

**NOVIEMBRE
SUPLEMENTO
2023**



MAYA

REVISTA DE GEOCIENCIAS





MAYA

REVISTA DE GEOCIENCIAS

Revista Maya: Revista Maya de Geociencias que (RMG) nace del entusiasmo de profesionistas con la inquietud de difundir conocimientos relacionados con la academia, investigación, la exploración petrolera y Ciencias de la Tierra en general.

El objetivo principal de la revista es proporcionar un espacio a todos aquellos jóvenes profesionistas que deseen dar a conocer sus publicaciones. Los fundadores de la revista son *Luis Angel Valencia Flores, Bernardo García Amador y Claudio Bartolini*.

Otro de los objetivos de la Revista Maya de Geociencias es incentivar a profesionales, académicos, e investigadores, a participar activamente en beneficio de nuestra comunidad joven de geociencias.

La Revista tendrá una publicación mensual, por medio de un archivo PDF, el cual será distribuido por correo electrónico y compartido en las redes sociales. Esta revista digital no tiene fines de lucro. La RMG es internacional y bilingüe. Si desean participar o contribuir con algún manuscrito, por favor comuníquense con cualquiera de los editores.

Las notas geológicas tienen como objetivo el presentar síntesis de trabajos realizados en México y en diferentes partes del mundo por jóvenes profesionales y prestigiosos geocientíficos. Son notas esencialmente de divulgación, con resultados y conocimientos nuevos, en beneficio de nuestra comunidad de geociencias. Estas notas no están sujetas a arbitraje.

**Es importante aclarar, que las opiniones científicas, comerciales, culturales, sociales etc., no son responsabilidad, ni son compartidas o rechazadas, por los editores de la revista.*

Portada de la revista: CRÁTER RINCÓN DE PARANGUEO. El Cráter Rincón de Parangueo, también llamado Hoya de Parangueo, es un maar cuyo peculiar color blanquecino se debe a la abundancia de evaporitas (trona, termonatrita, eitelita, halita y silvita). Es uno de los siete volcanes inactivos situado en un lugar llamado: Valle de las Siete luminarias. Estos cráteres, inexplicablemente, están alineados igual que la constelación de la Osa Mayor. Se encuentran en el Municipio de Valle de Santiago, estado de Guanajuato, México. Fotografía de **Soco Uribe Estrella**.

Revista Maya: The Revista Maya de Geociencias (RMG) springs from the enthusiasm of professionals with a desire to distribute knowledge related to academic research, exploration for resources and geoscience in general.

The main objective of the RMG is to provide a place for young professionals who wish to distribute their publications. The founders of the Revista are Luis Ángel Valencia Flores, Bernardo García and Claudio Bartolini.

A further objective of the RMG is to encourage professionals, academicians and researchers to actively participate for the benefit of our community of young geoscientists.

The RMG is published monthly as a PDF file distributed by email and shared through social media. This digital magazine has no commercial aim. It is international and bilingual (Spanish and English). If one wishes to participate or contribute a manuscript, please contact any of the editors.

The geological notes aim to synthesize work carried out in Mexico and other parts of the world both by young professionals and prestigious geoscientists. These notes are produced principally to reveal new understandings for the benefit of our geoscientific community and are not subjected to peer review.

Revista de difusión y
divulgación geocientífica.

EDITORES



Luis Angel Valencia Flores (M.C.). Ingeniero Geólogo y Maestro en Ciencias en Geología, egresado de la Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura-Unidad Ticomán. Ha trabajado en el IMP, Pemex Activo Integral Litoral de Tabasco, Schlumberger, Paradigm Geophysical, Comisión Nacional de Hidrocarburos, Aspect Energy Holdings LLC, actualmente es académico del IPN (posgrado y licenciatura) y la UNAM (licenciatura) impartiendo las materias de Evaluación de formaciones, Caracterización de yacimientos, Geología de yacimientos, Geoquímica, entre otras del ramo petrolero. Cuenta con experiencia de 20 años trabajando en diversos proyectos de planeación y

perforación de campos, pozos costa afuera, petrofísica, geomodelado y caracterización de yacimientos entre ellos: Cantarell, Sihil, Xanab, Yaxche, Sinan, Bolontiku, May, Onixma, Faja de oro, campos de Brasil, Bolivia y Cuba. Como Director General Adjunto en la CNH fue parte del equipo editor técnico en la generación de los Atlas de las Cuencas de México, participó como ponente del Gobierno de México en eventos petroleros de Canadá, Inglaterra y Estados Unidos. Es Technical Advisor del Capítulo estudiantil de la AAPG-IPN.

luis.valencia.11@outlook.com



Bernardo García-Amador es candidato a doctor en Ciencias de la Tierra por la UNAM. Su pasión es entender las causas y consecuencias de la tectónica. Actualmente se encuentra en proceso de graduarse del doctorado, con un trabajo que versa en la evolución tectónica de Nicaragua (Centroamérica). Además imparte el

curso de tectónica en la Facultad de Ingeniería de la UNAM. Recientemente Bernardo ha publicado parte de su trabajo de doctorado en las revistas Tectonics y Tectonophysics, además de ser coautor de otros artículos científicos de distintos proyectos.

bernardo.garcia@ingenieria.unam.edu



Josh Rosenfeld (Ph.D.). He obtained an M.A. from the University of Miami in 1978, and a Ph.D. from Binghamton University in 1981. Josh joined Amoco Production Company as a petroleum geologist working from 1980 to 1999 in Houston, Mexico and Colombia. Upon retiring from Amoco, Josh was employed by Veritas DGC until

2002 on exploration projects in Mexico. He has been a member of HGS since 1980 and AAPG since 1981, and currently does geology from his home in Granbury, Texas.

jhrosenfeld@gmail.com



Claudio Bartolini (Ph.D.) is presently a senior exploration advisor at Petroleum Exploration Consultants Americas. He has more than 25 years of experience in both domestic and international mining and petroleum exploration, mainly in the United States and Latin America. Claudio is an associate editor for the AAPG Bulletin and he has edited several books on the petroleum geology of the Americas. He is a

Correspondent member of the Academy of Engineering of Mexico.

Claudio was made an Honorary Member of the AAPG in 2022 in recognition of his service to the Association, and his devotion to the science and profession of petroleum geology.

bartolini.claudio@gmail.com

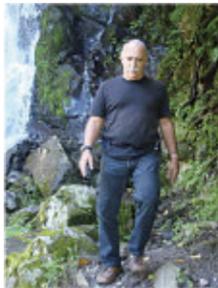
COLABORADORES



Salvador Ortuño Arzate received his M. Sc. from the National Autonomous University of Mexico (UNAM) and his Ph.D. from the Université de Pau and Pays de l'Adour (UPPA) in France. He has been a researcher at the Instituto Mexicano del Petróleo and the Institut Français du Pétrole, focusing his work on the Exploration Petroleum field. Salvador has published several papers and a book, "El Mundo del Petróleo" (Petroleum's world),

examining and shedding light on the history of petroleum and the implications for the society. Also, he has worked as an advisor for several universities and national corporations. Lastly, he has served as faculty and has taught different courses at the Secretariat of National Defense and at the Engineering School of U.N.A.M.

soaortuno@gmail.com



Ing. Humberto Álvarez. Más de 5 décadas dedicadas a la geología de Cuba occidental y central. Cartógrafo en los macizos metamórficos y ofiolíticos de Cuba central y editor cubano de la Expedición checoslovaca Escambray II. Autor/coautor de 23 unidades del Léxico Estratigráfico de Cuba y miembro de las subcomisiones del Jurásico, Cretácico y Paleógeno de la Comisión del Léxico. Es el descubridor del mayor depósito cubano de fosforitas marinas. Gerente de Operaciones de Geotec, S.A.; dirigió exploraciones de Cu y Au en la Cordillera Central de Panamá y Perú para Juniors canadienses. Country Manager de Big Pony Gold de Utah y Geólogo Senior de Gold Standard Brasil, exploró prospectos de oro en el basamento cristalino de Uruguay y en los Estados de Santa Catarina y Mato

Grosso del Norte. El Ministro de Comercio e Industrias lo nombró Miembro de la Comisión "Ad Honorem" del Plan Maestro de Minería de Panamá. El Banco Interamericano de Desarrollo le encargó de redactar el Proyecto de Geología y Minería y parte de su Misión Especial para su entrega al Gobierno panameño. Anterior Miembro del Consejo Científico de GWL de la Federación Rusa y Representante del BGS en América central. Director de Miramar Mining Panamá y Minera Santeña, S. A., reside en Panamá y redacta obras sobre geología de Cuba y Panamá. En el repositorio Academia.edu, se encuentran 22 artículos suyos.

geodoxo@gmail.com

afloramientos antiguos de aguas someras y profundas de México, Turquía y Marruecos en colaboración con entidades públicas y privadas de esos países. Es instructor de cursos de campo y oficina en arquitectura de yacimientos de aguas profundas y tectónica salina por debajo de la resolución sísmica.

r.lopez.jimenez00@aberdeen.ac.uk



Ramón López Jiménez es un geólogo con 14 años de experiencia en investigación y en varios sectores de la industria y servicios públicos. Es un especialista en obtención de datos en campo, su análisis y su conversión a diversos productos finales. Ha trabajado en EEUU, Mexico, Colombia, Reino Unido, Turquía y España. Su especialidad es la sedimentología marina de aguas profundas. Actualmente realiza investigación en



Marisol Polet Pinzon Sotelo. Ingeniera Geóloga egresada de la Universidad Autónoma de Guerrero y Maestra en Ciencias Geológicas por la Universidad Autónoma de Nuevo León; ha colaborado en proyectos de investigación en el noroeste de México; cuenta con 9 años de experiencia en exploración de hidrocarburos en PEMEX Exploración y Producción. Se ha desarrollado

en el modelado de sistemas petroleros y estudios de Plays en Proyectos de aguas ultra profundas, profundas y someras en el norte del Golfo de México. Actualmente pertenece al Activo de Exploración Marina Norte de la Subdirección de Exploración.

poletpinzon@gmail.com



José Antonio Rodríguez Arteaga es Ingeniero geólogo, egresado de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Universidad Central de Venezuela, Caracas, con más de 30 años de experiencia. En sus inicios profesionales laboró como geólogo de campo por 5 años consecutivos en prospección de yacimientos minerales no-metálicos de la región Centro-Occidental de Venezuela. Tiene en su haber labores de investigación en Geología de Terremotos y Riesgo Geológico asociado o no a la sismicidad. Es especialista en Sismología Histórica, Historia de la Sismología y Geología venezolanas. Ha recibido entrenamiento profesional en

Metalogenia, Ecuador y Geomática Aplicada a la Zonificación de Riesgos en Colombia. Tiene en su haber como autor y coautor, tres libros dedicados a la catalogación sísmológica del siglo XX; a la historia del pensamiento sísmológico venezolano y la coordinación de un atlas geológico de la región central del país, preparado junto al Dr. Franco Urbani, profesor por más de 50 años de la Escuela de Geología de la Universidad Central. Actualmente prepara un cuarto texto sobre los estudios de un inquieto naturalista alemán del siglo XIX y sus informes para los terremotos destructores en Venezuela de los años 1812, 1894 y 1900.

rodriguez.arteaga@gmail.com



María Guadalupe Cordero Palacios es candidata para obtener el grado de maestra en ingeniería por la UNAM, geocientífica entusiasta por la divulgación en México. Se ha desempeñado como geocientífica en el área de exploración de recursos naturales en las empresas Fresnillo PLC, SGM y ha colaborado

con la Universidad Complutense de Madrid. Su principal gusto en las geociencias se centra en la geología estructural.

lup@comunidad.unam.mx



Jon Blickwede egresó de la Universidad de Tufts en Boston, Massachusetts, EEUU con un Bachillerato en Ciencias de la Tierra en 1977. Entró a la Universidad de New Orleans, Louisiana en 1979, donde hizo su tesis de Maestría en Geología sobre la Formación Nazas en la Sierra de San Julián, Zacatecas, México. Jon comenzó su carrera en 1981, trabajando por 35 años como geólogo de exploración petrolera para varias compañías tal como Amoco, Unocal, y Statoil. Realizó

proyectos de geología sobre EEUU, México, Centroamérica y el Caribe para estas empresas. Durante 2018, Jon fundó la empresa Teyra GeoConsulting LLC (www.teyrageo.com), donde está realizando un proyecto de crear afloramientos digitales y excursiones geológicas virtuales en EEUU y México, utilizando imágenes tomados con su dron, integrados con otros datos geoespaciales.

jonblickwede@gmail.com



Laura Itzel González León, es estudiante de la carrera de ingeniería en Geología ambiental, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo (Instituto de Ciencias Básicas e Ingeniería).

hidrográficas y riesgos geológicos.

Actualmente ejerce como prestadora de servicio social en el Geoparque Mundial de la UNESCO Comarca Minera haciendo divulgación referente a geopatrimonio.

itzelleon2909@gmail.com

Sus principales áreas de interés son la geotecnia, geotermia, sistemas de información geográfica, gestión de cuencas



Natalia Silva (MSc): Geóloga de la Universidad Industrial de Santander, Postgrado en Petroleum Geoscience de la Heriot-Watt University y Máster en Energías Renovables y Sostenibilidad Energética de la Universitat de Barcelona. Su carrera empieza en la minería de esmeraldas en el Cinturón Esmeraldífero Oriental de Colombia y en proyectos mineros de Níquel colombianos. Tiene más de 10 años de experiencia en el sector de hidrocarburos en desarrollo de

yacimientos y geomodelado en cuencas petrolíferas de los Estados Unidos, Colombia, Ecuador y Brasil. Más recientemente, su carrera está enfocada en el aprovechamiento de energías renovables, principalmente de energía solar, ha elaborado proyectos de generación eléctrica a partir de instalaciones fotovoltaicas en Europa y los Estados Unidos.

naticasilvacruz@gmail.com



Jesús Roberto Vidal Solano es doctor en Geociencias por la Universidad *Paul Cézanne* en Francia y realizó un postdoc en el Laboratorio Sismológico del *Caltech* en EEUU. Fue egresado de los programas de Geólogo y de la Maestría en Ciencias-Geología de la Universidad de Sonora en donde actualmente es profesor investigador desde hace 16 años. Es divulgador geocientífico y fundador del proyecto La Rocateca www.rocateca.uson.mx y actualmente es secretario del Instituto Nacional de Geoquímica AC. Su investigación

científica de tipo básico se centra en la obtención de conocimiento sobre los procesos magmáticos y geodinámicos de la litosfera, en particular de los vestigios petrológicos y tectónicos de los últimos 30Ma en el límite transformante de las placas Pacífico-Norte Americana. Sus investigaciones científicas de tipo aplicado se enfocan en el estudio de geomateriales para la solución de problemas geoarqueológicos, paleoclimáticos y de yacimientos minerales no-metálicos en el NW de México.

roberto.vidal@unison.mx



Saúl Humberto Ricardez Medina es pasante de Ingeniería Geológica, miembro activo del capítulo estudiantil de la AAPG del Instituto Politécnico Nacional, participó en el X Congreso Nacional de Estudiantes de Ciencias de la Tierra como Expositor del trabajo "Análisis de Backstripping de la Cuenca Salina

del Istmo". Actualmente, se encuentra trabajando en su tesis de licenciatura relacionada a identificar y reconocer secuencias sedimentarias potencialmente almacenadoras de hidrocarburos en las cuencas del sureste.

ricardezmedinasaulhumberto@gmail.com



Miguel Vazquez Diego Gabriel, es estudiante de la carrera de Ingeniería Geológica en la Universidad Nacional Autónoma de México (Facultad de Ingeniería), sus principales áreas de interés a lo largo de la carrera han sido la tectónica, geoquímica y mineralogía. Es un

entusiasta de la divulgación científica, sobre todo en el área de las Ciencias de la Tierra.

diegogabriel807@gmail.com

Nuevo Canal Youtube de la Revista Maya de Geociencias

Es un gran placer informarles que hemos establecido un Canal Youtube de nuestra Revista Maya para la difusión de videos de temas de Ciencias de la Tierra. Ya iniciamos nuestras actividades en: <https://www.youtube.com/channel/UCYJ94EyLj4LqnVbbTXh5vpA>

Estimados colegas,

Te invitamos a que visites la página web de nuestra Revista Maya de Geociencias, donde podrán encontrar (en formato PDF), todas las revistas que hemos publicado hasta ahora, mismas que pueden descargar de la página. También estaremos incluyendo información adicional que sea de utilidad para nuestras comunidades de geociencias.

<http://www.revistamaya.com/>



Visítanos en Revista Maya de Geociencias

<https://www.facebook.com/groups/430159417618680>





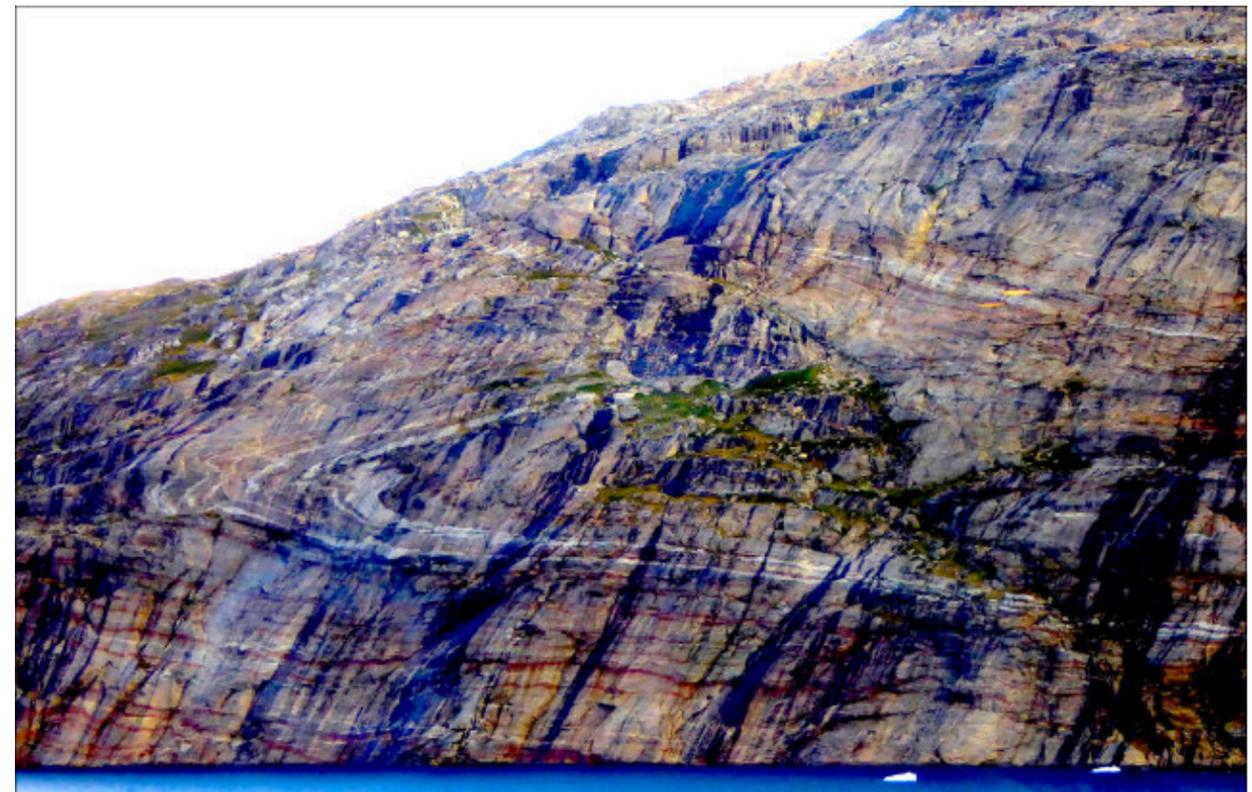
Tertiary mylonites, Catalinas metamorphic core complex, Tucson, Arizona. Photo by Claudio Bartolini.

Estimados Colegas

Ahora que hemos llamado su atención, aprovechamos la oportunidad para invitarlos cordialmente a participar en nuestra Revista Maya de Geociencias, con diversos Temas de Interés y Manuscritos Cortos relacionados a cualquier tema de las Ciencias de la Tierra y similares. Todos los trabajos son bienvenidos, puesto que la función primordial de la revista es la difusión de las geociencias.

Si los manuscritos son relativamente largos, también pueden ser publicados, pero en nuestras Ediciones Especiales de la revista, las cuales no tienen las limitaciones de tamaño, como los números mensuales de la revista.

Nuestro agradecimiento a Manuel Arribas, un gran fotógrafo y excelente diseñador gráfico Español, por la creación del nuevo logotipo de la Revista Maya de Geociencias y sus indicaciones para la compaginación de la misma. <https://manuelarribas.es/>



Prince Christian Fjord in Greenland. It shows a recumbent fold in the metamorphic rocks with some puzzling faulting. Photo by Joshua Rosenfeld.

Esteemed colleagues

Now that we have your attention, we take this opportunity to cordially invite your participation in the Revista Maya de Geociencias in the form of short manuscripts touching upon diverse relevant themes of interest. All work is welcome, as the primary function of the magazine is to broadcast geoscientific ideas.

If the manuscripts are relatively long, they will be published in our magazine's Special Editions since the Special Editions do not have size limitations, as do our monthly issues (below).

