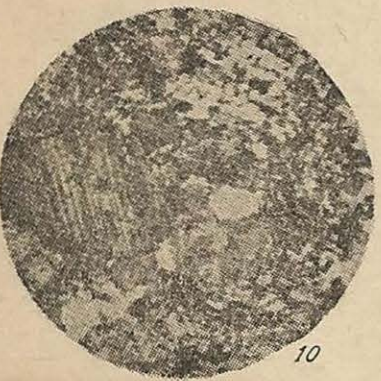
7



8



9



10

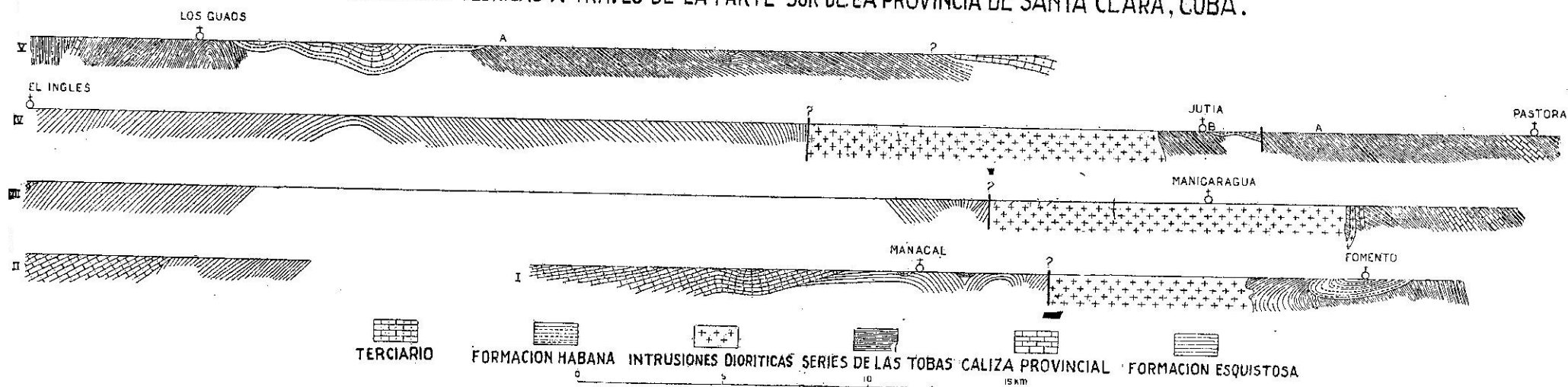


11



12

SECCIONES TEORICAS A TRAVES DE LA PARTE SUR DE LA PROVINCIA DE SANTA CLARA, CUBA.



MAPA INDICANDO LAS LOCALIDADES

POR AATHIADENS

0 5 10 15 20 25 km.

EXPLICACION

M MIOCENO.

O OLIGOCENO.

E EOCENO.

--- LIMITE GEOLOGICO.

— FAYA.

— FERROCARRIL.

— FERROCARRIL DE INGENIO.

— CARRETERA.

— OTROS ITINERARIOS MEDIDOS.

— RIO.

□ PUEBLO O CAGERIO.

L.T.V.H.M. NUMEROS DE CAMPO DE LAS LOCALIDADES

L L.M.R. RUTTEN.

T H.J. TSCHOPP.

V L.W. J. VERMUNT.

M H.J. MAC. GILLAVRY.

M M.Q. RUTTEN.

A A.A. THIADENS.

