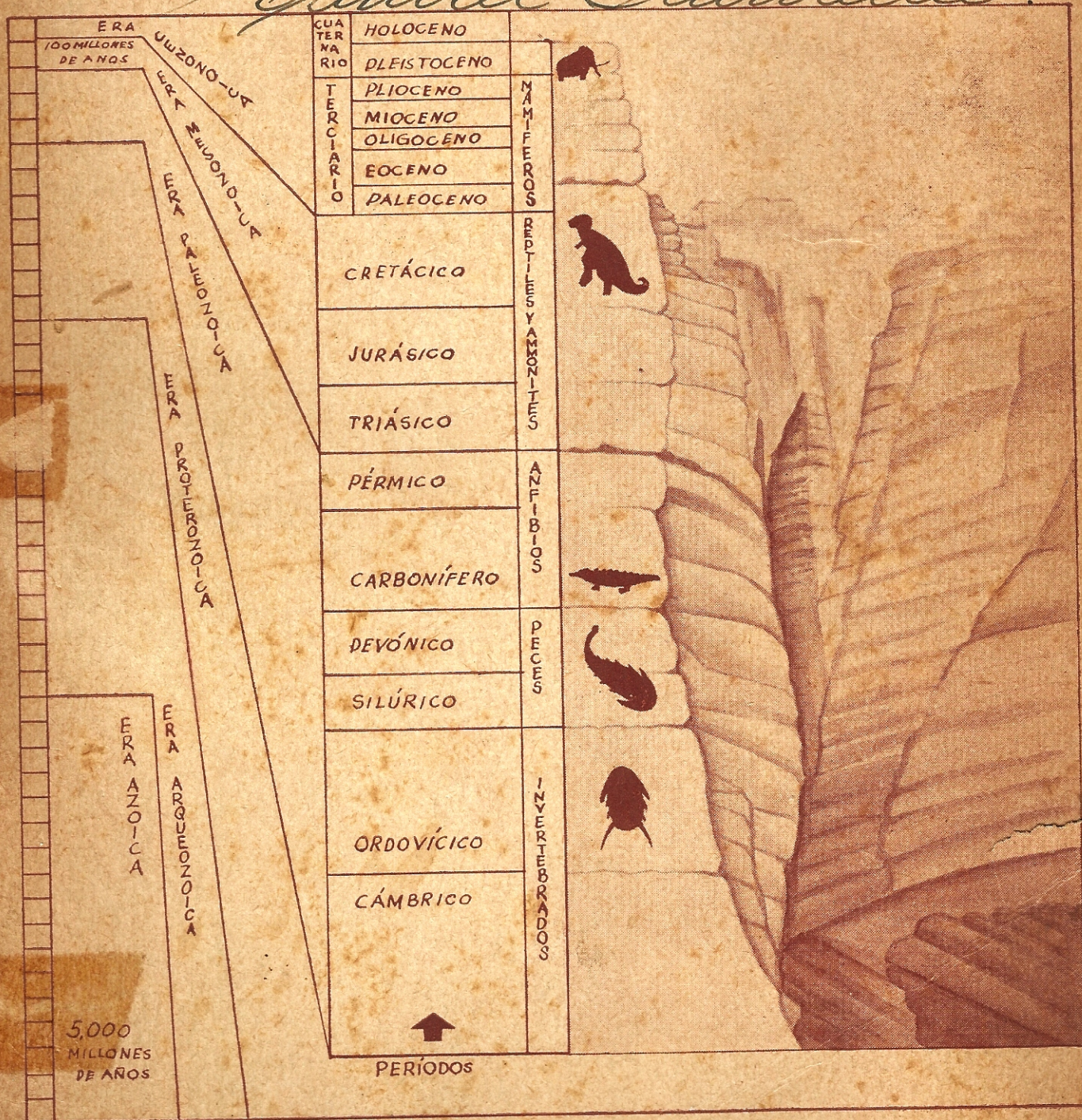


REVISTA DE

GEOLOGIA

Manuel Terralde



ACADEMIA DE CIENCIAS DE CUBA / AÑO I No. 1

REVISTA DE
GEOLOGIA

ACADEMIA DE CIENCIAS DE CUBA

AÑO I No. 1

CONSEJO DE DIRECCION

DR. ANTONIO NUÑEZ JIMENEZ, PRESIDENTE
ACADEMIA DE CIENCIAS DE CUBA

ING. JESUS FRANCISCO DE ALBEAR, DIRECTOR
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

MIEMBROS:

LIC. ANDRES LINCHENAT
INSTITUTO CUBANO DE RECURSOS MINERALES

ING. JOSE RAMON LUEGE
INSTITUTO NACIONAL DE RECURSOS HIDRAULICOS

LIC. FRANCISCO FORMELL
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

DR. PEDRO CAÑAS ABRIL
INSTITUTO DE GEOGRAFIA

ING. GERMAN PLANAS
INSTITUTO DE SUELOS

Co. OTTO HERNANDEZ
DEPARTAMENTO DE GEOFISICA

I N D I C E

Notas preliminares acerca del carso en peridotita, Sierra de Moa, Oriente, Cuba. Por Antonio Núñez Jiménez, Igor Z. Korin, Vladimir I. Finko, Francisco Formell Cortina	5
Sobre la edad de la corteza de intemperismo y las lateritas de Cuba. Por V. I. Finko, I. Z. Korin, F. Formell Cortina	29
La mineralogía de la corteza de intemperismo de las rocas ultrabásicas de la costa norte de la provincia de Oriente, Nicaro, Moa. Por Vladimir Kudelasek, Irena Marxova, Vitezslav Zamarsky	49
Breve informe sobre la metalogenia de los yacimientos hidrotermales de cobre en Cuba. Por N. P. Laverov, R. Cabrera, A. Calvache	77
Estructura geológica y algunas cuestiones relativas a la génesis del yacimiento "El Cobre" (Oriente). Por N. P. Laverov, R. Cabrera	87
Algunas peculiaridades de la Geología de los alrededores del yacimiento "El Cobre" relacionadas con su génesis. Por N. Laverov, R. Cabrera	104
Protrusiones de las serpentinitas en el noroeste de Oriente. Por A. L. Knipper y M. Puig	122
Estructura tectónica de las montañas de la Sierra de los Organos en la zona del pueblo de Viñales y situación en ella de los cuerpos de serpentinitas. Por A. L. Knipper, Y. M. Puscharovski, M. Puig	138
Estructura geológica y algunas cuestiones sobre la génesis del yacimiento de cobre "Matahambre" (provincia de Pinar del Río). Por N. P. Laverov, J. Burian, R. Cabrera, S. Konecny	147

**Estructura tectónica de las montañas de la
Sierra de los Organos, en la zona
del pueblo de Viñales y situación en ella de los
cuerpos de serpentinitas**

**A. L. KNIPPER,
Y. M. PUSCHAROVSKI
M. PUIG**

ESTRUCTURA TECTONICA DE LAS MONTAÑAS DE LA SIERRA DE LOS ORGANOS EN LA ZONA DEL PUEBLO DE VIÑALES Y SITUACION EN ELLA DE LOS CUERPOS DE SERPENTINITAS

INTRODUCCION

I

Los altos mogotes del sistema montañoso de la Sierra de los Organos, compuestos por calizas del jurásico superior, forman una parte inolvidable y de una belleza indescriptible del paisaje del norte de la provincia de Pinar del Río. Los mogotes se elevan verticalmente sobre unos valles relativamente llanos: la elevación del terreno alcanza frecuentemente 350-400 m (fig. 1). La naturaleza tectónica de estos mogotes, hasta el momento actual es muy discutida. De acuerdo con la opinión de Y. W. Lewis,⁽⁵⁾ K. M. Judoley y otros,⁽²⁾ estos son testigos de erosión de la cubierta de transgresión de las calizas del jurásico superior, que se encuentran por encima de los esquistos y de las series de areniscas de San Cayetano ampliamente dislocadas y denudadas en el prejurásico superior. De acuerdo con L. W. Vermunt⁽⁵⁾

y A. A. Meyerhoff,⁽⁵⁾ las calizas del jurásico superior yacen en el arco de un anticlinal poco inclinado que está denudado en algunas partes, hasta las rocas del basamento. S. E. Massip⁽⁵⁾ pinta un complicado cuadro de estructuras bloco-plegadas, pero R. H. Palmer⁽⁷⁾ y C. W. Hatten,⁽³⁾ dan mayor importancia a los corrimientos y sobrecorrimientos (Charriages). De acuerdo con las opiniones de los dos últimos autores, las series esquistosas de la formación* San Cayetano y las calizas del jurásico superior, casi en todas partes están fracturadas por dislocaciones por fallas horizontales.