Basic Instructions for Authors

Authors submitting material to be published in the Revista Maya de Geociencias are asked to adhere to the following editorial guidelines when sending manuscripts to the editing team and/or its collaborators:

(biographical sketches): a maximum of 3 pages

Notes on pioneers in the geosciences: a maximum of 4 pages

Themes "of interest to the community": a maximum of 4 pages

Geological notes: a maximum of 10 pages

**NOVIEMBRE
SUPLEMENTO
2023**

EDICIÓN ESPECIAL XIII



TABLA DE CONTENIDOS

LITOESTRATIGRAFÍA DEL MACIZO METAMÓRFICO ESCAMBRAJ.
El Grupo La Sierrita. Unidad superior del Macizo Metamórfico Escambray.

VOLUMEN TRES.

Humberto Álvarez-Sánchez

Colaborador de la Revista

Las voces arahuacas del petróleo cubano.

Rafael Tenreyro Perez

LITOESTRATIGRAFIA DEL MACIZO METAMÓRFICO ESCAMBRAJ. VOLUMEN 3.
El Grupo La Sierrita. Unidad superior del Macizo Metamórfico Escambray.

Humberto Álvarez Sánchez (1) y Luís Bernal Rodríguez (2)

1. Miramar Mining Corp. República de Panamá. Geólogo de las Expediciones Escambray. 2. Instituto de Geología y Paleontología de la República de Cuba. Geólogo de las Expediciones Escambray.

1. geodoxo@gmail.com. 2. bernal560213@gmail.com

EXORDIO

Desde la primera parte de esta obra sobre la estratigrafía del Escambray señalo un problema vigente en la geología del Escambray consistente en la existencia de cierto conflicto entre estratigrafía y metamorfismo. Como otros geólogos estudiosos de este interesante territorio; nos encontramos ante la disyuntiva de identificar las unidades de mantos tectónicos por su grado metamórfico, separados entre si por superficies a determinar por métodos físico-químicos; o identificarlos como unidades integradas por formaciones litoestratigráficas y/o litodemas, separados por fronteras mecánicas visibles en el terreno. Ambos caminos se han transitado en el Escambray por geólogos que discrepan en sus métodos de aproximación al problema. A partir de mi experiencia de más de un decenio de trabajo en los macizos metamórficos y ofiolíticos de Cuba central, soy un convencido partidario del método estratigráfico de solución .

Aceptamos sin reservas la función de la petrología, los estudios de cinemática y cronología en la determinación de fronteras metamórficas entre nappes en dominios cristalinos fuertemente consolidados por múltiples fases metamórficas de alto grado. En ellos la estratigrafía, amalgamada y recristalizada, prácticamente desapareció. Como ejemplo de la solución de problemas de superposición de nappes por tales métodos sirve el caso del Erzgebirge (Sajonia-Turingia; Macizo de Bohemia); uno de los mayores complejos metamórficos Hercínico-Variscos; producto de subducción del margen continental paleozoico de Gondwana. Los estudios realizados sobre unidades metamórficas en esas regiones probaron el carácter de mantos tectónicos de varias estructuras estratigráficamente mudas; después de años de polémicas, escenificadas sobre un macizo metamórfico de alta temperatura (>800 C°); muy alta presión (>28 kbar) y alrededor de 480 Ma de antigüedad.

El Escambray, interpretado como un complejo de subducción de un margen continental pasivo, activado por fracturación y vulcanismo, es muy diferente al Erzgebirge. Su base estratigráfica no supera una antigüedad de 175 a 183 Ma y aflora en otras regiones del país sin metamorfismo. La temperatura del metamorfismo, de rareza, alcanza 600 C°. Aunque la presión por lo general es alta la temperatura es baja, de modo que el Escambray no es, en general, un macizo de alto grado metamórfico. No existen complejos gnéisicos, ni granulitas ni migmatitas. En varias unidades del Escambray existen sucesiones apenas metamorizadas; tan poco que la fabrica de los sedimentos se conserva al detalle. Varias de sus secciones son fosilíferas en fauna y flora, a pesar de esfuerzos insuficientes para encontrarlos. Cabe preguntarse si en la actualidad ya se entendió que el Escambray se compone de una litoestratigrafía que se puede cartografiar. Si se progresó en conocer y aceptar su estructura en mantos tectónicos integrados por formaciones y litodemas y solo ligeramente diferenciados por su grado metamórfico y separados por superficies mecánicas de contacto, visibles en superficie. Los datos son antiguos y existen desde hace decenios.

Hace años que se sostiene y explica en esta obra que no habrá modelo tectónico final del Escambray sin una plena comprensión y detallada construcción de su estratigrafía. La construcción de una estratigrafía de elevado grado de detalle, bajo reglas uniformes es fundamental. La petrología metamórfica, indispensable también en la tarea; pero no es, como algunos creen, el paradigma exclusivo para la solución de la geología del Escambray. Es un método complementario, cual unido a un eficiente empleo de los métodos geofísicos, debe conducirnos al éxito final.

10. LITOESTRATIGRAFÍA DE LA SECCION SUPERIOR DEL MACIZO METAMORFICO ESCAMBRAY.

10.1. Grupo La Sierrita.

Autores.

Humberto Álvarez Sánchez y Guillermo Millán Trujillo.

Referencia original.

Las primeras descripciones se encuentran en la versión del *Léxico Estratigráfico de Cuba* (Guillermo F. Franco *et al.*, 1992) y en Millán y Álvarez Sánchez (1992, *ined.*).

Formaciones integrantes.

Formaciones Loma Quivicán, Los Cedros, Yaguanabo, La Sabina y El Tambor.

Historia.

La Expedición Escambray II de Cuba-Checoslovaquia¹ y el Instituto de Geología y Paleontología de Cuba² realizaron trabajos conjuntos en 1983 y 84, destinados a unificar en el Escambray las columnas estratigráficas de ambas instituciones. Las cartografías independientes fundamentaban la realidad de un complejo superior de formaciones litoestratigráficas de edad cretácica presumible; yacentes estratigráficamente sobre los mármoles del Grupo San Juan³; algunas con definiciones previas, obtenidas durante reconocimientos anteriores independientes⁴. Esta situación convenció a los geólogos de lo necesario de integrar en una categoría superior a varias de estas unidades y durante ese ejercicio de colaboración, las nuevas formaciones se añadieron a una unidad provisional de categoría superior denominada Grupo Crucecitas (Álvarez-Sánchez y Millán, en Dublan y Álvarez-Sánchez *edits; et al.*, 1986, *ined.*). El definitivo establecimiento y formalización, como se describe en el *Léxico Estratigráfico de Cuba*, desde 1992 (Franco Álvarez, *ibid.*) se presentó posteriormente por Millán y Álvarez-Sánchez (1992, *ined.*) bajo el nombre de Grupo La Sierrita. No obstante, es de justicia reconocer que la Fm. Yaguanabo, en posición estratigráfica sobre los mármoles del Grupo San Juan, fue primero establecida en 1976 por Josef Shaloupsky, durante la Expedición Escambray I. Según la descripción original⁵ (en Stanik *et al.*, 1981) Yaguanabo, de una complicación litológica considerable; sumaba partes del Grupo La Sierrita posterior. Es así que la existencia de un corte estratigráfico sobre los mármoles del Escambray y la noción de la composición tripartita del corte estratigráfico de ese macizo era conocida desde antes de 1981; ya que Millán y Somin (1981) opinaban que la Fm. Loma Quivicán⁶, una de las Formaciones de base del Grupo La Sierrita, era parte del Grupo San Juan (**v. Figura 14, T. 1**).

Origen del Nombre.

El nombre del Grupo se deriva del poblado La Sierrita, situado en la región sur-occidental de la Cúpula de Trinidad, en la Provincia de Cienfuegos.

¹ Las Expediciones Escambray I y Escambray II del CAME tenían una composición binacional checoslovaco-cubana.

² IGP son las siglas del Instituto de Geología y Paleontología del Servicio Geológico de Cuba.

³ Ver Tomo Dos de la presente obra. (Álvarez-Sánchez y Bernal, 2015).

⁴ Artículo 11.- Antecedentes Históricos. Al proponer un nuevo nombre se debe incluir la historia de la nomenclatura de las rocas asignadas a la unidad propuesta, con una descripción de cómo fueron tratadas anteriormente y por quiénes (referencias), así como asuntos tales como las prioridades, los posibles problemas de sinonimia y otras consideraciones pertinentes. (CEN; 2010).

⁵ Desde la primera versión del *Léxico estratigráfico de Cuba* (Franco Álvarez *et al.*, 1992) hasta la tercera edición actual (de Huelves Alonso *et al.*, 2013), se conserva un error que también puede considerarse una injusticia. El autor original de la Formación Yaguanabo fue Josef Shaloupsky, quien propuso la definición de Yaguanabo en 1976. Stanik podría considerarse como coautor de esta unidad (ver en Stanik *et al.*, 1981 y en Álvarez-Sánchez, 2014; Tomo Uno). (Nota del Autor).

⁶ Millán y Somin también consideraron que los mármoles coloreados tenían la misma edad que los mármoles oscuros jurásicos (Millán y Somin, 1976; pag. 7). Más tarde estos mármoles fueron llamados Formación Loma Quivicán (Millán y Somin, 1981) de edad supuesta Cretácico. (Nota del Autor).

Sinonimia.

El concepto de sinonimia⁷, como se aplica a la estratigrafía del Escambray en el *Léxico Estratigráfico de Cuba*, lo discutí en partes anteriores de esta obra (Álvarez-Sánchez, 2015 y Álvarez-Sánchez y Bernal, 2015). Las equivalencias basadas en nombres de etapas tempranas del conocimiento, creados para designar el total del corte rocoso, se emplean en la sinonimia de la estratigrafía del Escambray. De alguna manera se asume que Schist formation (Thiadens, 1937) y Schists formation; (Palmer, 1945), incluyen partes de unidades modernas o todas; algo aceptable solo en un sentido coloquial. Pero en el concepto riguroso de sinonimia, el alcance del término se hace excesivo y, en mi opinión, no pueden ser sinonimias de "Grupo La Sierrita" ni de otra unidad moderna; independiente de la respetuosa reverencia inspirada por las figuras de Thiadens y de Palmer. En sentido estricto; el Grupo La Sierrita es sinónimo completo de: "Grupo Crucecitas" (Álvarez-Sánchez y Millán, en Dublan, y Álvarez-Sánchez; *et al.*, 1986. En parte de Fm. Yaguanabo; según la descripción original de Shaloupsky y Stanik (en Stanik, *ibid.*), ya que la Fm. Yaguanabo sí incluía, aunque sin habilitarlo, formaciones del Grupo La Sierrita, separadas más tarde. Incluso esta última sinonimia es el límite del alcance del concepto, según mi entender.

Distribución geográfica. Área Tipo.

El Grupo La Sierrita aflora en las dos cúpulas del Escambray; en las Provincias de Cienfuegos, Villa Clara y Sancti Spiritus. En la Cúpula de Trinidad se extiende con amplitud en las regiones SW y WNW. Sobre el plano, las unidades configuran un arco a partir del Valle de Yaguanabo al sur y los Valles de Padilla-San Narciso al norte (**Figura 102**). Esta figura en arco puede considerarse como Área Tipo del Grupo La Sierrita. Hacia el este y alrededor del centro de la Cúpula, donde predominan los mármoles del Grupo San Juan (J₃-K₁), se encuentra áreas con interrupciones locales, en Jibacoa, El Nicho, El Mamey; La Sabina y Loma Quivicán. No existe un perfil con superposición simultánea de todas las formaciones del Grupo. Pero sí es posible observar cortes con al menos dos y a veces más formaciones, en contactos consecutivos o laterales o tectónicos. En la Cúpula de Sancti Spiritus, el Grupo La Sierrita se circunscribe a la parte central culminante, cuyos afloramientos están encerrados por cinturones concéntricos de unidades más antiguas de los Grupos San Juan (J₃-K₁), Grupo Metaterrígeno⁸ (J₁-J₃) y Anfibolitas Yayabo (¿J₁?), de mayor grado metamórfico de alta presión; todas ellas en una posición de cabalgamiento sobre las unidades del Grupo La Sierrita

De hecho las unidades del Grupo La Sierrita afloran dentro de los límites de una verdadera ventana tectónica, bien delimitada en el centro de la Cúpula de Sancti Spiritus, revelada bajo los mantos tectónicos de orden superior; internamente diferenciados en escamas-nappes menores, pero con su coherencia regional conservada, aún no desmantelada por la erosión.

Esta posición y la forma general de los afloramientos, delimitados dentro de una figura similar a una bolsa oblonga (**v. Lámina 4, Tomo.1**), parece, más que todo relacionada con el nivel del corte de erosión; mucho menos profundo en relación con la Cúpula de Trinidad.

Relaciones Estratigráficas.

Millán y Álvarez-Sánchez (1992) describen dos variantes principales de composición de la base del Grupo La Sierrita, bajo la presunción de contactos estratigráficos probados o probables. Aquella donde el Grupo debuta por la Fm. Loma Quivicán⁹, por lo general sobre la Fm. Collantes (Tithoniano-Cretácico Inferior temprano) y aquella donde la base del Grupo consiste de la Fm. Los Cedros (Cretácico Inferior), descansando sobre la Fm. Vega del Café (Jurásico Superior-Cretácico Inferior) (**Figura 103**).

⁷ El Artículo 7 de la Comisión Norteamericana de Nomenclatura Estratigráfica establece: Sobre el que propone el nombre recae la responsabilidad de evadir la duplicación, tanto en el uso del mismo nombre para diferentes unidades (homonimia) como en el uso de diferentes nombres para la misma unidad (sinonimia). También véase el Artículo 9 del Código Cubano de Estratigrafía.

⁸ Grupo Metaterrígeno es una unidad informal propuesta en el Tomo Uno de esta obra (Álvarez-Sánchez, 2015) para agrupar a las unidades del Escambray de gran afinidad litológica, genética y cronológica con las Formaciones San Cayetano y Arroyo Cangre de la Cordillera de Guaniguanico de Cuba occidental (Nota del Autor).

⁹ Algo similar a las variantes de relación de la Formación Ancón (análogo litológico de la Formación Loma Quivicán), descansando en un caso sobre la Formación Peñas (Campaniano-Maastrichtiano) (de la Unidad Tectónica Valle de Pons) y la Formación Pons (Aptiano-Turoniano) y en otro caso sobre la Formación Guasasa (Oxfordiano Superior-Valanginiano); en la Cordillera de Guaniguanico de Cuba occidental. (Opinión sostenida por H. Álvarez-Sánchez).

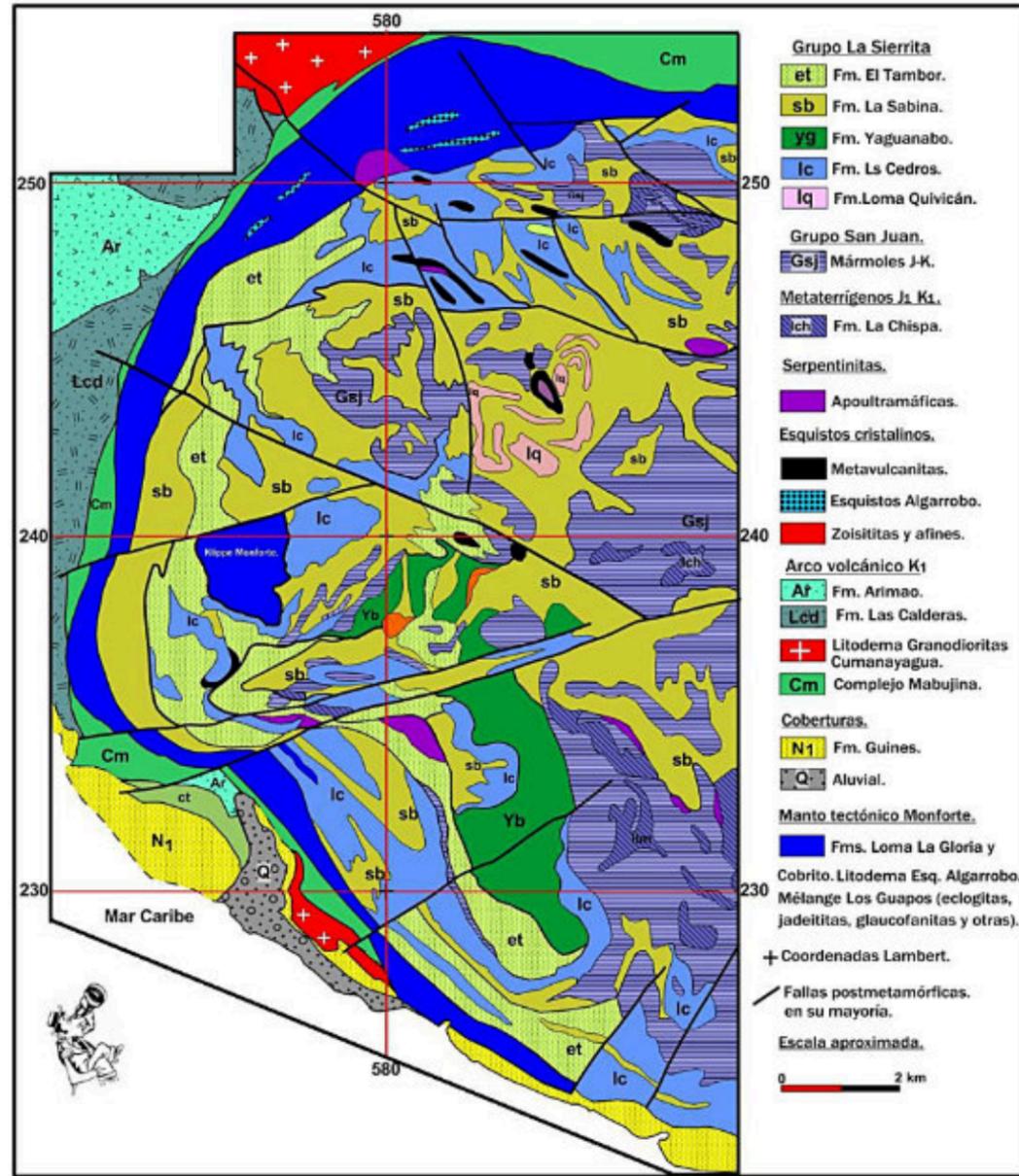


Figura.102. Croquis de la distribución espacial del Grupo La Sierrita en el extremo occidental de la Cúpe de Trinidad, según Millán y Álvarez-Sánchez a la altura de 1992 y la carta geológica del Instituto de Geología y Paleontología de Cuba 1:100,000 (Hojas 4181 y 4182). La región representada puede considerarse como un Área Tipo, en cuyo interior pueden observarse la totalidad de las Formaciones del Grupo La Sierrita. (gráfica del Autor).

En ambos casos los contactos son normales o de transición rápida. No obstante, existen cambios locales numerosos en el orden de estas sucesiones y la Fm. Vega del Café, respecto a la Fm. Collantes, es mucho más parecida a la Fm. Loma Quivacán; hecho que a veces causa confusiones.

La relación espacial entre las formaciones del Grupo se establece en el terreno en sucesiones verticales, por lo menos entre dos unidades. Las sucesiones entre tres unidades están probadas (Los Cedros-Yaguanabo-El Tambor). Las relaciones laterales también son conocidas aunque con menos claridad. No obstante relaciones laterales, incluso interdigitadas y sustituciones y transposiciones se han descifrado sobre el terreno. Ciertas litologías suelen compartirse y muchas se derivan de protolitos comunes; causa de frecuentes confusiones. Entre los litotipos comunes se encuentran las silicitas (chert estratificados), metagrauvas, calizas cristalinas estratificadas o masivas, epiclastitas volcánicas por su origen, esquistos metapelíticos, manganesíferos y otros.

La menos influenciada por el vulcanismo es la Fm. Loma Quivacán, aún con intercalaciones rítmicas de metatufitas. En cada una de las restantes unidades, el componente volcánico incrementa su importancia hasta llegar a la Fm. Yaguanabo, testigo de una etapa de vulcanismo significativo. Las Formaciones La Sabina (silicitas) y Yaguanabo (vulcanitas) ocupan la posición media-alta, de las columnas estratigráficas mientras en el culminante yace la Fm. El Tambor; sin observarse otras secciones estratigráficas suprayacentes: Al parecer, definitivamente, la unidad culminante del corte del Escambray es la Fm. El Tambor, con rasgos de flysch con posibles olistostromas, casi siempre situada en el corte de erosión actual. Cuando no falta por esa causa, su ausencia se produce por denudación tectónica bajo los nappes de tipo Monforte.

Los términos *Klippe Monforte*; "*Nappe Monforte*" y "*nappes de tipo Monforte*", fueron creados por Humberto Álvarez-Sánchez, (en Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, *ined.*) para distinguir aquellas unidades de mantos tectónicos, integradas por secciones de las Formaciones Cobrito; Loma La Gloria, los Litodemas Algarrobo y Yayabo y segmentos fragmentados de unidades del Grupo San Juan. Tales unidades de nappe forman la coraza superior de mayor grado metamórfico de alta presión. Bajo ellas yacen cabalgadas las restantes unidades alóctonas e, incluso, puede ser que para autóctonas relativas.

Condiciones prevalecientes durante la sedimentación.

Los protolitos de la base del Grupo (Formaciones Los Cedros y Loma Quivacán) sugieren sedimentación calcárea en un medio marino profundo, bien representado por derivados metamórficos de micritas interestratificadas con silicitas. Las rocas más características son las calizas cristalinas bien estratificadas, grises a gris oscuro (Fm. Los Cedros), coloreadas (Fm. Loma Quivacán); ambas suficientemente diferenciadas de los mármoles del Grupo San Juan. Muchas evidencias atestiguan una profundización de los depocentros al finalizar la sedimentación del Grupo San Juan con la Fm. Vega del Café. Se reanimó el vulcanismo, en suspenso desde el último evento importante, ocurrido en la Fm. Cobrito; a través de una actividad significativa (Fm. Yaguanabo); seguida por erosión y sedimentación de la Fm. El Tambor y simultáneos eventos de sedimentación por transporte de masas con la organización de horizontes de turbiditas y olistostromas?

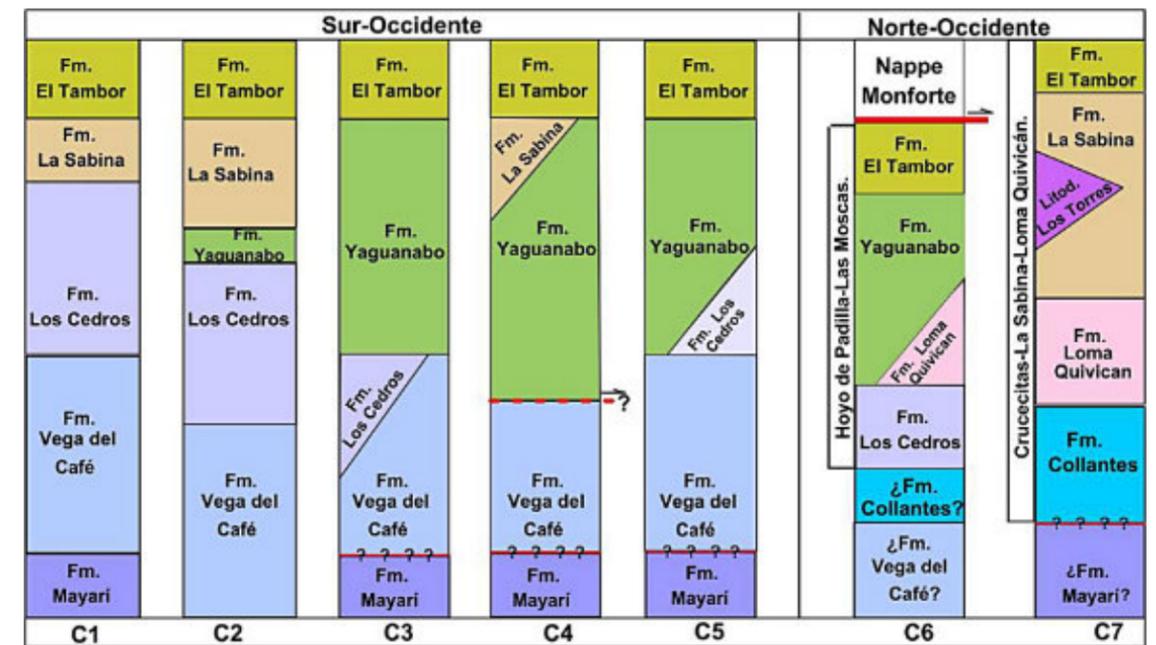


Figura. 103. Varios arreglos observados en la secuencia estratigráfica del Grupo La Sierrita, en las regiones occidentales de la Cúpe de Trinidad. C1, C2-Región Sur: Valle alto del Río San Juan. C3-Valle de Yaguanabo central. C4-Valle de Yaguanabo NW. C5-Valle de Yaguanabo NE. C6-Sección desde el Hoyo de Padilla-Las Moscas. C7-Sección Crucecitas-La Sabina-Loma Quivacán (antigua Finca La Corona) (según datos de Álvarez-Sánchez, 1981-1991).

El conjunto litológico del Grupo La Sierrita demuestra cambios sustanciales importantes durante la transición del Jurásico al Cretácico tardío, estableciéndose un dominio facial específico, diferente al correspondiente del Grupo San Juan; probablemente extendido a regiones paleogeográficas mucho más amplias que solo el Escambray.

Tales acontecimientos reflejan en tiempo y bastante probablemente en espacio, los eventos equivalentes desarrollados en la Cordillera de Guaniguanico de Cuba occidental, al término de la sedimentación del Grupo Viñales (De Golyer, 1918), equivalente estrecho del Grupo San Juan. El complejo de sedimentos habla con claridad de la profundización paulatina de una cuenca inter-Escambray, inestabilidad tectónica, rápida variabilidad facial de los sedimentos provocada por mecanismos muy dinámicos de acumulación. Condiciones que dieron lugar a una secuencia litoestratigráfica completamente característica.

Complejidad de la posición estratigráfica.

Para la comprensión de la estratigrafía de este Grupo, en sus tan numerosas variaciones de cortes en distancias muy pequeñas; es necesario tener presente la tectónica del Escambray. La superposición causada por la compresión lateral fragmentó las columnas litológicas originales y destruyó gran parte de las relaciones faciales que existieron. No obstante, las formaciones del Grupo La Sierrita aún conservan secciones casi continuas, con su propia composición y orden de las sucesiones; pero dentro de mantos tectónicos y escamas tectónicas menores con su propia columna estratigráfico-facial. La imbricación de las unidades en una pila vertical de mantos; las numerosas fallas sinmetamórficas enmascaradas por la recristalización y la homogenización metamórfica y otras postmetamórficas, evidentes en el terreno; alteraron profundamente la verticalidad de las columnas estratigráficas. La erosión intensa y selectiva durante la elevación de las cúpulas terminó de velar la situación real. De tal modo se crearon intrincadas tramas de secciones litoestratigráficas con bruscas diferencias del orden de las formaciones; manifiestas en espacios de algunos kilómetros y hasta de algunos centenares de metros en el terreno.

Esta situación real ha terminado por adquirir una complicación adicional a causa de que varias de las unidades tectónicas, consisten de mezclas de “zonas metamórficas-nappe”, cuales se plegaron fuertemente, a menudo con inversiones completas de su corte estratigráfico.

Edad.

Se trata de un complejo metamórfico con muy escasos restos fósiles conservados; hasta ahora inservibles para diagnósticos. Hasta el momento se conoce el reporte de Stanik (*et. al.*, 1981), sobre el hallazgo de *Nannoconus sp.* y radiolarios mal conservados en la región central del Valle de Yaguanabo en afloramientos referidos, en aquel entonces, a la base de la Fm. Yaguanabo. Esta microfauna, estudiada por Gustavo Furrázola-Bermúdez (en Stanik *op cit.*) sugiere una edad probable Tithoniano-Cretácico Inferior; más probablemente la segunda para este horizonte. En la localidad del hallazgo las relaciones de campo son confusas a causa del mal afloramiento de unos mármoles gris claro y rosáceos reducidos de potencia que podrían pertenecer, tanto a la Fm. Los Cedros como a la Fm. Loma Quivicán.

Millán y Álvarez-Sánchez (1992) consideran al Grupo La Sierrita, en edad comprendida desde el Cretácico Inferior hasta el Cretácico Superior; probablemente hasta Coniaciano-Santoniano; sobre la base de las afinidades del corte del Grupo con sus posibles correlativos de Guaniguanico y la edad de las secuencias de flysch carbonatados distales en Cuba, gran parte acotadas entre el Cretácico Inferior a Cretácico Superior.

Espesor.

El Grupo La Sierrita alcanza una potencia entre 400 y 800 m. Las cifras son inseguras por causa del replegamiento por fases, reducciones de potencia, además de importantes pérdidas en el corte de erosión. Las estimaciones de potencia se discuten para cada una de las unidades integrantes.

10.1.1. Formación Loma Quivicán.

Autores.

Guillermo Millán (en Millán y Somin, 1981).

La Tercera Edición del Léxico Estratigráfico de Cuba (Huelves Alonso *et al.*, 2013) menciona como autores a Guillermo Millán y a Mark L. Somin. En Millán y Somin 1981, se hace específico que Guillermo Millán es el único autor de la Formación (ver también Franco Álvarez *et al.*, 1992).

Primera referencia.

Millán, G., y Somin, M. L., 1981, Litología, estratigrafía, tectónica y metamorfismo del macizo del Escambray. Editorial Academia, La Habana, pp. 1-104.

Historia.

La litología de la Fm. Loma Quivicán llamó la atención temprana en la estratigrafía del Escambray. Zdenek Suchanek (1978, en Stanik *et al.*, 1981), llamó a la sección Miembro Villa Olímpica de la Fm. San Juan con localidad tipo en la región de Jibacoa de la Cúpula de Trinidad; diferenciada de los mármoles oscuros de San Juan por sus coloraciones gris claro, rosado y violáceo. Suchanek creía observar en estas rocas la base de San Juan; Millán y Somin, 1981, al contrario, las interpretaban como la sección estratigráfica más alta del Grupo San Juan y como una nueva formación denominada Loma Quivicán. Millán y Álvarez-Sánchez (1992) rectificaron esta definición al asociar Loma Quivicán al Grupo La Sierrita; una de las dos Formaciones base del Grupo.

La unidad es distintiva. Se puede seguir por largas distancias y levantarse a escalas medias y detalladas. Es uno de los buenos horizontes litológicos guía y marca del final de la deposición de las Formaciones del Grupo San Juan.

Origen del nombre.

El nombre se deriva de la elevación llamada Loma Quivicán, en los predios de la antigua Finca La Corona; en la Provincia de Cienfuegos; mitad occidental de la Cúpula de Trinidad.

Distribución geográfica.

La Fm. Loma Quivicán aflora en la mitad occidental de la Cúpula de Trinidad. En la Cúpula de Sancti Spiritus no se conocen afloramientos representativos de Loma Quivicán. Al parecer en la Cúpula de Sancti Spiritus predomina su equivalente la Fm. Los Cedros. Es posible que Loma Quivicán sea exclusiva o solo aflore en la cúpula occidental.

Sinonimia.

La Fm. Loma Quivicán es sinónima del Miembro Villa Olímpica de la Fm. San Juan (Suchanek 1978, en Stanik *et al.*, 1981). Fue sinónima en parte del Grupo San Juan en el sentido de Millán hasta 1981 (en Millán y Somin, 1981) y es integrante del Grupo La Sierrita a partir de 1992 (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992). Las versiones del Léxico Estratigráfico de Cuba desde 1992, indican una sinonimia parcial de Loma Quivicán con la Fm. Sopapo (de Stanik *et al.*, 1981). La Fm. Sopapo carece de cualquier afinidad o posible comparación con la Formación Loma Quivicán.

Localidad Tipo. Holoestratotipo.

La Localidad Tipo y el Holoestratotipo (**Figura 104**) se encuentran en los alrededores de Loma Quivicán, en los antiguos predios de la Finca La Corona, por el camino viejo Crucecitas-San Blas. Es accesible en el estío hasta unirse a

la carretera asfaltada Topes de Collantes-La Sierrita. En cualquier época el lugar es accesible desde esta misma carretera. Las coordenadas Lambert son: Norte 241.90 y Este 583.20. Hoja Cumayagua 4182-II. 1:50,000. ICGC¹⁰.

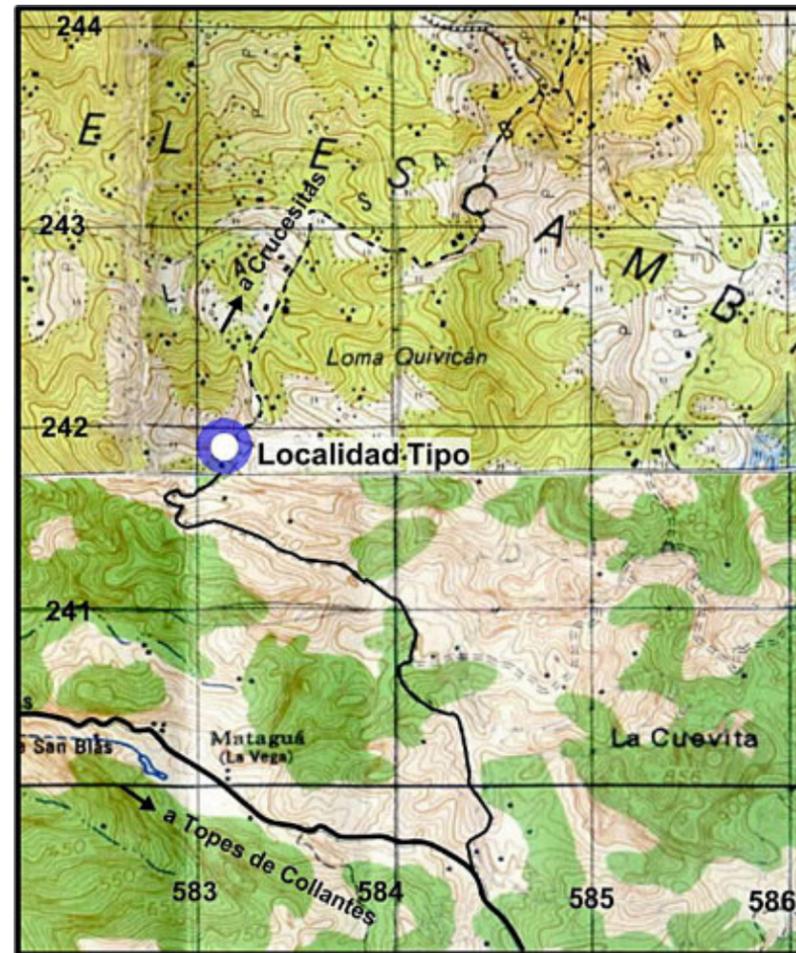


Figura.104. Localidad Tipo de la Formación Loma Quivicán. Hojas 1:50,000. Cumanayagua (4182-II) y Topes de Collantes (4181-I). ICGC.

Composición petrográfica mineralógica. Caracteres distintivos.

Los mármoles de Loma Quivicán son de colores claros, sin grafito; poco frecuentes en los cortes del Escambray. Muy característicos llaman la atención por su grano fino y sus coloraciones variadas. Suelen ser verdes, rosados, violáceos, pardo crema, gris azulado (Figura 105), a veces, blanquecinos; bien foliados, estratificados y laminados.

La composición mineral de los mármoles es bastante simple. Se componen de una masa fundamental recrystalizada granoblástica de carbonatos, sin conservarse en ellos restos orgánicos reconocibles. Como accesorios casi siempre se observa albita, cuarzo, actinolita, esfena y sericita. Difieren de los esquistos intercalados clorita-cuarzo con una composición mineral más compleja y una asociación epidota-clorita-actinolita-albita-cuarzo y accesorios de clinzoisita, hidrobiotita, y estipnomelana. Tales intercalaciones al parecer se formaron de un sedimento lutítico, contaminado con una fina dispersión de material arcilloso-tobáceo, diferenciándose de otros esquistos subordinados derivados de sedimento aleurítico que contienen zircón y plagioclasa detrítica albitizada. En las localidades donde afloran los mármoles rosáceos, violáceos, siempre se observan contenidos elevados de manganeso finamente disperso. En algunas bandas de los estratos de mármoles se observan dendritas de manganeso y secreciones ferruginosas, así como restos de estilolitos impregnados de manganeso y de otras sustancias metálicas. A veces los mármoles rojizos, cuando se encuentran meteorizados, segregan manchas y patinas de color rojo hematítico y verdoso de composición Fe-Mn, producto de la disolución por las aguas de lluvia acidificadas al provocar dispersión

sobre la superficie de los afloramientos de metales disueltos. Aunque no es tan frecuente, confieren a ciertos afloramientos unos tonos abigarrados (Figura 106). De lugar a lugar se observan capas muy finas de esquistos metapelíticos micáceos cuarzosos de tonos claros, a veces con granos pequeños de zircón, de rareza con granate. Intercapas de unos esquistos verdes apotuffíticos, clorito-epidóticos albiticos, a veces con lawsonita, son abundantes. Son calcáreos o no, rítmicos, con finas intercalaciones bandeadas de mármoles. Con frecuencia, entre las secciones de mármoles, se destacan metasilitas en delgadas intercalaciones delicadamente bandeadas, también de colores claros, por lo general verdosos o rojizos.



Figura.105. Mármoles azulosos de la Formación Loma Quivicán, estratificados en capas de 10 a 20 cm, con intercalaciones finas de metasilitas. Carretera Jibacoa-topes de Collantes. Cúpula de Trinidad (Foto: Cortesía de M. A. Iturralde-Vinent).

En algunas localidades las silicitas con intercalaciones calcáreas pueden incrementarse y resolverse en paquetes métricos independientes, a menudo en forma de budinas romboidales. Por su aspecto en la estratificación (Figura 107) recuerdan mucho los estratos de chert radiolarítico, muy comunes en las formaciones calcáreas de la Cordillera de Guaniguanico.

La Fm. Loma Quivicán contiene brechas de fragmentos de metapedernales y clastos de mármoles. Se reportaron primero por Millán (en Millán y Somin, 1981) en la descripción original de Loma Quivicán, consideradas "brechas intraformacionales" de fragmentos de calizas cristalinas de la propia Loma Quivicán, con un espesor de 4 m. Millán y Pszczółkowski (1982), reportan al sur de Crucecitas una capa de 1 a 10 m de clastos de calizas cristalinas y pedernales grises, a veces dispersos en una matriz calcárea. Los fragmentos alcanzan hasta 0.5 m en los horizontes más potentes. Los clastos de mármoles pertenecen tanto a Loma Quivicán como al Grupo San Juan.

En el Hoyo de Padilla, al oeste de Crucecitas, aflora una capa métrica de metabrecha de metapedernales y mármoles oscuros, cementados por una matriz calcárea rojiza (Álvarez-Sánchez, en Dublan y Álvarez-Sánchez, *et al.*, 1986). Los clastos de mármoles oscuros, provienen de las unidades del Grupo San Juan; por ejemplo de la Fm. Collantes. El cemento calcáreo rojizo a partir de un protolito micrítico sugiere que la sedimentación de la facies Loma Quivicán, se acumulaba aún no por completo litificada, durante la génesis de la brecha.

¹⁰ ICGC: Instituto Cubano de Cartografía Y Catastro.



Figura.106. Pátinas rojizas hematíticas en los mármoles de Loma Quivicán. En la figura se aprecia el plegamiento similar isoclinal con las charnelas tumbadas al SW, de régimen probablemente dúctil. Jibacoa. Cúpula de Trinidad. (Foto: Álvarez-Sánchez; 1982).



Figura.107. Capas rítmicas de metasilicitas entre esquistos cloríticos carbonáticos. Formación Loma Quivicán. Antigua Finca La Corona. Camino Viejo San Blas-Crucecitas. Cúpula de Trinidad. (Foto: Álvarez-Sánchez; 1981).

Tales rasgos recuerdan extraordinariamente los sedimentos equivalentes de la Fm. Ancón (Truitt, en Truitt y Brönnimann, 1955) de la Cordillera de Guaniguanico; cuyo Miembro de las Calizas Micríticas y Margosas (Pszczółkowski, en Pszczółkowski, *et. al.*, 1975) contiene capas de brechas de intraformación prácticamente idénticas. Justamente, al igual como ocurre en su muy análoga Fm. Ancón de la Sierra de Los Órganos de Cuba occidental; también en Loma Quivicán se destacan estructuras sinsedimentarias primarias muy características, perdurables a pesar del metamorfismo, observables a simple vista en los afloramientos. En el camino de Crucecitas a San Blas, adentrado en la Zona Metamórfica 1, caracterizada por bajo grado metamórfico (Somin y Millán, 1974; Stanik *et al.* 1981) la Fm. Loma Quivicán contiene secciones métricas donde la fábrica sedimentaria se ha conservado notablemente y donde gran número de estructuras relicticas se encuentran; tales como estratificación graduada, laminación de corrientes y otras. Entre ellas la laminación paralela, muy llamativa, conservándose en los más pequeños detalles (Figura 108). Otras estructuras sugieren deslizamiento basal de capas en estado prelitificado.