Entre todas las rocas anteriormente mencionadas, en algunos lugares yacen pequeños cuerpos de serpentinitas, cuya edad de aparición magmática en los últimos tiempos, se determina en el límite entre el jurásico medio y el superior, es decir, cuando ocurrieron los intensos movimientos del plegamiento que dislocaron las rocas areno-esquistosas, de la formación de San Cayetano.⁽²⁾ De aquí se ve que la edad de las hiperbasitas de las montañas de la Sierra de los Organos, se diferencia grandemente de la edad de la masa general de las hiperbasitas de Cuba, cuya edad de aparición magmática se considera del cretácico superior (premaastrichtiano).⁽²⁾

* El término formación de San Cayetano se ha enraizado en la literatura geológica dedicada a Cuba. Por eso aquí y más adelante en el texto, se utiliza el término de formación, en la acepción de serie, masa.



Fig. 1. Aspecto general de los mogotes de la Sierra de Ancón y de Galera.

Esta última circunstancia, e igualmente la completa falta de concordancia de las opiniones sobre la tectónica de la región, fueron la causa de que se planearan las investigaciones geológicas especiales, realizadas por los colaboradores de las Academias de Ciencias cubana y soviética en el verano de 1965.

A continuación se exponen algunos resultados de estos trabajos.

II

Las sedimentaciones más antiguas de la región, son las rocas de la formación San Cayetano, que está compuesta por la alternancia de areniscas levemente metamorfizadas (en general de composición arcosa), alebrolitas y argilitas. En calidad de mineral metamórfico, en las rocas hay casi siempre sericita. La edad de esta formación se determina por el hallazgo de trigonias como del jurásico inferior-medio. La fauna se encontró en la parte media del perfil de esta serie, el espesor visible del cual alcanza los 5.500 m.⁽²⁾

Las rocas de la formación San Cayetano están descritas en gran cantidad de trabajos, por eso no es necesario caracterizarlas de nuevo. Solamente señalaremos que en la parte superior de esta serie, que a veces se distingue como la formación independiente Jagua,^(a) aparecen numerosas capas, lentes y potentes paquetes (de unos 50-100 m de espesor) de oscuras calizas bituminosas, con una fauna de ammonites del oxfordiano.^(a) Estas rocas (calizas), por su aspecto exterior no se diferencian en nada de la potente serie suprayacente (aproximadamente 500 m) de caliza de fina estratificación, la cual contiene también ammonites del oxfordiano.^(a) Este paquete único por su contenido litológico (en ella hay solamente lentes e intercalaciones de silicio), hacia arriba por el perfil se cambia en calizas compactas, masivas, cavernosas de color gris (el espesor también de unos 500 m) que a su vez se cubren con calizas laminadas de capa fina con fauna del tithoniano.^(a) Su espesor visible también es de unos 500 m. Por consiguiente la edad de las calizas cavernosas y masivas puede determinarse como kimmeridgiano.

Es necesario señalar que en virtud de las condiciones específicas de afloración y de una gran cantidad de fallas en la región, no se ha descubierto por ninguna parte el contacto entre las series esquistosas y calizas del corte. Por eso, en nuestra opinión, no hay ningún fundamento para trazar un brusco límite de transgresión en la base entre las calizas del jurásico superior y hablar de una fase preoxfordiana de plegamiento.⁽²⁾ Es más probable por el contrario, que teniendo en cuenta la existencia de lentes de calizas en la parte

superior del corte (formación Jagua), y su edad oxfordiana, se puede hablar de un gradual o por lo menos concordante paso entre las formaciones esquistosas y calizas. El distinto grado de dislocación de las series arenisco-esquistosa y caliza, que frecuentemente se cita en calidad de prueba de una fase prejurásica superior de plegamiento, puede igualmente ser explicada fácilmente con la existencia de una etapa postjurásica superior de plegamiento (ver más adelante).

Además, la existencia de una fauna oxfordiana de ammonites en las calizas que yacen entre las sedimentaciones arenoso-esquistosas, que no se diferencian de las de las rocas de la formación de San Cayetano, da la posibilidad de plantear que una parte de la sección arenoso-esquistosa única (en la parte superior del cual se encuentra una intercalación de calizas) tiene edad jurásica superior.

Las calizas del tithoniano se cubren con absoluta concordancia por calizas grises y rosadas de lámina fina, una buena afloración de las cuales se encuentra a un kilómetro al oeste del pueblito de Ancón. Estas rocas contienen microfauna del eoceno inferior.^(a) El espesor visible de estas rocas es aproximadamente de 20 metros.