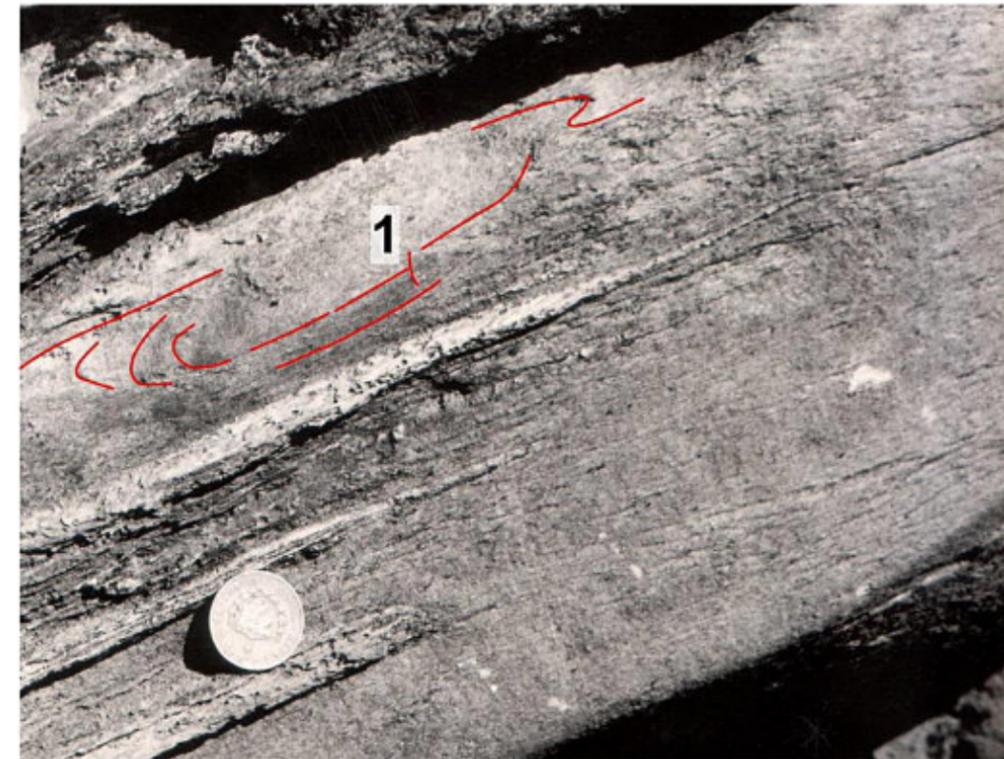


Figura.108. Calizas cristalinas de Loma Quivicán. Laminación paralela original del protolito coincidente con la esquistosidad principal. 1- Posible plieguecillo convoluto desarrollado en una capa metapelítica (lodo). Camino Viejo Crucecitas-San Blas. Cúpula de Trinidad. (Foto: Álvarez-Sánchez; 1981).

Relaciones estratigráficas.

La Fm. Loma Quivicán ocupa una posición regular sobre el Grupo San Juan. En el sector norte-occidental y en parte del sector central de la Cúpula de Trinidad, Loma Quivicán suele descansar sobre la Fm. Collantes en un contacto estratigráfico normal. Pero en la localidad de La Sabina y más hacia el sur y al oeste de Crucecitas, existen afloramientos con la posición invertida, sin ruptura de la relación original. En el perfil Crucecitas-Loma Quivicán, en la localidad de La Sabina, existe una sucesión estratigráfica invertida de la Fm. Loma Quivicán sobre la Fm. La Sabina. Debajo de la elevación de la **Figura 109** se destaca una clara sucesión estratigráfica gradual entre ambas Formaciones. El contacto es "capa por capa" (**Figura 110**). Los lechos de mármoles coloreados finamente laminados de Loma Quivicán, se sustituyen por metasilicitas de la Fm. La Sabina en intervalos de pocos metros. Cortes invertidos son frecuentes en la dirección N-S del perfil Crucecitas-Loma Quivicán.

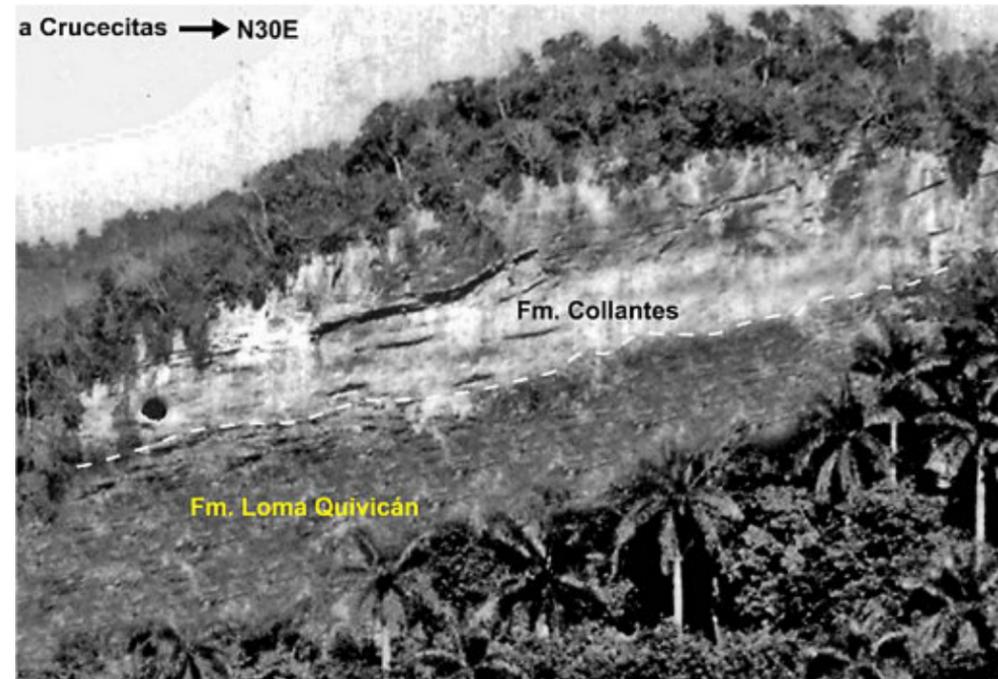


Figura.109. Corte invertido. La Formación Collantes sobre la Formación Loma Quivicán. La Sabina. Cúpula de Trinidad (Foto: H. Álvarez-Sánchez; 1981)¹¹.



Figura.110. Horizonte de transición entre la Formación Loma Quivicán y la Formación La Sabina, bajo la elevación de la Figura 109. La Sabina. 3.5 Km. al Sur de Crucecitas. Cúpula de Trinidad. (Foto: H. Álvarez-Sánchez; 1981).

A lo largo del perfil ocurren cambios a la posición normal o se reestablece la inversión. Rasgo tan variable en distancias cortas, en realidad es un reflejo en la superficie de una unidad tectónica de nappe, con frecuentes pliegues recumbentes de orden kilométrico.

¹¹ Una palma *Roystonea regia*, como las visibles en la foto, suele tener una altura media de 12 m.

En la región de Loma Méndez y Hoyo de Padilla, al oeste de Crucecitas, se destacan composiciones y orden estratigráfico diferente (Figura 111). En la pendiente sur de Loma Méndez, una buena sección revela una sucesión normal. En la base al nivel del piso del valle, aflora la Fm. Los Cedros (± 40 m)¹² seguida de un paquete de la Fm. Loma Quivicán (± 25 m). El corte se corona por la Fm. Yaguanabo (>100 m), cabalgada por una escama tectónica del Grupo San Juan y esta a su vez cubierta por el Nappe Monforte.

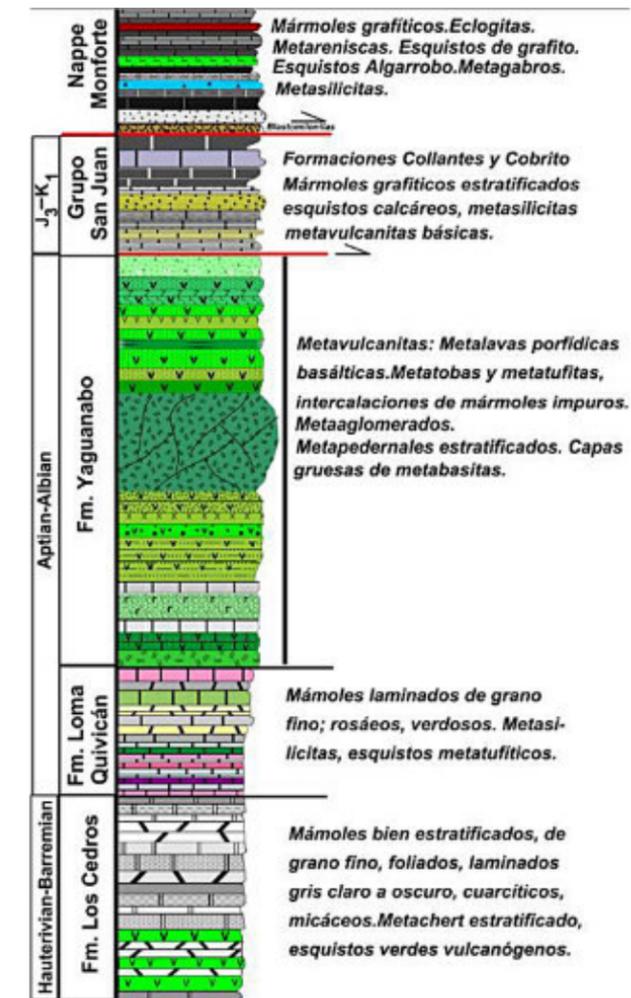


Figura.111. Esquema de la columna estratigráfica de las Formaciones del Grupo La Sierrita en el perfil de Loma Méndez. La sección representa los cortes característicos Sur-Norte. Hacia el oeste la Formación Loma Quivicán se acuña y queda reducida a solo unas capas (según Álvarez-Sánchez; 1991).

Espesor y edad.

Entre 50 y 100 metros. En ocasiones la potencia disminuye a causa del aplastamiento tectónico, hasta quedar reducidas a unas capas de pocos metros, incluso centímetros; convertidas en esquistos extremadamente foliados, rojizos, violáceos y verdosos: causa en tales casos de la falsa impresión de laguna o hiato de la Formación en la sección¹³. La Fm. Loma Quivicán no ha revelado restos fósiles reconocibles. Comparto la opinión de Millán (en Millán y Somín, 1981) de una edad desde Cretácico Inferior tardío hasta Cretácico Superior temprano para Loma Quivicán. Este concepto se basa en la posición estratigráfica de Loma Quivicán sobre la Formación Collantes y esta última sobre la Fm. Mayarí de edad probable entre Tithoniano a Berriasiano.

¹² Es posible que la base del corte contenga parte de la Formación Collantes.

¹³ Es curioso que los análogos litológicos de Loma Quivicán en la Sierra de Los Órganos, la Formación Ancón, presentan esta misma característica, cuando yace bajo espesores muy grandes de los mantos tectónicos del Grupo Viñales. Tal rasgo se puede observar en la ventana erosivo-carstica del Valle de San Carlos, donde aflora la Formación Ancón reducida a una masa foliada rojiza, con desarrollo de algunos minerales de metamorfismo incipiente (Álvarez-Sánchez, 1972).

Inferencia sobre las condiciones de sedimentación del protolito.

Cambios en la posición de la Fm. Loma Quivicán obedecen a varios factores, unos activos durante su sedimentación; otros de carácter tectónico. Cambios faciales laterales pudieron originarse por la diferenciación batimétrica de la cuenca en espacios subsidiarios. Debieron ser importantes como para provocar diferencias en la posición, incluso en la ausencia de su facies característica. La influencia de la tectónica tangencial pudo desempeñar el papel final en estos marcados cambios. Así, la proximidad espacial de estas diversas posiciones de la Formación puede expresar el estrechamiento producido por la tectónica tangencial de dichos sectores o subcuencas, tanto como las circunstancias de la sedimentación.

El protolito más característico de la Formación parece derivado de micritas, acumuladas en la zona pelágica, en aguas oxigenadas y relativamente agitadas, por encima de la lisoclina de aquel entonces. Tal deducción solo se sustenta en la condición preservada de las rocas y en comparaciones macroscópicas ya que no se conserva microfauna. Las silicitas estratificadas a veces rítmicas, derivadas probablemente de chert de radiolarios, de comprobarse, apoyarían esta suposición. El grano muy fino visible en sectores menos recrystalizados y la laminación paralela a menudo inalterada, también favorecen tales suposiciones. Las capas de silicitas bien estratificadas y coloreadas de forma parecida a las calizas cristalinas contienen manganeso y son ferruginosas, como varios de los estratos calcáreos. Estas características sugieren una actividad hidrotermal exhalativa en los fondos de la cuenca.

Otro aspecto importante en la génesis de la Formación son los horizontes de brechas, en ocasiones bastante potentes. Los clastos sin apariencia de traslado, compuestos de fragmentos de la propia Formación de aspecto ya litificado, se mezclan con capas rotas de pedernal y mármoles oscuros, seguros derivados de la Fm. Collantes u otra unidad del Grupo San Juan. Las brechas en algunos afloramientos contienen un cemento peculiar derivado, al parecer, de un lodo calcáreo, rojizo. Estos rasgos sugieren un probable escenario sinsedimentario subacuático de inestabilidad de taludes, quizá asociado a sismos por fallas activas en una cuenca con diferenciaciones batimétricas-tectónicas del fondo marino, en la proximidad de fuentes que aportaban soluciones minerales metálicas Fe-Mn y material detrítico y arcilloso. Cuenca vinculada a un territorio con vulcanismo.

Formación Loma Quivicán y Formación Ancón ¿son correlativas faciales?

Ningún geólogo con experiencia en la Cordillera de Guaniguanico de Cuba occidental deja de sorprenderse ante las semejanzas, de la Fm. Loma Quivicán y la Fm. Ancón de Guaniguanico (**Tabla 1**). Millán y Pszczółkowski (1982) lo destacaron aunque objetaron la correlación y compararon a Loma Quivicán con la Fm. Buena Vista, de micritas rojizas y verdes, chert y brechas de calizas y pedernal, del Hauteriviano-Cenomaniano de la Sierra del Rosario (Pszczółkowski, 1976).

En la actualidad la Fm. Buena Vista es sinónima de tres formaciones: Santa Teresa, Carmita y Moreno. Santa Teresa y Carmita (Aptiano a Santoniano); contienen elementos litológicos análogos a los de Loma Quivicán premetamórfica. Moreno es demasiado terrígena para siquiera considerarla. En Santa Teresa el componente principal son las silicitas, la mayoría estratificadas y derivadas de chert. Otras rocas silíceas pelíticas y psamitas son abundantes. El componente carbonatado es escaso. Las calizas están pigmentadas y las impregnaciones de hidróxido de manganeso en forma de costras, vetillas y, en ocasiones, pequeñas capas delgadas en las silicitas no deja de ser llamativo, así como su posición sobre el Grupo Viñales, equivalente occidental del Grupo San Juan.

La Fm. Carmita tiene la traza más próxima de las tres. La composición de calizas gris, gris blancuzco, gris-crema, y beige y a menudo crema oscuro a rojo ladrillo y blanco, con dendritas de manganeso en las superficies de las capas, es muy sugerente. El enriquecimiento de las silicitas por hidróxido de manganeso; también destacado por costras, vetillas y pequeñas capas delgadas de manganeso es un rasgo muy importante. Los paquetes de chert de potencia considerable recuerdan a los chert de Canaleta (Hatten, 1957), muy próximos a la Fm. Ancón y cuya posición y edad nunca fue bien determinada. Por lo visto Carmita, incluso por su edad (Cenomaniano-Santoniano), se aproxima más a ser un equivalente facial-litológica de la Fm. Loma Quivicán, aunque ninguna prueba, más que tales afinidades, apoyen la analogía.

Tabla.1. Resumen de características coincidentes entre las Formaciones Loma Quivicán y Ancón.

	Formación Ancón. Cordillera de Guaniguanico.	Formación Loma Quivicán. Macizo Metamórfico Escambray.
Litología	Micritas coloreadas por Mn-Fe, rojas, rosáceas, violeta, crema, amarillas, gris azulado, verdes, con intercalaciones de chert. Calcarenitas pardas Areniscas friables tuffíticas con intercalaciones margosas. Brechas de fragmentos de calizas y chert provenientes de secuencias autóctonas de Guaniguanico y brecha formado por bloques de calizas hasta de 5 metros de diámetro y abundantes clastos de chert.	Mármoles blanquecinos, gris azulado, verdosos, rosados, y violeta, con capillas de metapedernales y esquistos metapelíticos. Paquetes de metapedernales con calizas cristalinas de tonos claros. Intercalaciones rítmicas de esquistos verdes calcáreos apotuffíticos con capillas de calizas cristalinas claras. Metabrechas, hasta 10 m de espesor de fragmentos de metapedernal y mármoles oscuros y nativos hasta 0.5 metros de longitud.
Edad	Campaniano-Maestrichtiano-Paleoceno temprano. (Mbros Calizas Micritas y Margosas); Parte superior del Maestrichtiano (?). Paleoceno tardío (Miembro La Güira). Paleoceno tardío (Miembro La Legua).	¿Cretácico Inferior tardío-Cretácico Superior temprano?
Ambiente sedimentario.	Micritas y pedernales de ambiente pelágico no restringido (límite calcita / aragonito), contaminado con aportes de arcillas coloreadas y soluciones metálicas (Fe-Mn); próximo a un territorio volcánico. Locales subcuencas "entre fallas" con condiciones reductivas y subsidencia no compensada. Taludes limítrofes productores de detritos gruesos (rock falling).	Protolito de micritas acumulado en condiciones pelágicas y no restringidas con aporte de soluciones minerales metálicas Fe-Mn y material detrítico y arcilloso volcánico. Cuenca vinculada a un territorio con vulcanismo.
Relaciones de piso a techo.	Sobre la Formación Guasasa del Oxfordiano Tardío al Hauteriviano-Turoniano Inferior y bajo la Formación Manacas del Paleoceno tardío al Eoceno Inferior.	Sobre la Formación Collantes de edad supuesta Jurásico Superior al Cretácico Inferior.

A pesar de las alternativas arriba examinadas, las numerosas coincidencias entre Loma Quivicán y Ancón son más que notables y no es posible ignorarlas. Ambas Formaciones contienen una litología coincidente hasta el detalle, expresada por rocas peculiares, en secuencias completas relativamente monótonas y en espesores decamétricos. Si las analogías litológicas constituyeran el único argumento quizá sería ocioso continuar preocupándose por el asunto. Pero hay que sumar otros hechos significativos.

- Las rocas calcáreas y silíceas contienen iguales impurezas de metales (Mn-Fe) que les confieren coloraciones características y llamativas. La Fm. Ancón contiene detritos volcánicos. En condiciones de metamorfismo regional de presión media y temperatura baja; bastante probablemente producirían esquistos verdes apotuffíticos, y metapelitas tal como se observa en Loma Quivicán.
- Las dos Formaciones contienen brechas muy características. Hecho sugerente de traslado de material detrítico grueso hacia sus depocentros; provenientes de la destrucción de secciones integradas por carbonatos oscuros de la base estratigráfica de ambas unidades. Tales unidades contribuyentes de detritos son equivalentes cronológicos y litológicos en el Escambray y en Guaniguanico
- Las dos Formaciones, coronan los cortes de unidades calcáreas del Oxfordiano hasta Hauteriviano-Turoniano (y posiblemente hasta el Campaniano) en la Sierra de Los Órganos (Formaciones Guasasa-Pons-Peñas) compuestas por calizas oscuras de banco y rampa y de los mármoles oscuros de edad Oxfordiano hasta Cretácico Inferior del Grupo San Juan en el Escambray.
- Tales circunstancias en los dos dominios, son una marca precisa de un cambio sustancial en las condiciones tectónicas y paleogeográficas en una extensa cuenca que pudo ser común, e inician la sedimentación de complejos litológicos característicos, culminantes del corte estratigráfico total.

Para la probabilidad geológica, tales aspectos de la cuestión parecen considerablemente positivos, más allá del alcance estadístico.

Si las anteriores analogías no son provocadas por una cadena de casualidades, algo poco creíble; los dominios Guaniguanico y Escambray debieron formar parte de una corteza continental o de transición con un substrato común. De hecho sus columnas estratigráficas poseen una coincidencia material y cronológica cercana al 100% para el periodo comprendido entre el Jurásico Inferior y la parte alta del Cretácico Inferior. Su extensión original, mucho mayor que sus afloramientos actuales, con gran probabilidad contenía cuencas limítrofes con diferencias de facies entre ellas tanto como equivalencias e identidades.

Entre el Albiano y el principio de los tiempos Turoniano-Coniacianos, muchas características similares en los tipos de facies de mar profundo y el predominio de los sedimentos carbonatados debieron mantenerse. Precisamente en este periodo pudo ocurrir un cambio en el escenario, al comenzar la separación de partes de ambos complejos. No es posible con el conocimiento actual delimitar a cuales partes del dominio original pertenecen los afloramientos actuales. La Sierra de Los Órganos yace cabalgada por la Sierra del Rosario sin que se conozcan las dimensiones del desplazamiento, mas que por especulaciones. El Escambray aflora distante unos 300 km del extremo oriental de Guaniguanico, aunque existen pruebas geofísicas de una amplia continuidad hacia el meridiano de la isla de los complejos metamórficos en la profundidad. Al respecto, es altamente sospechoso que la frontera meridional de la Sierra de Los Órganos, este cabalgada por una columna estratigráfica metamorfizada en condiciones P-T similares a las del Escambray (Faja Cangre; Millán y Somin, 1981), cuya secuencia de unidades litoestratigráficas es, prácticamente, "otra Sierra de Los Órganos" (Álvarez-Sánchez, 1972, *inéd.*).

Al aceptar la validez sobre la realidad de la conexión y la posterior disgregación continental; no se encuentran objeciones viables para rechazar que las Formaciones Loma Quivicán y Ancón pudieron formar una facies extendida entre segmentos de ambos dominios. Esta conexión pudo mantenerse con cambios litológicos no esenciales durante un tiempo prolongado entre el Coniaciano hasta el Maastrichtiano temprano y romperse a continuación. Es así que ellas, durante un tiempo, pudieron ser una facies isópica sincrónica (una parvafacies) y más tarde pasar a ser unidades litoestratigráficas parcialmente heterocronas; sin alguna circunstancia conocida en la paleogeografía o en la historia geológica como posible objeción a tal posibilidad, según opinión de Álvarez-Sánchez.

No hay más que examinar el problema de la posición de la Fm. Ancón en la Cordillera de Guaniguanico.

La composición litológica de la Fm. Ancón, así como el rango temporal de su deposición aún necesita ser materia de estudio en la geología de Cuba occidental. Mientras no sea exhaustivamente resuelto; sí es posible que las Formaciones Ancón y Loma Quivicán sean facies correlativas. Mientras el Escambray sufría una intensa fracturación acompañada de la resurrección del vulcanismo jurásico, expresado por la Fm. Yaguanabo; causa del cese de la sedimentación de Loma Quivicán o su sustitución por otra unidad; en Guaniguanico continuó la sedimentación de Ancón por lo menos hasta el Paleoceno, incluso hasta el Eoceno inferior.

En los cortes del Valle de Pons, en la Sierra de Los Órganos de Cuba occidental; no es apreciable interrupción alguna de la sedimentación entre la Fm. Pons-Peñas¹⁴ (Aptiano-Turoniano) y la Fm. Ancón. En el curso del Arroyo Piedras, al SW del poblado de Pons, la Formación Peñas y la Formación Ancón presentan un contacto de transición de capa por capa (Figura 112). Por eso la Fm. Ancón puede representar el completo intervalo de tiempo entre el Campaniano (incluso desde antes) y el Eoceno Inferior, sin que exista prueba alguna en la actualidad que demuestre exhaustivamente lo contrario.

El origen de las dudas sobre estas relaciones y su discusión, proviene de la posición un hiato supuesto por Herrera (1961) entre la Fm. Mina y La Fm. Ancón (Figura 113). No obstante, para Herrera (*op.cit.*), en la región del Valle de Pons, donde se observa la parte inferior de Ancón; la edad podría descender hasta la parte alta del Maastrichtiano, con una edad límite inferior hasta el Campaniano (**v. Tabla 2**). Herrera, divide a la Fm. Ancón en dos secciones (inferior y superior). Esta división es, en mi opinión aproximadamente correcta y corresponde con los hechos que se pueden observar en la Sierra de Los Órganos; aunque en realidad es bastante más complicada.

En el Valle de Pons, las calizas micríticas & margosas (Pszczółkowski, en Pszczółkowski *et al.* 1975) de Ancón, descansan sobre la Fm. Peñas (Campaniano-Maastrichtiano). Pero, en la Unidad Infierno descansan sobre el Miembro Infierno (de la Fm. Pons; Valanginiano tardío?, Hauteriviano a Turoniano Inferior).

¹⁴ Formación Peñas-Pons (Hauteriviano hasta el Daniano, según De La Torre en Pszczółkowski, 1978) (Turoniano al Campaniano, según Meyerhoff (en Khudoley y Meyerhoff, 1971).

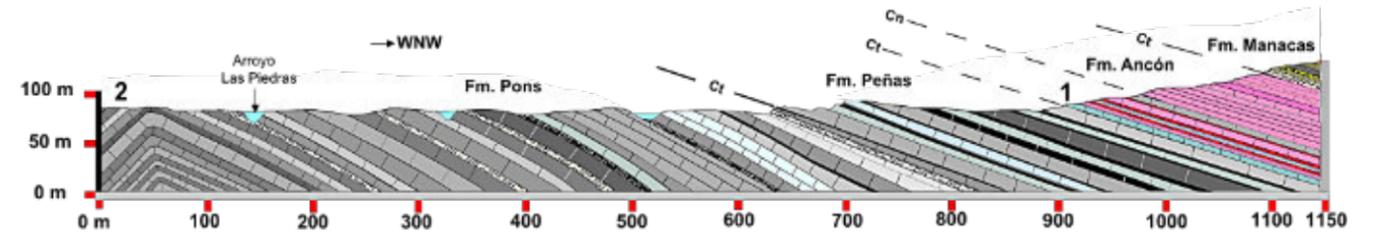


Figura.112. Perfil por el Valle de Pons. Sección por las Formaciones Pons; Peñas, Ancón y Manacas, aproximadamente paralela al Arroyo Las Piedras. 1-Zona de transición entre la Formación Peñas y la Formación Ancón. Ct: Contacto transicional. Cn: Contacto normal ().

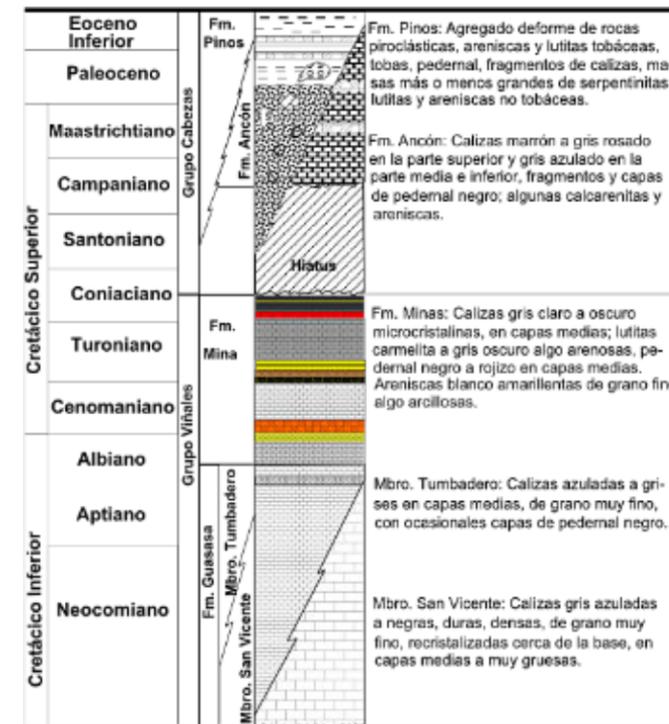


Figura.113. Columna estratigráfica de Herrera (1961) en el Valle de Pons (adaptada de Herrera, 1961).

En el Valle del Ancón, Sierra de Viñales, las calizas de Ancón descansan, sobre la Fm. Guasasa del Tithoniano (Judoley y Furrázola-Bermúdez, 1968). V. Biriukov (1968) en la región septentrional de Guaniguanico, describe una brecha sobre "calizas del Tithoniano medio" de fragmentos de calizas grises de 2 m de potencia, cementados por una matriz carbonatada rojiza¹⁵. Sin duda la brecha denominada posteriormente como Miembro La Güira de la Fm. Ancón.

Por consiguiente, de existir este hiato, no hay evidencia clara de su importancia y de su sincronismo y de su extensión y generalidad; a causa de que se omite constantemente una circunstancia capital. La Fm. Ancón se encuentra en todos los cortes de las unidades de mantos tectónicos de las Sierras del Rosario y Los Órganos, en distintas posiciones dentro de las unidades tectónicas superpuestas en una potente pila vertical. Solo en la Unidad Tectónica Valle de Pons (Rigassi-Studer, 1963), la más baja de todas, la Fm. Ancón descansa sobre la Fm. Peñas y esta sobre la Fm. Pons. La unidad Valle de Pons no aflora en la Sierra del Rosario.

¿Puede existir hoy alguna duda sobre el proceso de un apilamiento sucesivo de zonas faciales que con toda seguridad estuvieron separadas por distancias entre 100 y 300 km? Solo este hecho explica como en la actualidad existan más de cuatro columnas diferentes de la Fm. Ancón, ahora próximas entre si por distancias insignificantes, que pueden recorrerse en trayectos ascendentes, desde el fondo del Valle de Pons hacia las Sierras del Infierno, Celadas, Chichones, Quemados y Viñales, en la Sierra de Los Órganos.

¹⁵ En la zona de contacto existe un horizonte de brecha calcárea de hasta 2 m de espesor, formado por fragmentos de calizas grises, cementadas por un material carbonatado de color rojizo. Los fragmentos son entre 5-8 cm (sic) (afloramientos 1191, 1192, 1630. Mapa de Materiales Reales. Biriukov, 1968).

Tabla 2. Opiniones discrepantes sobre la edad de la Formación Ancón.

Autor	Litología	Posición	Edad
Ch. W. Hatten; 1957	Calizas coloreadas (rosáceas, verdes, gris-azulado. Intercapas de conglomerados y brechas. Capas de Mn.	En conformidad sobre la "Caliza Viñales".	Eoceno Inferior
N. M. Herrera (1961)	Calizas marrón a gris rosado en el tope. Gris azulado en la parte media-inferior. Fragmentos y capas de pedernal negro. Calcarenitas y areniscas.	Sobre la Fm. Mina (de edad Albion-Coniacian).	Base con foraminif. del Maastrichtian-Campanian. Tope con fauna del Tanetiano.
Pszczółkowski et. al., 1975 y Pszczółkowski, 1978)	Micritas violáceas, gris azulado, verde grisáceo y verde claro, o negro. Calizas arenosas escasas. Estratos/lentes de chert. Conglomerados con clastos de calizas y chert.	Sobre la Fm. Peñas (del Campanian-Maestrichtian)	Paleoceno tardío.
Pszczółkowski et. al., 1975.	Mbro. La Güira. Brecha de fragmentos de calizas y chert.	Sobre el Mbro. San Vicente (Oxfordian-Tithonian) de la Formación Guasa.	Paleoceno tardío. Prob. parte superior del Maestrichtian.

Además; la sucesión de microfauna puede desaparecer por causas conocidas en el registro geológico mundial. Se conocen casos de paraconformidades, caracterizadas por la falta de sedimentos, a causa de resuspensión por corrientes de contorno y el lavado de sedimentos blandos por otros tipos de corrientes de fondo (Corrales, *et al.*, 1977). Del mismo modo ocurren interrupciones cuando un conjunto complejo de causas, determinan un estado "hambriento" de una cuenca (starved basin) y mientras en unos sitios se depositan milímetros en otros se depositan decenas de metros de sedimentos. Estos fenómenos, si así fuera el caso, no son discordancias propiamente dichas, como las causadas por tectónica orogénica.

Ninguna de tales cuestiones se ha investigado ni se ha confirmado ni descartado suficientemente. Las investigaciones sobre el contacto entre las Fms. Pons, Peñas y Ancón no son exhaustivas y de ninguna manera se pueden considerar concluidas para resolver los problemas de límite, independiente del mérito que puede tener lo que hasta ahora se ha realizado.

Por otra parte: El concepto de Formación Litoestratigráfica no depende de la edad, ni del paleoambiente ni de la tanatocenosis ni del tiempo transcurrido durante la sedimentación. No se trata de unidades cronoestratigráficas, sino materiales (v. et. Código Estratigráfico Norteamericano, 2010). Como la correlación entre formaciones se basa en propiedades físicas y posición estratigráfica, los sedimentos de una misma unidad extendida en un territorio suficientemente vasto, pudo cesar en algunas localidades antes que en otras. Este es el caso que parecen satisfacer las Formaciones Loma Quivicán y Ancón.

Aun si existiera un hiato, una sucesión de rocas similares puede contener una discordancia. Si esta no provoca un cambio lítico importante que permita definir un límite reconocible, la formación de que trate continuará como una unidad, aunque ésta incluya rocas depositadas en diferentes épocas, periodos o eras (v. et. Código Estratigráfico Norteamericano, 2010).

10.1.2. Formación Los Cedros.

Autores.

Guillermo Millán Trujillo y Humberto Álvarez Sánchez, 1992.

Primera referencia.

La primera descripción de la Formación Los Cedros se presentó en el Informe de un trabajo temático realizado entre los años 1991 y 1992 (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, *ined.*) y fue formalizada en la primera versión del Léxico Estratigráfico de Cuba de 1992 (Franco Álvarez *et al.*, 1992, *ined.*).

Historia.

El concepto Formación Los Cedros tiene su origen en la descripción de cierta Formación Charco Azul, nombrada por Millán y Álvarez-Sánchez en 1984 durante la Expedición Escambray II. Millán y Álvarez-Sánchez (en Millán y Somin, 1985a) designaron con ese nombre a unas metasilicitas y mármoles grises no grafiticos y poco micáceos; posiblemente relacionados en su base con la Fm. Collantes; en el terraplén Cumanayagua-Crucecitas. Cúpula de Trinidad (coordenadas N251.00 y E586.65 (Hoja Cumanayagua 1:50,000) (v. Figura 101. Tomo 2).

En 1991, en la región de La Sierrita, Millán y Álvarez-Sánchez encontraron excelentes cortes de mármoles muy diagnósticos, metasilicitas, esquistos calcáreos, metavulcanitas y algunas metaareniscas, a veces calcáreas; yacientes sobre la Fm. Vega del Café; unidad correlativa de la Fm. Collantes de la parte superior del Grupo San Juan.

La sucesión estratigráfica convincente y las relaciones en el terreno con las Formaciones Vega del Café y La Sabina (v. Figura 83. T.2) mostraban una posición más clara de la unidad observada y seguridad de su sentido práctico. Mientras, la unidad Charco Azul, cabalgada al norte por unidades tectónicas metaterrígenas y una base dudosa, era menos elegible como ejemplo de la nueva formación. Estos hechos fueron decisivos para invalidar el nombre Charco Azul y sustituirlo por la Fm. Los Cedros; unidad característica del Grupo La Sierrita y base de las formaciones del Grupo, junto a la Fm. Loma Quivicán.

Origen del nombre.

El nombre Los Cedros proviene de un sistema de elevaciones conocidas como Quemado de Los Cedros, al SW de las Lomas de Pico Blanco, también conocidas como Sierra de San José. Las alturas se sitúan al NW y W del poblado de San José; una comunidad agrícola al SE de La Sierrita; en la Cúpula de Trinidad. Provincia de Cienfuegos.

Sinonimia.

La Fm. Los Cedros es sinónima de la Fm. Charco Azul (Millán y Somin, 1985a), invalidada por sus autores y sustituida por la primera. Una secuencia similar a Los Cedros o quizá la misma fue distinguida en un trabajo inédito de Millán (1983) en la mitad sur de la cúpula occidental, con el nombre de Formación Coloradas. Esta última, nunca formalizada, también puede considerarse sinónima de Fm. Los Cedros. En la descripción original de la Fm. Yaguanabo (Stanik *et al.*, 1981) las capas de Los Cedros se incluían en la base de Yaguanabo, de modo que Los Cedros debe considerarse sinónima, en parte, de Yaguanabo original.

Distribución geográfica. Área Tipo.

La Fm. Los Cedros se distribuye con gran amplitud en la Cúpula de Trinidad, hacia las regiones norte, oeste y sur de la Cúpula de Trinidad. Incluso su distribución espacial es mayor en área a la observada hasta ahora para la Fm. Loma Quivicán. Muchos afloramientos de Los Cedros se encuentran en el sistema de valles, extendidos desde el curso alto del Río San Juan hacia la semiplanicie de La Sierrita y de allí, en un perímetro al oeste del centro de la cúpula, hasta el Hoyo de Padilla; a través de fondos de valles interceptados por crestas montañosas de los mantos de mayor grado metamórfico.

El Área Tipo, propiamente dicha se delimita dentro del triangulo comprendido entre los poblados rurales La Sierrita, Yaguanabo y El Sopapo, en la porción suroccidental de la Cúpula de Trinidad. En la Cúpula de Sancti Spiritus, Los Cedros sustituye a la Fm. Loma Quivicán, según presenta la versión del **Mapa Geológico 1:100,000. IGP.** En ese territorio la Formación se desarrolla en la parte central (ver epígrafe distribución geográfica del Grupo La Sierrita).

Localidad Tipo.

La Localidad Tipo de la Formación se encuentra en las elevaciones de Loma de Los Cacaos, cuya cima de coordenadas aproximadas N236.800 y E574.300 se encuentra unos 3.5 km al sur del poblado de La Sierrita. La falda sur de la Loma de Los Cacaos es llamada por los pobladores Quemado de Los Cedros, al WSW del poblado de San José (Figura 114).

Estratotipos. Localidades de Referencia.

Holoestratotipo.

El Holoestratotipo se seleccionó en el sitio de coordenadas Lambert Iniciales N 237. 100 y E 575.400. Finales N 237 150 y E 575. 300; de la Hoja Topográfica La Sierrita 4181IV. 1:50,000. ICGC¹⁶ (Figura 115 A). Se describe en una cuesta al lado W del terraplén La Sierrita-San José la sección comienza al SE por lechos de metasilicitas con intercapas de mármoles foliados gris claro, micáceos, en ocasiones oscuros. A continuación las metasilicitas se hacen predominantes en el corte e intervienen bancos de mármoles foliados y laminados de grano fino a medio, con mica blanca y esporádicos lechos de mármoles negros sin mica, grafiticos, de grano más grueso, con algunas capillas milimétricas o de centímetros ricas en cuarzo. Las capas de metasilicitas se destacan como secciones de varios decímetros o metros, seguidas por secciones de mármoles sin estas capas. El corte culmina, en la cima de la colina (más hacia el SW) por una sección de mármoles grises cuarzosos, a veces oscuros, con estructura bandeada fina.

Hipoestratotipo Nº 1.

Se seleccionó en la falda sur de Quemado de los Cedros; al W del poblado de San José, a partir de la base de la elevación; entre las coordenadas Lambert: Iniciales N 236.200 y E 575.600 y finales N 236.200 y E 575.420. Hoja Topográfica La Sierrita 4181 IV. 1:50,000 ICGC (Figura 115 B). Desde la base de la elevación afloran mármoles gris oscuro con mica blanca y grafito; a veces con estructura de brecha, con intercapas de metasilicitas y raras capas de esquistos verdes. Hacia la parte media del corte se observan mármoles grises más claros, no grafiticos, con moscovita y de grano más fino, foliados y laminados. En el corte se integran, por algunas decenas de metros, esquistos verdes metavulcanógenos con intercalaciones de metasilicitas (Figura 116).



Figura.114. Localidad Tipo de la Formación Los Cedros. Situación del Holoestratotipo e Hipoestratotipo 1. La Sierrita 4181 IV. ICGC. (I: inicial. F: Final). (gráfica de Álvarez-Sánchez, 1991).

16 ICGC. Instituto Cubano de Cartografía y Catastro.

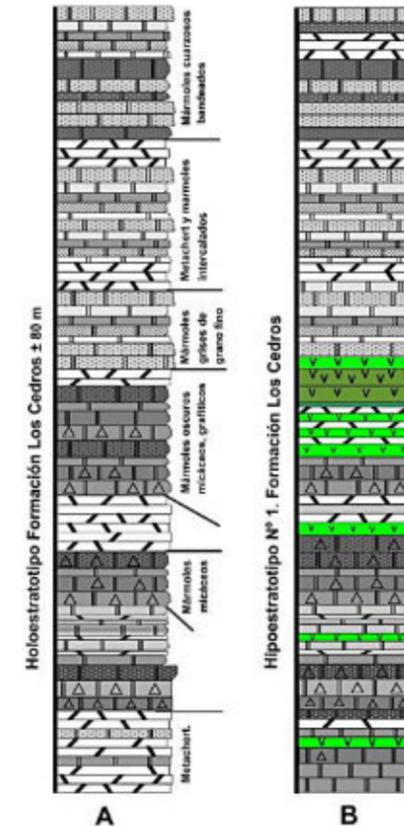


Figura.115. Columnas comparativas del Holoestratotipo (A) e Hipoestratotipo No. 1 (B), diferenciadas por el contenido de paquetes metavulcanógenos derivados de tobas, a pesar de la escasa distancia entre los cortes (sobre un dibujo de gabinete de Álvarez-Sánchez. 1991).

En la parte alta, se encuentra una sección de mármoles foliados, análogos a los de la parte media; con una sección de metasilicitas cerca de la cima; coronada por unos lechos de mármoles de grano fino, gris claro sin grafito, algo micáceos y raras y milimétricas capillas de metapedernal.

Hipoestratotipo Nº 2.

Se localiza en las elevaciones al sur de la localidad Río Chiquito; al este de San José, hasta las cercanías de Vega del Café, entre las coordenadas: Iniciales Norte 236.250 y Este 580.000 y Finales N235.920 y E579.920. Hoja Topográfica Topes de Collantes 4181 I. 1:50,000 ICGC. (Figura 117). La sección comienza con la Fm. La Sabina (GM. 48₁₇) (Figura 118) y, a continuación, de forma gradual y hacia arriba topográficamente, se establece el corte predominante carbonático de mármoles grises foliados de grano medio con moscovita de la Fm. Los Cedros.

Se destacan intercalaciones de esquistos verdes y de algunos esquistos ricos en moscovita (metaterrígenos-carbonáticos). Más hacia arriba se observa una secuencia de mármoles grises muy foliados con elevado contenido de moscovita y ocasionalmente con estructura de brecha, ocasionalmente grafiticos, budinizados, de buena estratificación. Esta parte es más pura y, al parecer, carece de intercalaciones. A continuación aflora gradualmente en el corte la Fm. Vega del Café. La potencia de esta sección alcanza alrededor de 60 metros, descontado el plegamiento isoclinal.

Inversión tectónica en el Hipoestratotipo Nº 2.

La existencia de grandes estructuras de plegamiento de orden kilométrico es un rasgo fundamental de la tectónica del Escambray que se ha pasado por alto en los últimos trabajos. Millán y Somin ya señalaron deformaciones de

17 GM. 48. Localidad de Guillermo Millán. 1981.

plegamiento isoclinal¹⁸ de orden mayor, asociadas a la Fase 2 y Fase 3 del plegamiento (Millán, 1972; Somin y Millán, 1974 y Millán y Somin, 1981; Millán, 1990). Sin embargo, el reflejo de estas estructuras en las características geométricas de los mantos tectónicos no se encuentra debidamente reflejada en las explicaciones de la evolución tectónica del macizo en ninguno de los trabajos citados.