Es discutida la edad de la serie terrígena, descubierta en la zona del Llano de Manacas. Esta serie consta de una intercalación de areniscas grauvacas verdes, de alebrolitas y conglomerados, en los cuales hay numerosos fragmentos de calizas y sílice del jurásico superior. En opinión de C. W. Hatten, que distinguió estas rocas en la formación independiente Manacas,⁽³⁾ la edad de éstas es igualmente del eoceno inferior. H. J. Morgan⁽⁶⁾ incluye estas mismas rocas en el paleoceno. De una u otra forma se puede considerar que la formación Manacas tiene por lo visto una edad joven, evidentemente terciaria (puede que sus partes bajas sean del maestrichtiano). No fue observada por nosotros ninguna interrelación estratigráfica normal de estas rocas con otras formaciones más antiguas.

De esta forma, en la región del pueblo de Viñales un potente corte de las sedimentaciones del jurásico, después de un prolongado receso, se cubre en absoluta concordancia por calizas del eoceno inferior. El hecho merece atención.

III

Todas las rocas descritas anteriormente, yacen dentro de los límites del meganticlinorium de Pinar del Río, que es el más grande del oeste de Cuba.⁽¹¹⁾ Este

meganticlinorium consta de dos grandes anticlinoria: el del norte y del sur, que están divididos por el sinclinorium de Viñales. Nuestros trabajos abarcan la faja limítrofe entre el anticlinorium norte y el sinclinorium de Viñales.

El anticlinorium norte a lo largo de una pendiente de una falla inversa, está corrido hacia el sinclinorium (fig. 2).^{*} En esta faja limítrofe, en la zona de la gran falla inversa, cuyo plano buza hacia el noroeste con un ángulo de 60-70°, está comprimido un estrecho graben-sinclinal lineal, relleno por sedimentaciones terciarias de la formación de Manacas. Todas las rocas en los límites de este graben-sinclinal, están inclinadas abruptamente (40-60°) hacia el noroeste. Con esta misma falla inversa coincide un cuerpo lineal de serpentinitas que están profundamente foliadas y brechadas, el cual atraviesa las rocas terrígenas de la formación Manacas.

Las rocas de la formación de San Cayetano, al norte de la falla inversa están sumamente quebradas, foliadas y plegadas en un complicado sistema de pliegues estrechos y frecuentemente isoclinales, cuyas cuestas están inclinadas al noroeste. Frecuentemente en las crestas de los anticlinales, se ve un aumento de los espesores de las intercalaciones esquistosas, que se encuentran entre las areniscas. Esto nos dice del flujo de las rocas al plegarse.

^{*} Entiéndase por Fig. 2 la Ap. Fig. 2-F del Atlas adjunto.

La estructura interna del sinclinorium de Viñales se distingue por una gran complejidad, causada por la existencia de estrechos pliegues lineales, complicados con corrimientos e inclusive con mantos o sobrecorrimientos. Por todo esto, en la región se observan tres sinclinales lineales limítrofes con los anticlinales. Al oeste estos pliegues son cortados oblicuamente por la falla inversa mencionada anteriormente, de modo que en el corte sureste vemos un solo gran sinclinal con un anticlinal contiguo a él, y en el corte extremo noroeste observamos los tres sistemas contiguos de pliegues que fueron mencionados anteriormente. Las partes más profundas del sinclinal se encuentran al oeste. Dentro del pliegue se observan unos grandes corrimientos lineales, que ocupan una posición estructural y estratigráfica específicamente determinada. Uno de los corrimientos se encuentra en los flancos del anticlinal y siempre divide las calizas masivas cavernosas del kimmeridgiano de las calizas de capa fina del oxfordiano. A lo largo del contacto de estas rocas de distinta edad, casi siempre se encuentran brechas tectónicas que constan de fragmentos angulosos agudos (fig. 3) e inclusive de pedazos de las capas de las calizas oxfordianas. Los fragmentos que están compactamente rozados unos contra otros, están cementados con una masa negra parecida a la harina, que surgió al rozarse las rocas del oxfordiano. Estas brechas se ven claramente cerca de la caverna de José Miguel y más adelante hacia el este, en la parte superior del mogote de la Sierra de Guasasa (fig. 4). Siguiendo su

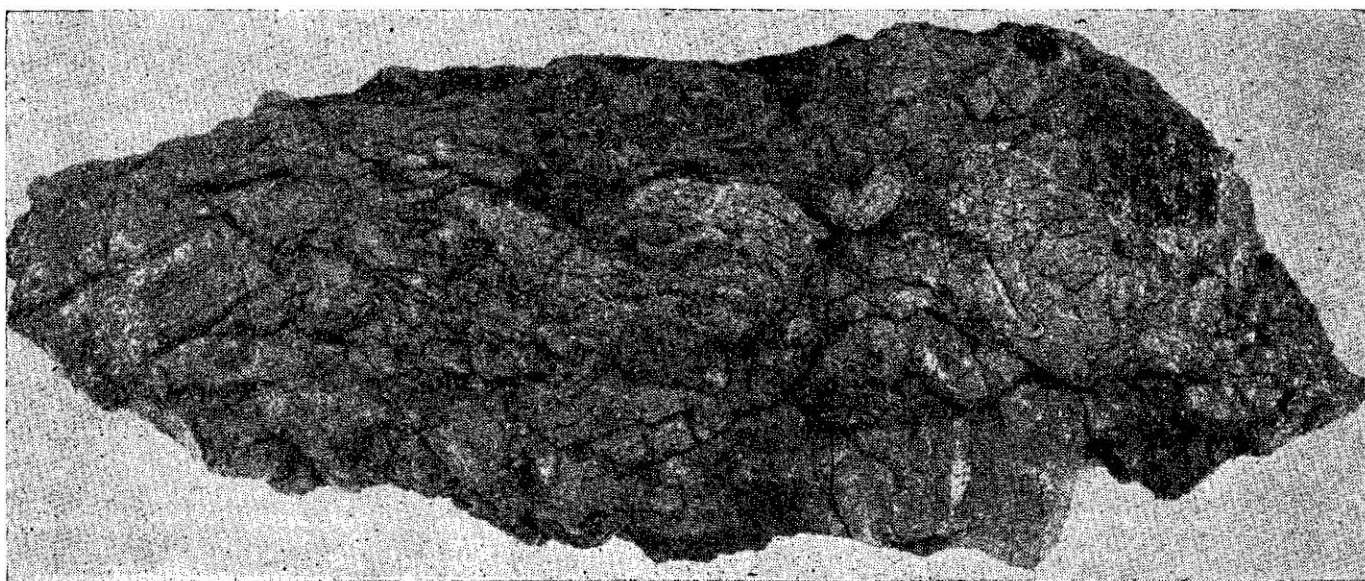


Fig. 3. Brecha tectónica, compuesta de clastos de calizas del oxfordiano.

dirección las calizas del kimmeridgiano, cortan gradualmente las rocas del oxfordiano y hacen contacto con los esquistos de la formación de San Cayetano, sobre los cuales ellas se corren a lo largo de superficies de muy poca inclinación. El último hecho se aprecia claramente a lo largo de los pies sur y suroeste del mogote de Sierra Galeras, donde las calizas del kimmeridgiano yacen directamente sobre los esquistos de la formación San Cayetano (fig. 5). La configuración del contorno suroeste del mogote, de ninguna forma determina la dirección de las rocas dentro de sus límites. A lo largo del extremo sur del mogote se ve bien cómo, al nordeste, por debajo de la superficie del corrimiento, van apareciendo calizas de capas finas del oxfordiano. Esa misma procedencia tiene también el manto que cubre casi completamente el sinclinal sur en la región del pueblo de Viñales. Aquí las calizas masivas del kimmeridgiano cubren todas las rocas del corte del jurásico, empezando por los esquistos de la formación San Cayetano y terminando por las calizas del tithoniano. El flanco norte de este manto, cuya amplitud horizontal de desplazamiento alcanza unos 3 km, buza hacia

el sureste con un ángulo de 45° ; la sur yace casi horizontal.

Otro sistema de corrimientos siempre acompaña al contacto de las rocas esquistosas de San Cayetano (que yacen en los núcleos de los anticlinales) con las calizas más jóvenes (en el núcleo de los sinclinales). Las superficies de estos corrimientos buzan con poca inclinación en dirección noroeste. Con estos mismos corrimientos coinciden también unos estrechos cuerpos lineales de serpentinitas. Esta circunstancia se aprecia muy claramente en los límites de la parte sur del anticlinal norte, donde dos cuerpos de serpentinitas, que se encuentran a lo largo de la superficie del corrimiento, caen concordantemente con el declive de la superficie del corrimiento (al este con poca inclinación, al oeste más abruptamente). Es muy importante que, por esta dislocación fallada forman complicados pliegues las areniscas, los esquistos y las calizas de las formaciones San Cayetano y Jagua corridas hacia las calizas del eoceno inferior, las cuales, como ya se había dicho anteriormente, cubren concordantemente las rocas del tithoniano.



Fig. 4. Brecha tectónica en la base de las calizas del kimmeridgiano. Parte superior del mogote Sierra de Guasasa.



FIGURA 5

Manto tectónico de calizas del kimmerigiano en los esquistos de la formación San Cayetano y Jagua.