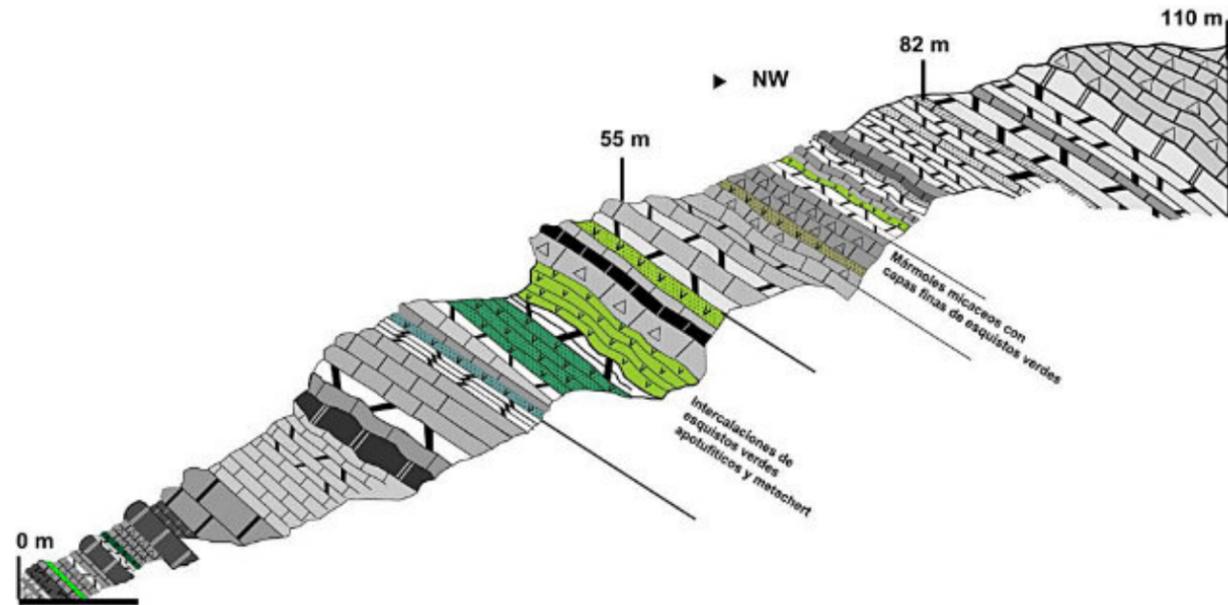


Figura. 116. Perfil del Hipoestratotipo No. 1. Los esquistos verdes ausentes en el Holoestratotipo pueden alcanzar alrededor de 10 m de potencia (sobre un dibujo de campo de Álvarez-Sánchez, 1991).



Figura.117. Localidad del Hipoestratotipo No. 2 de la Formación Los Cedros. Hoja Topográfica Topes de Collantes 4181 I. 1:50,000. ICGC. (I: inicial. F: Final). (gráfica de Álvarez-Sánchez, 1991).

¹⁸ Fue Hill (1959) el primer geólogo que identificó el plegamiento isoclinal en el Escambray.

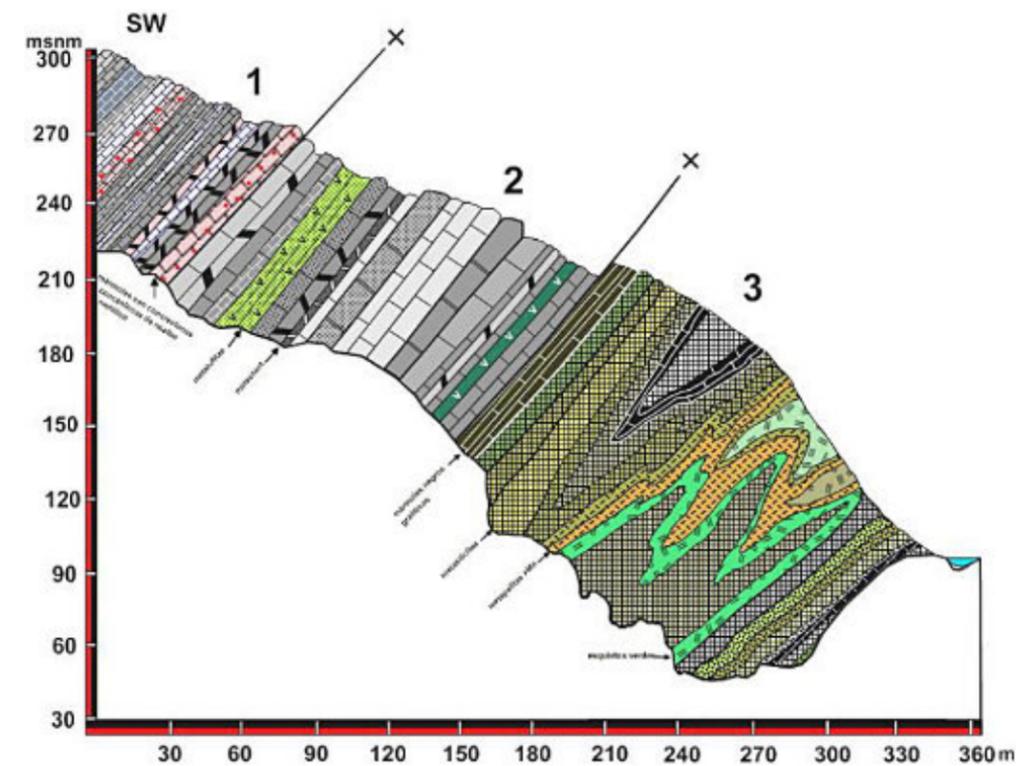


Figura.118. Perfil de la localidad del Hipoestratotipo No. 2 de la Formación Los Cedros. Hoja Topográfica Topes de Collantes 4181 I. 1:50,000. ICGC. 1-Formación Vega del Café. 2-Formación Los Cedros. 3-Formación La Sabina (sobre un dibujo de campo de Álvarez-Sánchez, 1991)

Fue Zdenek Suchanek en 1980 (y en Stanik *et al.*, 1981) el primer geólogo que argumentó la existencia de grandes pliegues isoclinales recumbentes en el Escambray. Álvarez-Sánchez y Zamashicov (1981, *ined.*) también revelaron una estructura kilométrica de plegamiento invertido con la charnela tumbada, al parecer, hacia el SW¹⁹, en la región de La Sabina. Millán y Álvarez-Sánchez (1992) encontraron en la mitad suroccidental de la Cúpula de Trinidad evidencias de la existencia de pliegues recumbentes. Tales pliegues; notables en las fotos panorámicas de buena resolución; incluso en los mapas topográficos de escala media y hasta en las fotos satelitales populares a color (Google Earth), expresan significativas diferencias en el estilo tectónico de la columna de nappes verticalmente superpuestas. Tales estructuras se reflejan claramente sobre todo en las unidades formadas por secuencias del Grupo La Sierrita, yacentes bajo los nappes superiores de tipo Monforte de mayor grado metamórfico. Cuando se observan en el terreno los flancos de tales estructuras desarrolladas sobre el Grupo La Sierrita se destacan importantes inversiones del corte estratigráfico (v. Figuras 109, 110).

El perfil del Hipoestratotipo No. 2 (Figura 118) es un caso más y de gran interés, de las sucesiones invertidas del Grupo La Sierrita en las ventanas erosivas de la mitad occidental de la Cúpula de Trinidad; destacadas en el terreno con mayor claridad que las existentes en los mantos superiores de los Grupos Metaterrígeno y San Juan; con la diferencia en los últimos de grandes pliegues de interferencia pocas veces invertidos, a menudo con un orden normal de la sucesión estratigráfica.

Estas diferencias de estilo tectónico tienen una explicación en la lógica geológica de las deformaciones regionales. Las unidades tectónicas superiores más rígidas y cristalinas como promedio; al sobrecorrer a las unidades del Grupo La Sierrita, de mayor plasticidad y menor cristalinidad, crearon en ellas frecuentes pliegues recumbentes de flancos isoclinales; asunto que se discute con amplitud en los capítulos de tectónica de esta obra.

¹⁹ Cabe destacar que en los afloramientos del área de La Sabina se observa, como regla, una sucesión estratigráfica invertida, donde los mármoles de la Fm. Collantes yacen sobre la Fm. Loma Quivicán y esta última sobre la Fm. La Sabina. Esto fue destacado por Humberto Álvarez durante los trabajos de búsqueda de talco, ejecutados en esa área. Además, el citado geólogo señaló aquí la existencia de un pliegue apretado del orden de varios kilómetros que pliega incluso un cuerpo de serpentinita (con metagabro y metadiabasa) que yace dentro del corte de la Fm. La Sabina, cerca de su contacto estratigráfico con la Fm. Loma Quivicán. (Millán y Somin, 1985a; pag. 22).

Localidad de Referencia No. 120.

Esta sección se encuentra en una localidad de la invalidada Fm. Charco Azul; en el terraplén Cumanayagua-Crucecitas a Mina Carlota (coordenadas N 251.00 y E 586.65. Hoja Cumanayagua 1:50,000) (v. **Figura 101. Tomo 2**). Sobre mármoles negros grafiticos muy foliados, afines con la Fm. Collantes, yacen mármoles negros y grises de tonos rosáceos o pardos con paulatina disminución del grafito en una transición de unos 10 m de espesor. Los mármoles rosáceos en capas métricas se cubren por esquistos metasilícico-metapelíticos calcáreos y mármoles micáceos, rosáceos y pardos, de rareza en capas no mayores de 5-10 cm, pero hasta 25 cm en el contacto con los mármoles San Juan. En algunos tramos se notan micaesquistos metasilícico-arcillosos y calcáreos con nódulos de mármol gris hasta 10 m de potencia e intercapas decimétricas a métricas, a veces rítmicas, de esquistos verdes calcáreos metatufogénicos ricos en albita; intercalados dentro de las calizas o estas como intercapas dentro de los esquistos. A trechos se intercalan calizas recristalizadas enteramente semejantes a las características de la Fm. Loma Quivicán; evidencia de una estrecha semejanza entre ambas formaciones. La estratificación es clara y se conserva una fina laminación relíctica muy acentuada, similar a la de la Fm. Loma Quivicán (v. **Figura 108**). La potencia total de la Fm. Los Cedros en esta localidad es de unos 80 m. Al norte la sección queda cabalgada por esquistos metaterrígenos cuarzo-moscovíticos de la Fm. Loma La Gloria.

Localidad de Referencia No. 221.

Un buen afloramiento de la Fm. Los Cedros se encuentra al SW de la Cúpula de Trinidad, en el camino de montaña que se dirige hacia Las Coloradas; entre las coordenadas N 226.95 y E 586.17-N y N 228.20 y E586.85. Hoja Topes de Collantes, 1:50,000. La localidad corresponde a la sección tipo, propuesta por Millán, Somin y Álvarez-Sánchez en aquel entonces (en Millán y Somin, 1985a) para la Fm. Charco Azul, más tarde invalidada. El corte comienza por mármoles grafiticos de la Fm. Collantes sobre cuyos estratos se destacan paquetes de cuarcitas metasilicíticas, esquistos metasilícico-arcillosos metapelíticos y calizas cristalinas laminadas. Las últimas son muy frecuentes y pueden dominar en algunas porciones del corte. Varían desde calizas cristalinas laminadas de tonos grisáceos, violáceos, rosáceos o gris pardo, hasta mármoles gris oscuro, en menor grado. Los estratos cambian de espesor desde 1 cm hasta 60 cm. En ocasiones las metasilicitas contienen capillas finas enriquecidas en óxido de manganeso, muy similares a la Fm. La Sabina. Del mismo modo capas de calizas cristalinas muy densas parecen estar enriquecidas en manganeso. Dentro de los paquetes de metasilicitas ocurren esquistos calcáreo-moscovíticos y subordinadas intercalaciones de esquistos verdes metapsamíticos, probablemente metavulcanógenos, que no superan los primeros decímetros de espesor y preservan rasgos de estratificación rítmica. En su composición mineral abundan las asociaciones de albita, clorita, epidota o clinozoisita, actinolita y esfena.

En la base de la sección se observan mármoles negros en contacto transicional. Por lo visto otro caso de contacto estratigráfico normal entre Los Cedros y Collantes o Vega del Café. En la parte superior del corte se manifiesta una truncadura discordante por un cabalgamiento de la Fm. Loma La Chispa. En el área, que abarca los alrededores del caserío El Colorado también la Fm. Los Cedros aparece cabalgada por mármoles de la Fm. Mayarí.

Caracteres distintivos.

La roca más característica de Los Cedros son los mármoles grises azulosos (Figura 119) y es importante su diferenciación comparativa. Son de grano fino a medio; con apreciables laminillas de moscovita. Por lo común bien foliados y finamente laminados, con delgadas bandas enriquecidas de cuarzo. En menor grado algunos mármoles son gris oscuro, casi negros, grafiticos con escaso material terrígeno y algo fétidos a la percusión.

Las secciones de Los Cedros con mármoles gris oscuro a negro grafiticos algo fétidos, se comparan con las Fms. Mayarí o Collantes, del Grupo San Juan. Los de Mayarí son muy grafiticos y casi siempre fétidos. También pueden ser dolomíticos. Aunque la estratificación es buena las capas suelen ser gruesas con formas cársticas bien desarrolladas. Contiene brechas intraformacionales no presentes en Los Cedros. Las metasilicitas presentes suelen ser nodulares.

20 Descripción original de Millán y Álvarez-Sánchez de 1984.

21 Descripción original de Millán de 1984.

Mayarí se ha observado en relación con la Fm. Saúco y en posible descanso normal sobre metaterrígenos de la Fm. La Chispa; caso nunca observado en Los Cedros.



Figura. 119. Mármoles de la Formación Los Cedros en los afloramientos del Holoestratotipo (Foto cortesía de L. Bernal. IGP. La Habana).

Los mármoles Collantes, estratificados y fétidos, en contacto, también pueden confundirse con los mármoles de Los Cedros. Pero Collantes no contiene capas ni nódulos de metasilicitas ni otras clases de intercalaciones. En los mármoles de Los Cedros se intercalan metasilicitas sacaroidales, moscovíticas en ocasiones granatíferas bandeadas, en secciones métricas o en capas delgadas de algunos decímetros a metros. En el corte pueden ocurrir esquistos moscovíticos calcáreos con albita y cuarzo, de posible origen psamítico y verdaderas metapsamitas (metagrauvacas), faltantes en muchos cortes de la unidad, pero características por su composición. Igual ocurre con las intercalaciones de esquistos verdes metavulcanógenos básicos; intercalaciones ambas en general no conocidas en Collantes. La Fm. Vega del Café (Grupo San Juan) contiene mármoles azulados de grano fino, estratificados; con ocasional mica muy fina, con bandas enriquecidas en cuarzo y algo cataclásticos. Metasilicitas en capas bien definidas y gruesas, micáceas ocurren en el tope con aspecto bandeado, micáceas, foliadas, gris claro hasta verdosas. Pero en Vega del Café abundan patinas ocrosas de sustancias metálicas oxidadas, dispuestas más o menos concordantes con la estratificación. Incluso en concentraciones más densas de los óxidos, los mármoles se colorean de tonos rosáceos hasta destacarse como un horizonte, observable durante algunos centenares de metros. En estos casos suelen encontrarse concreciones de estructura concéntrica, de núcleo metálico, por completo excepcionales en los mármoles del Escambray. Tales rasgos permiten diferenciar a Los Cedros eficientemente de Vega del Café.

La Fm. Los Cedros es similar a la Fm. La Sabina en lo concerniente a las metasilicitas y esquistos metasilico-arcillosos, pero se diferencia de ella por su mayor contenido de intercalaciones calcáreas y la relativa rareza de los esquistos verdes apotufogénicos. También Los Cedros, por partes, tiene cierta semejanza con la Fm. Loma Quivicán, pero en este caso respecto a las capas calcáreas casi exclusivamente más características de Loma Quivicán, diferenciándose además por el elevado contenido de rocas silíceas recristalizadas en Los Cedros.

Edad.

Los restos encontrados por Stanik en 1980 (Stanik *et al.*, 1981) en un contacto de la Fm. Yaguanabo con la Formación San Juan contenían restos de radiolarios y Nannoconus s. l. De acuerdo a determinaciones de G. Furrázola-Bermúdez

(en Stanik, *ibid.*) este horizonte parecía indicar una edad Cretácico Inferior, más precisamente no más joven que el Albiano (reiterada por Furrázola-Bermúdez; com. pers. al autor Álvarez-Sánchez, 1985). Millán y Somin (1985a) y Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, *ined.*) opinan que la muestra se tomó en realidad del contacto de la parte superior de la Fm. Los Cedros con la Fm. Yaguanabo, razón para considerar esa edad como de la Fm. Los Cedros.

Relaciones estratigráficas.

El perfil comprendido entre las localidades HA: 384; 383, y 381 (Figura 83. Tomo. 2) contiene una secuencia en posición normal de la Fm. Vega del Café. En la parte superior de Vega del Café, se observa como una litología característica de esta Formación pasa por grados a mármoles laminados moscovíticos, con muchas capas de metasilicatas. Esta sección representa la base de Los Cedros. El contacto, a todas luces, es una transición. A continuación, Los Cedros se afirma y hacia el tope predominan las metasilicatas, operándose el cambio hacia la suprayacente Fm. La Sabina.

En La Cúpula de Sancti Spiritus la versión a escala 1:100,00 del Mapa Geológico del IGP, no representa a la Fm. Vega del Café. En la parte central de la cúpula las secuencia del Grupo La Sierrita solo están representadas por cortes donde la Fm. Los Cedros inicia el corte del Grupo, seguidas por secciones de las Formaciones Yaguanabo y La Sabina; sin una clara expresión gráfica en el mapa de las interrelaciones de estas unidades.

En la región norte de la Cúpula de Trinidad, Millán (1997) reporta secciones donde la Fm. Los Cedros descansa estratigráficamente sobre la Fm. Boquerones; unidad con suficientes argumentos para considerarla solo un miembro de la Fm. Cobrito (v. Álvarez-Sánchez y Bernal, 2008 y 2015b). Sobre Los Cedros yace La Sabina, cabalgada en el mismo borde de la cúpula por las Anfibolitas Yayabo (Figura 120). Cortes equivalentes se refieren por Millán (comunicación escrita; 2012) en el terraplén El Pedrero-Gavilanes de la Cúpula de Sancti Spiritus.

Tales secciones donde Los Cedros yace sobre Cobrito, es equivalente a la posición de la base del Grupo La Sierrita sobre la Fm. Collantes o sobre la Fm. Vega del Café (del Grupo San Juan). En otras unidades más internas y en la región de la vertiente meridional de la Cúpula de Trinidad; es una buena demostración de la pertenencia de la Fm. Cobrito al Grupo San Juan, tal como es sostenido por Álvarez-Sánchez y Bernal, 2015b. No obstante en el mapa del IGP arriba citado, prácticamente la totalidad de los contactos son tectónicos y la relación señalada no se refleja en ese instrumento.

En resumen; el techo de la Formación cambia de posición en cuatro clases de secciones. Una bajo la Fm. La Sabina. Otra bajo la Fm. Yaguanabo, por lo visto más frecuente hacia el sur de Cúpula de Trinidad. Otra bajo la Fm. Loma Quivicán, más frecuente hacia el norte; por ejemplo, en la región del Hoyo de Padilla, occidente de la Cúpula de Trinidad, donde la Fm. Los Cedros, yace bajo la Fm. Loma Quivicán (v. Figura 111). En la región de la frontera norte de la Cúpula de Trinidad, al parecer ocurre una cuarta variante, con la Fm. Los Cedros sobre la Fm. Cobrito (**Figura 120**), algo perfectamente posible ya que Cobrito representa casi el total del Grupo San Juan, sin que aún exista una solución para ese particular problema estratigráfico.

La Fm. Los Cedros en la variante de contacto con la Fm. Yaguanabo, contiene numerosas intercalaciones de esquistos verdes metatobáceos de potencia notable. Durante la definición de Yaguanabo estos paquetes fueron considerados su parte inferior (v. Stanik *et al.*, 1981). En el contacto con la Fm. La Sabina los paquetes volcánicos son mucho menos potentes o reducidos a intercapas subordinadas o, pueden faltar por completo.

La distancia que separa estas variantes de corte puede reducirse a pocos kilómetros. Tal hecho, con sus marcadas diferencias de contenido estratigráfico, sugiere precisamente la mayor o menor separación original de secciones de la Fm. Los Cedros que debió existir respecto de los centros volcánicos de Yaguanabo; ahora reducidas a distancias insignificantes por causa de su posición en unidades tectónicamente aproximadas; probables representantes de segmentos de la cuenca primitiva.

Sin embargo, en localidades separadas, a veces inusualmente por solo algunos cientos de metros, Los Cedros yace directamente bajo la Fm. La Sabina (Figura 103; C1); mientras en lugares próximos, Los Cedros descansa bajo Yaguanabo, esta cubierta por la Fm. El Tambor (Figura 103; C3) o Los Cedros aparece omitida en el corte, mientras La Sabina descansa sobre Yaguanabo (Figura 103; C4).