Símbolos de la foto aérea de Viñales

J 1—3 Formación San Cayetano + Jagua

J 3 km Calizas del Kimmerigiano

J 3+ Calizas del Titoniano

Cr2 - Pg Rocas terrígenas

△ △ △ thrusts

— — — fallas

≈ ≈ dirección de las rocas

Es curioso que a lo largo de un corrimiento análogo, situado en el flanco sur del anticlinal que se encuentra en el pie sur de los mogotes de la Sierra Viñales, el cuerpo de serpentinitas, parece como si pasara por debajo de la superficie de este corrimiento en la base del manto, compuesto por calizas del kimmerigiano, lo que se ve bien al norte del Mogote del Valle.

De esta forma, la estructura tectónica del sinclinatorium de Viñales se determina por la existencia en él de complicados pliegues tumbados hacia el sur. Los flancos sur de los anticlinales están complicados con corrimientos, a lo largo de los cuales, las rocas que componen el núcleo de las estructuras positivas se corren hacia los sinclinales contiguos. Una serie de perfiles, adjuntos al mapa geológico, ilustra nuestras representaciones.

Todas las dislocaciones de la región descritas anteriormente (puede ser que a excepción de la abrupta falla en la parte sur de la región), surgieron como resultado de una misma etapa de movimientos tectónicos, cuya edad en la región investigada, se establece con bastante precisión: es del posteoceno inferior. Irrefutablemente esto se explica también por la presencia de

calizas del eoceno inferior, en el núcleo del sinclinal, sobre el cual se han corrido las rocas esquistosas de la formación San Cayetano.

Antes de pasar a la hipótesis, que explica el mecanismo de la formación de los pliegues de la región, nos detendremos brevemente en algunas cuestiones de la situación tectónica de los cuerpos de serpentinitas.

IV

Como ya se había dicho anteriormente, todas las serpentinitas de la región, forman estrechos cuerpos lineales, que coinciden con las superficies de las grandes fallas: fallas inversas y corrimientos. Por eso, la edad de su aparición en la estructura actual de la región de Viñales esencialmente, se determina por la edad de estas dislocaciones, es decir, del posteoceno inferior.

En unos cuerpos, las serpentinitas se han convertido en una "papilla" esquistosa quebrada, en otros están fuertemente dislocadas y en forma de estructuras de budina. Todo esto, más una completa ausencia de contactos magmáticos activos con las rocas encajantes, ha-

bla de que las rocas ultrabásicas no se introdujeron a lo largo de las superficies de los corrimientos y fallas inversas después de los procesos de plegamiento, sino que tomaron parte en ellos en forma de masas ya frías y serpentinizadas. Se puede suponer que las serpentinitas a lo largo de las superficies de los corrimientos, fueron apresadas en los núcleos de los anticlinales en un proceso de plegamiento que ocurrió después del eoceno inferior. La compresión plástica de los cuerpos fríos serpentinizados (protrusiones)^(9, 10) descrita en muchas partes del globo terrestre (Yugoslavia, Turquía, EE.UU., URSS), no hace mucho, después de M. T. Kozary⁽⁴⁾ también fue señalada por nosotros en la parte noroeste de Oriente. Por eso se puede suponer que las serpentinitas de la región de Viñales, son parte de un gran macizo de serpentinitas que se encuentra en alguna parte, en las profundidades.

Todo lo anteriormente dicho también se refiere al cuerpo de serpentinitas que se encuentra a lo largo de una gran pendiente inversa, que separa el sinclinal de Viñales del anticlinorium norte.

De aquí se deduce que la edad de aparición magmática de las rocas ultrabásicas de la región de Viñales no puede ser esclarecida con el citado material. Puede ser todo lo viejo que se quiera: del cretácico, del jurásico e inclusive del paleozoico. Lo más probable es que su edad sea la misma que la de todos los cuerpos de serpentinitas de Cuba. Por eso es muy difícil decir que la actual situación de los cuerpos de serpentinitas se determina por el lugar de su aparición magmática en el límite del jurásico medio y superior, tal como se ha hecho en el último resumen sobre la Geología de Cuba.⁽²⁾ Tal como ya lo habíamos visto, esta etapa del desarrollo tectónico del meganticlinorium de Pinar del Río, no se ha destacado con ningún suceso geológico notable, con excepción de la aparición de los lentes e intercalaciones de las calizas entre las areniscas y esquistos.

En conclusión, sólo señalaremos que la edad de aparición magmática de las hiperbasitas de Cuba en el momento actual, no puede considerarse como solucionado. Nosotros en este caso estamos de acuerdo a las opiniones de M. Kozary,⁽⁴⁾ C. Ducloz y M. Vaugnat,⁽¹⁾ que consideran que las serpentinitas de Cuba son intrusivos fríos, cuya edad de aparición magmática se determina por la edad del manto terrestre. La aparición de estos bloques en la parte superior de la corteza terrestre, está relacionada con su desgarramiento a lo largo de las zonas de fallas profundas que alcanzan la capa de los mantos.