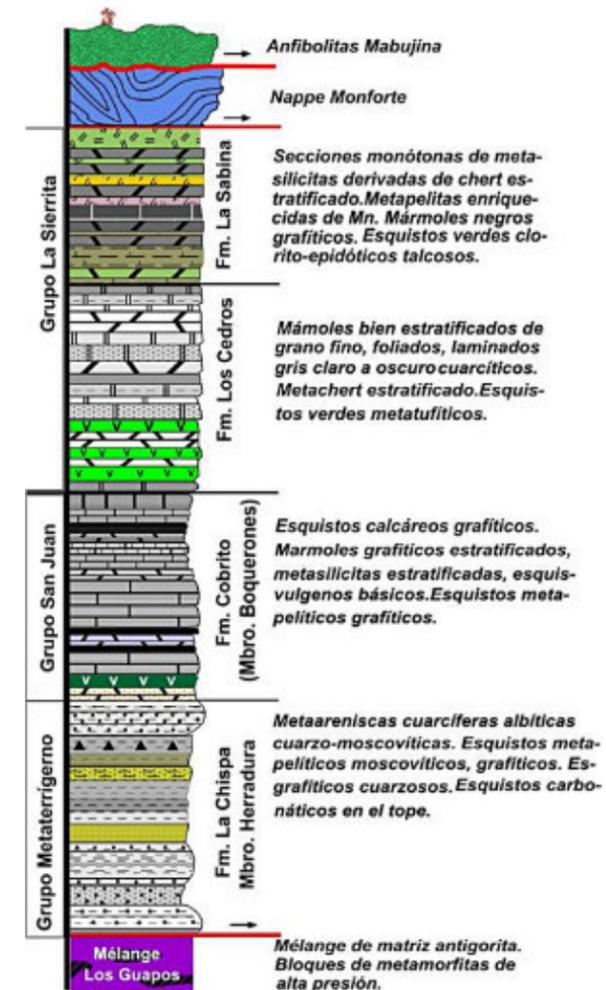


Figura. 120. Columna estratigráfica esquemática de la posición de la Formación Los Cedros sobre la Formación Cobrito en la región septentrional de las Cúpulas de Trinidad y Sancti Spiritus. Unidad 4 de Millán, 1990 (gráfico de Álvarez-Sánchez, 1991).

Es claro que una buena explicación para estos hechos observados puede ser que varias de estas sucesiones, algo caóticas, vista la escasa distancia de separación, representan columnas o paquetes de escamas tectónicas superpuestas, cizalladas de mantos tectónicos más ordenados; apiladas en vertical durante un plegamiento sinmetamórfico o póstumo. En ese caso deben existir numerosos contactos tectónicos entre tales columnas. En efecto; se pueden observar tales contactos cuando se marcan con finas superficies flameantes en el terreno, rellenas por una serpentinita milonítica. Cuando este marcador falta las superficies son difíciles de determinar a causa de un proceso de coalescencia metamórfica, entre superficies de rocas de composición muy similar. Este es un problema más de la geología del Escambray a resolver por los futuros investigadores, quienes no deben hacerse muchas ilusiones de algún grado de simplicidad tectónica que puedan encontrar en este macizo.

Inferencia sobre las condiciones de sedimentación del protolito.

En Los Cedros es característico el contenido elevado de protolitos calcáreos, silicíticos y pelíticos. Los esquistos verdes parecen derivados lutítico-tufogénicos. Tales rasgos principales sugieren el depósito sobre fondos pelágicos de cierta inicial lejanía de centros volcánicos; condiciones supuestas similares para la Fm. Loma Quivicán, pero con un influjo algo mayor de terrígenos finos para Los Cedros. Sin embargo, hacia el final de la sedimentación de la Formación, en algunos sectores de la cuenca parece destacarse un incremento del vulcanismo en el contacto de Los Cedros con la Fm. Yaguanabo. El manganeso es coherente con el ambiente indicado para la subyacente Fm. Vega del Café. La

relación de sucesión bastante regular entre Los Cedros y Vega del Café, así como la presencia común de metapedernales (ftanitas estratificadas) y los horizontes de impregnaciones metalíferas y concreciones metálicas, sugiere la influencia de exhalaciones hidrotermales enriquecidas en sílice y soluciones de metal, vinculadas a un centro volcánico distal o a una línea de expansión activa con efusión magmática.

En general la litología de Los Cedros es coherente con una progresiva profundización de la cuenca a partir de la Fm. Mayarí. Unas condiciones similares a la de las unidades de la parte superior de la Sierra del Rosario; concretamente la secuencia Norte de la Sierra del Rosario (Fm. Hilario; Pszczółkowski, 1975; Unidad Quiñones, Pszczółkowski, 1978).

Si la Fm. Los Cedros es uno de los testigos de las analogías en el desarrollo común Escambray-Guaniguanico; la sucesión calizas de mar profundo-chert de radiolarios-capas piroclásticas; hacia una sección de piroclastitas y lavas básicas con calizas y chert (Fm. Yaguanabo); es más que una analogía litológica. Esta analogía del patrón sedimentario se robustece al considerar a la Fm. La Sabina cuando yace sobre Los Cedros. La Sabina, con secciones prácticamente puras de chert; areniscas con graduación relíctica (propia de flysch distal), mármoles supeditados, capas de manganeso y lavas basálticas y diabasas, es compatible con la Fm. Quiñones (Truitt, 1956), compuesta por chert impregnado de manganeso, limolitas, lutitas, calizas, areniscas y basaltos porfíricos²².

A lo largo de las secciones de esta obra sobre la estratigrafía del Escambray, he señalado insistentemente la naturaleza geológica convergente entre Escambray y Cordillera de Guaniguanico y la composición dual del Escambray como un termino medio entre Sierra de Los Órganos y Sierra del Rosario.

10.1.3. Formación Yaguanabo.

Autores.

Josef Shaloupsky y Evsen Stanik.

Aclaración.

El Léxico Estratigráfico de Cuba (Franco Álvarez *et al.*, 1992; Furrázola-Bermúdez *et al.*, 1994 y Huelves Alonso *et al.*, 2013) señalan a Eugenio Stanik como autor de la Fm. Yaguanabo. No es completamente cierto. El autor principal de Yaguanabo es Josef Shaloupsky (1976, en Stanik *et al.*, 1981). No obstante, Stanik realizó trabajos complementarios, suficientes en nuestra opinión, para considerarlo coautor de la Formación.

Primera referencia.

Stanik, E. *et al.*, 1981, Informe del levantamiento geológico, geoquímico y trabajos geofísicos, realizados en la parte Sur de Cuba Central, en las Provincias Cienfuegos, Sancti Spiritus y Villa Clara. Centro Nacional del Fondo Geológico. La Habana. Cuba. 555 pags. (Inédito).

Historia.

Josef Shaloupsky (1976) propuso una división estratigráfica del macizo Escambray en tres formaciones y nombró a la sección superior, vulcanógeno-sedimentaria, como Fm. Yaguanabo. Durante un tiempo Yaguanabo se confundía con otro vulcanismo, asociado a los metaterrígenos de la base estratigráfica y el "vulcanismo Felicidad" (Somín y Millán, 1981) versus "vulcanismo Yaguanabo" causó confusiones reflejadas en los mapas geológicos respectivos²³. El equívoco se ventiló al aceptarse Yaguanabo como parte del corte estratigráfico del macizo. Se trata de una Formación cartografiable a escalas medias y detalladas, con una posición estratigráfica definida respecto a las restantes

²² Los sedimentos primarios de la Formación La Sabina parecen ser correlacionables con una formación de tipo silíceo-arcillosa depositada en diferentes regiones de Cuba, no metamorizadas, con desarrollo de tipo miogeosinclinal (incluyendo la zona de Guaniguanico) (Millán y Somín, 1985a).

²³ Mientras Millán y Somín (1981) fueron los primeros en separar las rocas de Felicidad como asociadas a los metaterrígenos de la base; una gran parte de la Formación Yaguanabo, fue representada como "esquistos Felicidad" en los primeros mapas de esa época. Al contrario, varios cuerpos de mayor potencia propios de los esquistos verdes Felicidad, fueron delimitados en el mapa de la Expedición Escambray I (Stanik *et al.*, 1981) como pertenecientes a la Formación Yaguanabo. (Nota de los Autores).

secuencias ígneas del Escambray. No obstante, Yaguanabo es un problema estratigráfico en el Escambray no resuelto por completo. La potencia es desconocida. La posición tectónica y edad no están completamente aclaradas.

Origen del nombre. Área Tipo. Distribución geográfica.

Es epónimo de Valle de Yaguanabo. El Área Tipo de la Formación es el SW de la Cúpula de Trinidad. Otras localidades se encuentran en los valles de Hoyo de Padilla, El Junco y San Narciso, en la cúpula occidental, al W de Crucecitas. Numerosos afloramientos se encuentran en ventanas tectónicas en el valle de Río Chiquito y sur de Sierra de San José, donde Yaguanabo yace bajo el Nappe Monforte (o de sus klippen) o bajo mármoles del Grupo San Juan. En la Cúpula de Sancti Spiritus, aflora en su centro en relación con las Formaciones Los Cedros y La Sabina, según versión del Mapa Geológico 1:100,000. IGP.

Sinonimia.

No tiene sinónimos. Menciones de esquistos verdes apovolcanógenos se deben a Thiadens (1937); Hill (1959); Maximov *et al.* 1968; Bolotin *et al.* 1970; Tolkunov *et al.* 1974 y otros). Ninguna de tales referencias alude a un equivalente concreto de la actual Yaguanabo.

Localidad Tipo. Holoestratotipo.

Hay incoherencias en la definición del Holoestratotipo, como para recomendar una redefinición. La localidad tipo (Stanik *et al.* 1981; pags. 68-70), es un perfil de 472 m. Las coordenadas (pag. 68) (Figura 121) representan de 1,300-1,400m; más o menos el triple de 470. En el informe no se explica que pasó con el resto de la distancia. ¿Alguna coordenada es errónea o; el resto del perfil no se documentó? Las inconsistencias aumentan al considerar los avances posteriores. Las Formaciones Los Cedros, base de Yaguanabo y El Tambor, su techo; no se reconocían. Los Cedros se igualaba con la Fm. San Juan y el Tambor se adicionaba a Yaguanabo. Un perfil documentado por Millán (Figura 122), en esencia correcto en su contenido, es inservible como sustituto porque carece de coordenadas.

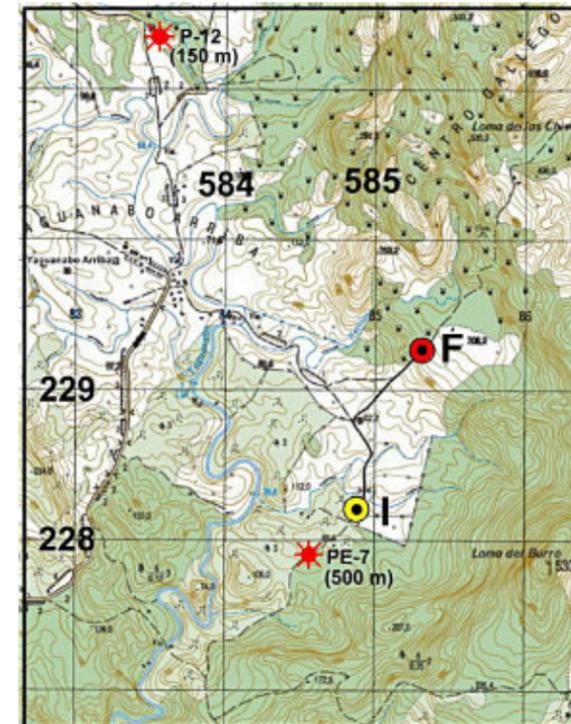


Figura.121. Localidad Tipo de la Formación Yaguanabo según Stanik *et al.* 1981. Las coordenadas Lambert del punto inicial son: N228.20-E584.950. Las del punto final: N 229 370-E 585 300. El perfil tiene una longitud documentada de 472 m. Pero la distancia sobre el mapa es alrededor de 1,400 m. Hoja Camilo Cienfuegos 4181 Ic. 1:25,000. (según gráfica de Álvarez-Sánchez, 1991).

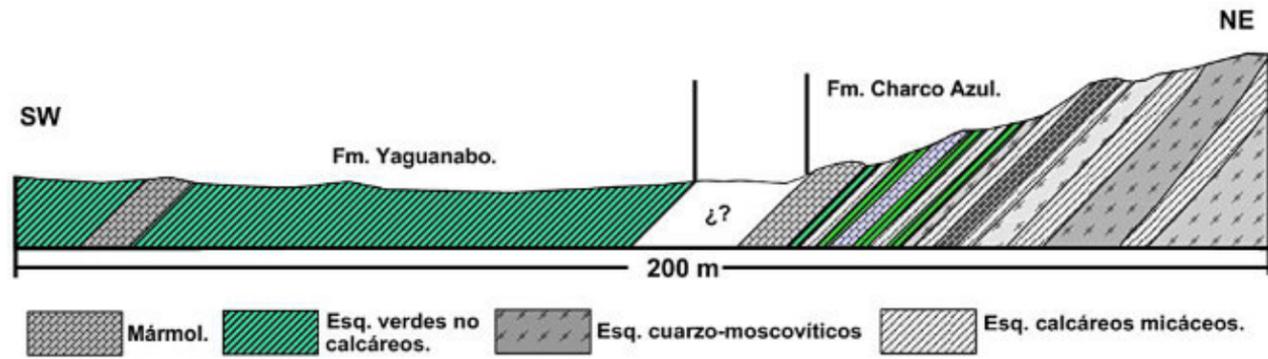


Figura.122. Perfil geológico por el SW del Valle de Yaguanabo realizado por Millán (en Millán y Somin (1985a; Figura 5). La escala es ilustrativa y no hay coordenadas (redibujado).

En la Figura 123 se representa el perfil con la longitud aproximadamente completa entre las coordenadas dadas en la Figura 121. Al admitir, a título de prueba, que las coordenadas iniciales (N228.020-E584.30) son correctas y las finales equivocadas, se acopla la documentación de los 472 m documentados y se puede apreciar el resultado.

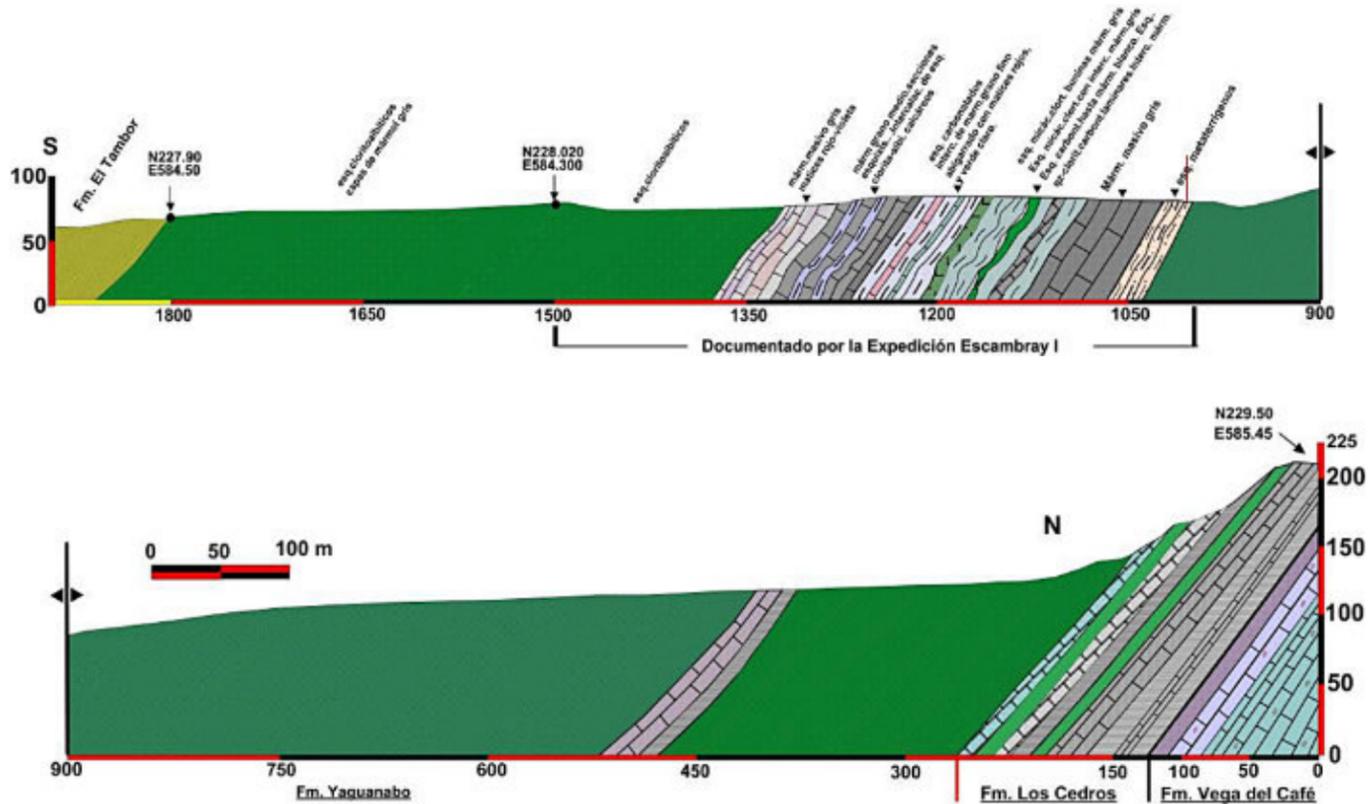


Figura. 123. Perfil geológico entre las coordenadas de los puntos Inicial y Final del Estratotipo de la Formación Yaguanabo. Incluido el segmento documentado de 472 m (según gráfica de Álvarez-Sánchez, 1991).

Composición petrográfica mineralógica en el Holoestratotipo.

La descripción original de la Fm. Yaguanabo figura en el Informe de la Expedición Escambray I (Stanik *et al.* 1981). La Formación es dividida en partes inferior y superior y cada una en paquete inferior y superior. Al mismo tiempo de ser la más detallada existente en la literatura disponible; es Stanik precisamente quien llama a esta cuestión "El problema

de la composición litológica". Se trata de la propia naturaleza compleja de las cosas, la ausencia de suficientes datos o como ellos son empleados. No hay solución actual a este hecho²⁴.

Vista la información existente, la división en dos partes parece basarse en las observaciones realizadas en superficie y en perforaciones, tanto en su localidad tipo como en áreas más extensas y parece aceptable como hecho geológico mientras no se disponga de mejor información. Otro asunto es el sentido práctico real para la cartografía de la Formación, en la actualidad y en el futuro.

El Léxico Estratigráfico de Cuba (Huelves Alonso *et al.* 2013) menciona una redefinición realizada por Millán y Somin en 1983, presentada en Millán y Somin, 1985a. No creemos que pueda considerarse una redefinición propiamente dicha²⁵. Se recibe la impresión de un Yaguanabo solo de rocas metavulcanógenas con algunas sedimentarias. La Fm. Yaguanabo, de suyo, es una mezcla de vulcanismo extrusivo y sedimentos. Los productos eruptivos y el sedimento se mezclan en variadas proporciones y las vulcanitas puras, a veces, son minoritarias o dispersas. Una proporción muy elevada consiste de esquistos calcosilicados. Mármoles se encuentran y metasilicitas se subordinan pero no son raras.

En los pozos PE-7 y P-12 (Figura 121) del Valle de Yaguanabo, se intersecan cientos de metros, destacándose como los esquistos calcosilicados pasan a mármoles y estos fluctúan en carbonato y material volcánico, hasta transitar a esquistos carbonatados laminados, con participación volcánica a prácticamente accesoria.

Un metamorfismo de bajo grado, pero de alta presión, transformó los protolitos, derivados de basaltos en su mayoría, en esquistos verdes y en calcosquistos y a partir de los sedimentos produjo mármoles, metasilicitas y otras rocas derivadas. A causa de la recrystalización moderada característica de la unidad, se reconocen muchas variedades de metavulcanitas y sus mezclas con sedimentos; gracias a la conservación de fábricas relictas, tales como estratificación primaria; granograduación con psamitas gruesas en la base de capas; texturas detríticas piroclásticas, desde aglomerados a tobos finas y tobos además de vulcanitas eruptivas primarias como lavas de pórfido basáltico y en algunos casos de basalto de textura similar a la traquítica (Koverdynsky, 1979, en Stanik *ibid.*). También se reportan estructuras relictas concéntricas de metabasalto esponjoso de corteza áspera (Stanik *et al.* 1981), identificadas como bombas; probable evidencia de eventos eruptivos subaéreos o submarinos someros.

Parte Inferior.

En la sección inferior existe un notable incremento de carbonatos, tratándose de una zona de transición entre la Fm. Los Cedros y Yaguanabo (Figura 124); llamada por Stanik "zona de transición" de potencia 150-200 m. En ella predominan las intercalaciones de rocas carbonatadas con esquistos cloríticos carbonatados y sin carbonato. Las intercalaciones más características son los mármoles grises, verdosos a blanquecinos (Figura 125) o casi negros, grafiticos, calcíticos, más a menudo grises azulosos, como los mármoles de Los Cedros. Se presentan en intercalaciones a veces rítmicas y delgadas o en paquetes de mármoles de mayor potencia hasta varios metros, junto con esquistos cloríticos-albíticos, granáticos, moscovíticos.