V

Como resumen del actual trabajo, trataremos de sacar algunas conclusiones relativas a la historia del desarrollo del meganticlinorium Pinar del Río y sobre el mecanismo de formación de los plegamientos dentro de los límites del sinclinatorium de Viñales.

El fin de la constante etapa de sedimentación jurásica se destacó al suspenderse el hundimiento de la actual zona del meganticlinorium de Pinar del Río. Como resultado de este fenómeno, dentro de los límites de la zona geosinclinal de Cuba a principios del período cretácico, se aisló la gran elevación formada por rocas del jurásico. En los límites de esta estructura tectónica las rocas jurásicas conservaron su estructura de consedimentación originaria. En el período cretácico, el hundimiento intensivo continuó sólo en las grandes depresiones que servían de marco a esta elevación por el norte y por el sur, donde se acumulaba un potente complejo de rocas vulcanógenas y sedimentarias. Es posible, que en los límites de la parte estudiada del meganticlinorium de Pinar del Río, se acumulara una cubierta de poco espesor de rocas del cretácico, el cual sin embargo, fue destruido por completo a principios del eoceno inferior, cuando las calizas marinas de esta edad cubrieron con absoluta concordancia las rocas del tithoniano. Es posible que este hundimiento del futuro meganticlinorium comenzara un poco antes, cuando en las cercanías de la actual frontera del anticlinorium del norte y del sinclinatorium de Viñales, surgió una estrecha depresión de tipo de sutura,⁽¹¹⁾ que se rellenó con rocas terrígenas. Es posible que el surgimiento de esta depresión esté relacionado con el comienzo del maestrichtiano, es decir, con el momento de una gran reconstrucción tectónica en los límites de toda la zona geosinclinal de Cuba.^(2, 11) También es posible suponer que las rocas de la serie Manacas no formaron, en los límites de la elevación de Pinar del Río, una cubierta compacta, pues de esta forma se hubieran conservado en las calizas del eoceno inferior. Por eso, inclusive si la elevación de Pinar del Río estuvo cubierta completamente por calizas del eoceno inferior, aún así, el espesor de la cubierta terciaria dentro de sus límites, no sería mayor que el de las rocas correspondientes por edad, que se acumularon en los límites de los sinclinatoria contiguas. El espesor máximo del eoceno inferior y medio en los límites de la profunda depresión del paleogeno del sinclinatorium de San Diego de los Baños, de acuerdo con los datos del pozo Baños No. 1, es igual a 700 m.⁽²⁾ Por eso se puede considerar que el espesor de la cubierta sedimentaria del paleogeno

En los límites de la elevación de Pinar del Río, en ninguna parte fue mayor de 700 m, y lo más posible es que fuera mucho menor.

En consecuencia, los procesos de formación de plegamiento abarcaron la región investigada a fines del eoceno medio (esta etapa de intensos movimientos tectónicos es característica para toda la zona geosinclinal de Cuba) y transcurrió en condiciones casi superficiales. En el proceso de este plegamiento también se formó la actual estructura plegada de la región de Viñales y la antigua elevación tomó todos los rasgos de un meganticlinorium de complicada construcción.

A fines del eoceno medio (fig. 6), las rocas no dislocadas del jurásico superior y del eoceno, a consecuencia de una presión stress, dirigida de noroeste a sureste, comenzaron a formar pliegues de poca inclinación. Con esto, a lo largo de las zonas surgidas de giros relativamente abruptos en los núcleos de los sinclinales y anticlinales, las calizas masivas y compactas del kimmeridgiano fueron arrancadas junto con otras calizas menos competentes de las capas finas del oxfordiano, las cuales en condiciones de movimientos de plegamiento formaron pliegues abruptos. Las calizas macizas del kimmeridgiano, en esas mismas condiciones, formaron solamente pliegues en forma de arcos de poco ángulo. La continuación del proceso de compresión, condujo a un rompimiento de las calizas del kimmeridgiano desde su base del oxfordiano y a un corrimiento de un paquete potente de rocas de 1000 m, compuesto por rocas del kimmeridgiano, del tithoniano y del eoceno inferior hacia el núcleo del pliegue sinclinal que surgió en una etapa relativamente más antigua de los movimientos de formación de pliegues. El movimiento de esta cubierta tectónica se acompañó del quebrantamiento de las rocas autóctonas hacia el sur. De esta manera, la formación de la cubierta tectónica está estrechamente ligada con los movimientos de plegamiento y causado por la distinta competencia de las calizas del oxfordiano y del kimmeridgiano para formar pliegues.

El segundo gran corrimiento surge en el núcleo del pliegue anticlinal. Este también se debe a la distinta competencia de las calizas del oxfordiano y los esquistos de la formación de San Cayetano. Esta falla tectónica surge en el lugar de giro más brusco del anticlinal y

de la ulterior compresión de las masas esquistosas en su núcleo. Este proceso causa la diferencia brusca de morfología en los pliegues de las rocas de la formación de San Cayetano y en las calizas suprayacentes.

Durante el proceso de desarrollo del corrimiento al mismo tiempo que alcanzaba las partes relativamente más profundas de los pliegues, conjuntamente con la compresión de las masas esquistosas hacia arriba y hacia el suroeste, a todo su largo ocurría también la prensadura fría de las serpentinitas plásticas. Al moverse estas rocas a lo largo del corrimiento, en el núcleo del pliegue tiene lugar su quebrantamiento complementario y su trituración. Cuando la masa de serpentinitas que se mueve, alcanza con su movimiento hacia arriba la base de la cubierta tectónica formada por calizas del kimmeridgiano que también está en movimiento, ocurre una especie de paso de una superficie de la falla tectónica hacia la otra. La existencia de serpentinitas en el pie de los corrimientos y mantos, hace más leve el deslizamiento horizontal de las masas, ya que estas rocas juegan un papel como de "lubricante". De esta forma, por una parte la prensadura de las serpentinitas está relacionada con los movimientos de plegamiento, y por la otra ellas mismas, al alcanzar determinadas superficies, hacen más fácil el desplazamiento horizontal en los límites de los pliegues. Su posición en el plegamiento recuerda la posición de una serie de rocas del triásico ricas en yeso dentro de los límites de las montañas del Jagua. El esquema anteriormente señalado de la formación de los pliegues de la región, se muestra en la fig. 6.*

Solamente falta agregar, que en este mismo momento también tiene lugar el corrimiento de la actual zona del anticlinorium norte hacia el sinclinorium de Viñales. Se puede suponer que la falla invertida anteriormente señalada que divide estas dos grandes estructuras, utilizó la zona que bordea la depresión rellenada por la formación Manacas.

De esta forma, según nosotros, durante las deformaciones tectónicas que abarca la región de Viñales a finales del eoceno medio al formarse la estructura plegada, tuvo un papel decisivo la diferente competencia de las rocas, la cual a fin de cuentas, propició todos los detalles de la tectónica de esta región.

* Entiéndase por Fig. 6 la Ap. Fig. 6-F del Atlas adjunto.

BIBLIOGRAFIA

- (1) Ducloz C., Vagnat M. A. Propos de l'age de serpentinitas de Cuba. Arch. Sci., V. 15, fasc. 2, 1963.
- (2) Furrzola-Bermúdez G., Judoley C. M. y otros. Geología de Cuba. La Habana, 1964.
- (3) Hatten C. W. Informe geológico sobre Sierra de los Organos. 1957. Manuscrito Archivo I.C.R.M.
- (4) Kozary M. T. Ultramafies in the thrust zones in Northeastern Oriente, Cuba, 1956. Manuscrito Archivo I.C.R.M.
- (5) Meyerhoff A. A. Reporte geológico de la Sierra de los Organos. 1956. Manuscrito Archivo I.C.R.M.
- (6) Morgan H. I. Stratigraphy of the three Western Province of Cuba. 1957. Manuscrito Archivo I.C.R.M.
- (7) Palmer R. H. Outline of Geology of Cuba. Journ. Geol. Vol. 53, No. 1, 1945.
- (8) Judoley C. M., Furrzola-Bermúdez, G. Estratigrafía y fauna del jurásico de Cuba. La Habana, 1965.
- (9) Knipper A. L. Particularidades de la formación de los anticlinales con núcleos de serpentinitas (Zona Sevan-Akerinskaia del Cáucaso Menor). Boletín de la MOIP. Sociedad Moscovita de Investigadores de la Naturaleza, Departamento de Geología, 1965, No. 2.
- (10) Knipper A. L., Costanian Y. L. Edad de los hiperbásicos de la costa noreste del lago Sevan. "Izvestia" de la Academia de Ciencias, serie geológica 1964, No. 10.
- (11) Pusharovski Y. M., Knipper A. L., Puig M. Mapa tectónico de Cuba, escala 1:1'000.000 (texto explicativo). La Habana, 1965.