Según las observaciones de Millán y Álvarez-Sánchez (1992, *ined.*) en esta parte una separación entre Los Cedros y Yaguanabo es convencional. Los mármoles blancos-grisáceos de grano fino, contienen cuarzo, moscovita, clorita ± granate y accesorios metálicos. El cuarzo forma bandas entre 10 hasta 30%; mientras en los mármoles el cuarzo es inferior al 10% y el granate disminuye (Stanik, *et al.* 1981). Los mármoles alternan con esquistos laminados grafiticos cuarzosos y cloríticos con albita, cuarzo, esfena, granate, moscovita ± actinolita ± biotita (Stanik, *ibid.*). Sobre la zona de contacto se establecen esquistos albíticos cloríticos de grano fino bien foliados con intercalaciones de cuarcitas y mármoles. Los esquistos contienen albita + cuarzo + carbonato + moscovita + clorita + actinolita ± biotita ± epidota ± granate y metálicos, con esfena leucoxénica. La biotita aparece sauzuritizada y cloritizada. La actinolita > albita y epidotas y cuarzo no más de 20%; o la epidota predomina y la clorita es menor de 10%.

La albita y el grupo de la epidota son poiquilíticos y encierran escamas de mica y granos de cuarzo. Mármoles cuarzo-moscovíticos cloríticos se presentan en forma de lentes con transiciones hacia los esquistos verdes carbonatados (Figura 126) en contacto frecuente con esquistos laminados grafiticos-carbonatados y silicitas (Stanik, *ibid.*).

²⁴ Stanik reconoce dificultades para identificarlas en el campo a causa de las transiciones entre ellas, o por sus reducidos espesores o por la falta de algunos paquetes en los sectores septentrionales de algunas localidades, por causa de la sedimentación o por tectónica posterior (Nota de los Autores).

²⁵ La redefinición de una Formación requiere el cumplimiento de varios requisitos que no se encuentran satisfechos, ni en Millán y Somin (¿1983?) ni en Millán y Somin (1985,a) (ver Código Estratigráfico Norteamericano, 2010, Artículo 3 y en adelante, y en especial el Artículo 17; Artículo 9). (Nota de los Autores).



Figura.124. Parte inferior de la Formación Yaguanabo en la localidad tipo. Esquistos cloritoalbiticos epidóticos carbonatados, laminados, con intercalaciones rítmicas de mármoles impuros blanquecinos (Foto de Jan Zoubek, 1979. Expedición Escambray I).



Figura.125. Mármoles de la Formación Yaguanabo intercalados como capas concordantes entre esquistos cloríticos meteorizados, carbonatados. Valle de Yaguanabo (Foto de L. Bernal. Inst. de Geología y Paleontología. 2013).



Figura.126. Esquistos cloríticos carbonatados masivos de la Formación Yaguanabo en el perfil típico. Valle de Yaguanabo (Foto original de Jan Zoubek. Expedición Escambray I).

La sección inferior continúa con esquistos cloríticos-carbonatados, esquistos anfibolíticos, cuarzo-moscovíticos, cloríticos y mármoles grises a blanco-gris.

Los esquistos con anfíbol exhiben bandeado y laminación por carbonato. Al aumentar el carbonato los esquistos anfibolíticos transitan a mármoles foliados vulcanomícticos. Hacia el final de este intervalo el carbonato suele disminuir y aumentar los esquistos anfibolíticos, desde granatíferos a clorítico-actinolíticos, con clinopiroxenos relícticos y glaucofana.

Parte superior.

En la litología esencial de la parte superior de la Fm. Yaguanabo predomina la composición volcánica, básica. En la sección superior, tope de la Formación, los esquistos cloríticos y clorito-albiticos presentan una anfibolitización intensa; esquistosidad menos desarrollada y una tonalidad gris verdosa a verde olivo en superficie. Los esquistos clorito-albiticos carbonatados siguen apreciándose como predominantes durante parte del corte. Los contenidos crecientes de carbonato suelen resolverse en esquistos carbonáticos bandeados hasta mármoles impuros con agregados volcánicos. Mas hacia arriba, con la reducción del carbonato, los esquistos carbonatados transitan hacia esquistos verdes anfibolíticos, desde granatíferos a cloritoactinolíticos, con relictos de clinopiroxenos y glaucofana en secciones más recrystalizadas. En el contacto con Fm. El Tambor, abundan las intercalaciones de las rocas verdes con unos mármoles azulados de capas finas que se intercalan rítmicamente con esquistos apotufogénicos. En ellos se aprecian los restos de una fina estratificación graduada; un rasgo típico de este nivel donde las metatobas y metaaglomerados de grano fino muestran una verdadera estratificación graduada rítmica, evidente en las capas de base con aspecto de una microbrecha. Stanik (*ibid.*) señala este nivel como de encuentro de las bombas volcánicas (Figura 127) y lavas de basalto.

Los metabasaltos son bastante masivos y en los núcleos de perforación con rocas frescas, son verde muy oscuro a casi negro con una pobre foliación metamórfica. Según Stanik *et al.* 1981; Millán y Somin 1985b; Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.* 1986 y Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, los basaltos de la Fm. Yaguanabo contienen elevados

contenidos de titanio (Tabla 3) y hierro²⁶. El titanio se incrementa entre los basaltos metatraquíticos (Álvarez-Sánchez *et al.*, 1991), rocas supuestas por Millán y Somin (1985a,b) como derivados de toleítas oceánicas.

Las asociaciones minerales básicas de los esquistos consisten de mezclas de anfíboles, clorita, albita y epidota. Stanik (*ibid.*) reporta composiciones de actinolita y horblenda de 30 y 60% y clorita de 10 y 60%. Las epidotas entre 10 y 40%, con predominio de clinzoisita. Otros minerales presentes son granate, zoisita, esfena leucóxenizada y metálicos.

Las metasilicitas (o metaperdernaes) parecen derivarse de rocas de tipo chert²⁷ estratificado. Se trata de rocas algo raras de ver en los afloramientos, tanto menos en los pozos por su fragilidad y tendencia a quedar pulverizadas por el taladro. De un modo similar a los metapedernaes de Loma Quivacán y del Miembro Monforte de la Fm. El Tambor; las metasilicitas de Yaguanabo presentan una saturación llamativa de manganeso y hierro que podría considerarse vinculada con la elevada saturación de hierro y titanio de los basaltos de la Formación.



Figura.127. Metabasalto con estructura concéntrica interpretado como una bomba volcánica (Stanik, *et. al.*, 1981). Formación Yaguanabo (Foto original de Jan Zoubek. Expedición Escambray I). Nota: Única foto que se conserva.

²⁶ El Ti sigue al Fe durante la cristalización magmática. La compatibilidad mostrada por el Ti durante las primeras etapas del fraccionamiento da como resultado un enriquecimiento en las rocas máficas (>1% TiO₂) y ultramáficas (>2% TiO₂) en relación con las litologías ígneas félsicas (ca. 0,2% TiO₂). Por lo tanto, los valores elevados de Ti son indicativos de rocas máficas y ultramáficas (weppi.gtk.fi › publ › foregsatlas › text › Ti_TiO₂).

²⁷ Existe algún problema con la terminología de estas rocas. Ftanitas o cherts estratificados: Asociación con lavas básicas. Lutitas oscuras y carbonatos pelágicos. Esta es una típica asociación ofiolítica que representa un fragmento de fondo oceánico. Las ftanitas de esta asociación se originan como productos de acumulación biogénica marina profunda y como resultado de transformación de vidrio volcánico. (Luis A. Spalletti).

Tabla 3. Contenidos de óxido de Titanio en la Formación Yaguanabo²⁸.

Roca	TiO ₂ %	Localidad	Profundidad m	Cúpula
Esquisto verde carbonatado	1.85	Pozo Estructural 7	5.70	Trinidad
Esquisto albitico-epidótico	2.19	II.	115.80	
Esquisto epidótico	1.30	II.	172.00	
Esquisto carbonatado	0.56	II.	188.00	
Esquisto clorítico carbonatado	1.13	II.	322.00	
Esquisto albitico-clorítico	1.68	Pozo 12.	144.50	S. Spiritus
Anfibolita	1.73	Pozo Estructural 1.	71.50	
Anfibolita	1.86	Pozo Estructural 4.	47.00	
Anfibolita	0.76	II.	127.00	
Anfibolita	1.99	II.	129.00	
Anfibolita	1.99	II.	144.60	
Anfibolita	1.41	II.	.157.50	Trinidad
Metabasalto	2.71	Superficie. Hoja La Sierrita 1:50,000		
Promedio	1.63			

Localmente hemos encontrado lechos de metachert con tal alta saturación metálica que llegan a recordar a las formaciones antiguas de tipo BIF. Quizás relacionado con este hecho Stanik (*ibid.*), reporta manifestaciones de magnetita y hematita (especularita) hacia la parte superior de la Formación. Millán (1985a) también reportó una capa de metasilicita bandeada con magnetita en concentraciones puras de grano grueso. Ambas observaciones se complementan; pero como se ve, quedan en curiosidades, porque ninguno de los reportes contiene coordenadas. Solo Stanik indica que tales esquistos con saturación metálica yacen en conjunto con esquistos verdes anfíbolíticos granatíferos hasta esquistos verdes clorítico-actinolíticos en la parte superior de la Formación más próxima al contacto con la suprayacente Fm. El Tambor.

Composición de Yaguanabo en los pozos.

El pozo estructural PE-7 (Coordenadas N227.80-E584.50) (Figura 128) sobre la Fm. Yaguanabo a la profundidad de 500.30 m, es el más profundo perforado en el Escambray.

Esta perforación de 1980, al parecer se destinó a la aclaración de problemas tales como la potencia y la composición del corte. Por lo evidente, no contribuyó mucho a la información obtenida en la superficie. Quedó colgado dentro de la Formación, circunstancia compartida por todos los pozos perforados en Yaguanabo²⁹. No obstante, algunos intervalos; como podría esperarse de rocas frescas, no observadas en superficie, son interesantes:

Esquistos talcosos gris claro a blanco compuestos por epidota + albita + anfíbol + talco + mica ± cuarzo, entre esquistos anfíbolíticos albiticos, se interceptaron a partir de 107 m con una potencia de 3.5 m. De nuevo a la profundidad de 139 m esquistos de talco ± anfíbol-epidota, con incremento de los anfíboles y de clorita hacia abajo, tienen una potencia de 18 m. Estas rocas con talco dejan sospechar una composición más cercana a la ultrabásica, como Stanik (*ibid.*) ha sugerido en el Informe Escambray I para Yaguanabo. Esquistos de este tipo y cercanos por su composición son característicos de la Fm. La Sabina; unidad con relaciones laterales con Yaguanabo. En La Sabina se asocian a serpentinitas y metabasitas derivadas de gabros, diabasas y basaltos de características ofiolíticas; en relación gradual con las serpentinitas, pertenecientes al Litodema Los Torres.

Una sección interesante del pozo PE-7 comienza a ± 188 m; aproximadamente hasta los 211 m (23 m)³⁰, con esquistos carbonatados laminados con escaso material volcánico y láminas finas de metapelita con laminillas de fuchsita. A 229 m un intervalo similar contiene ±4 m de esquistos con fuchsita.

²⁸ Laboratorio de Análisis Químico. Instituto Central de Geología de Praha. Expedición Escambray I.

²⁹ Como Stanik señala "los pozos ubicados en la Fm. Yaguanabo, no llegaron a los mármoles de la Fm. San Juan, ni a otra formación, aunque alcanzaron las profundidades siguientes: P-12 a 151.15 m y PE-7 a 500.30 m".

³⁰ Sin reporte de fuchsita en 2.6 m.

Los esquistos con fuchsita se describen en una variedad de condiciones litológicas y grado metamórfico, relacionadas con procesos postmagmáticos en rocas ultrabásicas y ofiolíticas (Martyn and Johnson, 1986; Grosch *et al.* 2012). En varias de las condiciones descritas en la literatura, la fuchsita se relaciona consistentemente con esquistos cloríticos cuarzosos carbonáticos y listwanitas (Azer, 2013; Karkalis, 2018). La presencia de fuchsita en secciones con rocas talcosas, sugiere procesos de alteración metasomática, probablemente durante el metamorfismo retrógrado de Yaguanabo. Alteraciones metasomáticas se aprecian en el corte fresco del pozo en forma de venas cuarzo carbonáticas. Tales procesos acercaron estos esquistos talcosos a las rocas parecidas a prasinitas, de su equivalente estratigráfico lateral de la Fm. La Sabina, donde las serpentinitas alteradas son allí típicas de la transformación metasomática cuarzo-carbonato de las serpentinitas y metagabros ofiolíticos.

Otras ocurrencias interesantes en el Pozo PE-7 son: Una veta pegmatítica con cristales de anfíbol de hasta 2 cm en esquistos anfibolíticos a la profundidad de 298.25 y una vena feldespática de 0.9 m (de 360.10 a 361.00). En varios intervalos se cortaron esquistos con secciones de espejos de fricción al parecer con serpentinitas. De 300.25 a 300.65 (40 cm) una anfibolita bandeada gris oscuro con bandas casi negras presenta planos de exfoliación con restos al parecer de serpentinita con cristales de magnetita milimétricos.

De 300.65 a 302.55 (1.9 m) se cortó un esquisto gris claro verduzco que parecer ser serpentinita y de 302.55 a 303.70 (1.15 m) de nuevo esquistos anfibolíticos albiticos triturados que parecen contener serpentinita en los planos de exfoliación. Entre 340.50 a 346.80 (6.3 m) de nuevo se cortaron esquistos cloríticos carbonatados cuyos espejos de fricción parecen contener serpentinita. Tales superficies con serpentinita evidencian complicaciones estructurales que pudieron duplicar los cortes por fallas no evidentes en el terreno, como ocurre en muchos casos observados en superficie. Desgraciadamente la insuficiente descripción y baja calidad de resolución en los intervalos con serpentinita no permite llegar a conclusiones sobre su significado en el pozo. Zonas de cizalla rellenas de serpentinita milonítica se describen en el Escambray durante decenios (Hill, 1957; MacDonald, 1977; Stanik *et al.*, 1981; Álvarez-Sánchez y Zamashicov, 1981; Dublan y Álvarez-Sánchez, 1986; Millán y Álvarez-Sánchez, 1992 y otros).

Las serpentinitas del Escambray integran un problema especial de la geología de este macizo, distante de una aclaración. Como existen, varios tipos diferentes de serpentinitas, incluso metabasitas serpentinizadas (v. Hill, 1957); en una cantidad muy numerosa de localidades, se cuenta con una buena documentación de numerosos casos donde serpentinita apoperidotítica se encuentra inyectada a presión dentro de una misma formación, enmascarando desplazamientos de dimensiones muy difíciles de medir³¹.

Metamorfismo de la Formación Yaguanabo.

Millán y Somin (1985a) señalan la ausencia de minerales de alta presión en esta Formación, en el Valle de Yaguanabo. Sin embargo, desde 1981 (en Stanik *et al.* 1981) se encuentra disponible la información de la presencia de **glaucofana** en los anfíboles de la Fm. Yaguanabo. El carácter de alta presión del metamorfismo de Yaguanabo, desde entonces, no es novedad alguna en los hechos de la geología del Escambray. Stanik *et al.*, 1981; reportan glaucofana en las partes inferior y superior de Yaguanabo en esquistos verdes anfibolíticos con albita y granate y esquistos con biotita, como norma alterada. Glaucofana se reporta en la parte inferior próxima al contacto con la Fm. Los Cedros (mármoles de la Fm. San Juan, para Stanik *et al.*, 1981) en esquistos de composición variada clorita + actinolita + albita + granate ± mica blanca ± qz. ± biotita. Otro reporte de glaucofana corresponde a la llamada por Stanik "Parte Superior" (Paquete Inferior).

De acuerdo a estos datos, las rocas metavolcánicas de la Fm. Yaguanabo parecen situarse, en general, en la facies de los esquistos verdes de presión alta. La paragénesis más típica observada en superficie se expresa por minerales propios de esta facies como actinolita-clorita-epidota con esfena ± albita-clinozoisita, a veces con mica blanca, con los anfíboles glaucofanitizados. Sin embargo, existe cierta evidencia de un comportamiento irregular de la facies metamórfica hacia la profundidad. Stanik (*ibíd.* Epígrafe 2.2.1.5) señala en el pozo PE-7 (500 m) una disminución de la actinolita con la profundidad, en un mismo tipo de esquisto; hasta desaparecer a los 90 m. En ese mismo pozo; en

esquistos carbonatados laminados, a la profundidad de 281 m (281.75 a 282.15 m) se observaron zeolitas (!) en relleno de grietas. No obstante, esquistos con granate se cortan a profundidades próximas a los 300 m.

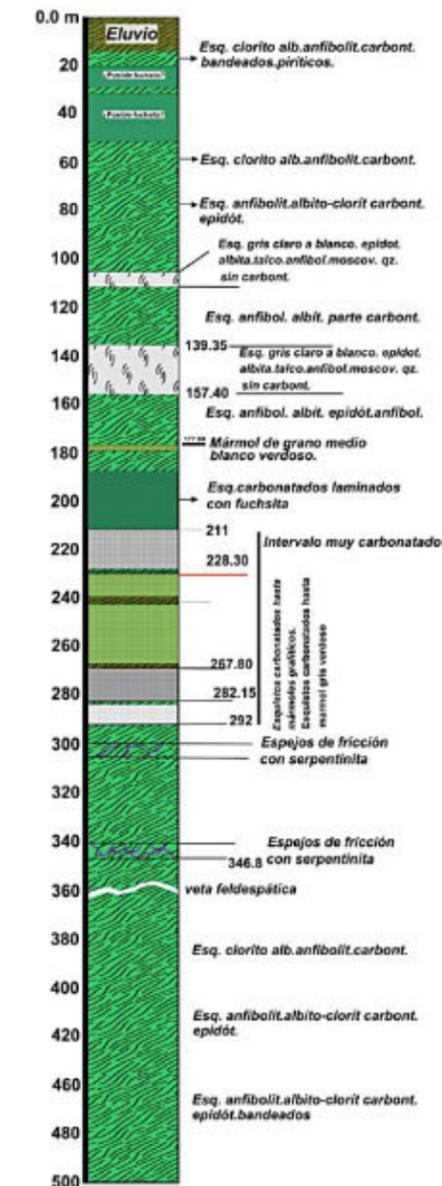


Figura.128. Esquema del Pozo Estructural PE-7. Valle de Yaguanabo.

Algo más extraño se observa en el intervalo 293.55 a 300.25 m (± 7 m) intervalo donde se describen "esquistos anfibolíticos hasta anfibolita" y, dentro del mismo (298.25 m) una veta de pegmatita con cristales de anfíbol de hasta 2 cm; intervalo, a vez, seguido de "anfibolitas bandeadas", al parecer amalgamadas con serpentinitas que rellena planos de exfoliación; hasta la profundidad de 303.70 m (± 10 m).

Tales observaciones son difíciles de interpretar. Las rocas a profundidad grande en el pozo PE-7, están afectadas por un metasomatismo alcalino con paragénesis de reemplazo y relleno de venas y venillas de carbonato. Además, hay una paragénesis de relleno de venillas, constituida por cuarzo; una posible indicación de una débil actividad epitermal de baja sulfuración, destacada por la pirita presente en casi todos los intervalos y, una parte de los minerales epidota, clorita cuarzo y calcita podrían relacionarse a la actividad de soluciones. En este contexto pudo crearse zeolita, correspondiente a un proceso retrógrado de metamorfismo de muy bajo grado, a una temperatura apenas superior a los 200°C y presión baja, alrededor de 1.5 a 2.5 kb.

³¹ Parmi les contacts les plus fréquents citons ceux avec les coulées, les pyroclastiques et les sédiments à éléments volcaniques du Crétacé supérieur. Dans ce cas, on note parfois des écailles de serpentinite schisteuse minces et allongées pénétrant dans la roche encaissante le long de plans de glissements. (Ducloz et Vuagnat, 1962).

La veta de pegmatita es una ocurrencia mineralógica interesante. Si las anfibolitas reportadas que la encajan son, realmente, "anfibolitas bandeadas", será necesario tener en cuenta las evidencias, principalmente derivadas del análisis de los campos físicos, gravimétrico y magnético, que muestran al Complejo Anfibolítico Mabujina, buzando hacia el norte bajo el borde tectónico sur de la Cúpula de Trinidad (v. e. Figura 131). En la profundidad, bajo este contacto tectónico de primera magnitud, pudieron producirse efectos de falla mediante los cuales rocas anfibolíticas de Mabujina, pudieron mezclarse como delgadas escamas, con la Fm. Yaguanabo, proceso quizá favorecido por la lubricación de serpentinitas.

Los núcleos del pozo PE-7 que debió conservarse a toda costa aún reducido; fue desechado. Un error verdaderamente incomprensible. Lamentable realidad que hace imposible cualquiera indagación.

Localidad de Referencia.

Interesantes afloramiento de rocas atribuibles a Yaguanabo se encuentran en la región de los valles de Hoyo de Padilla, El Junco y San Narciso, al oeste del poblado de Crucecitas. Una sección expuesta en la cuesta norte del Hoyo de Padilla en dirección NNW hacia Loma Méndez, a partir del terraplén Hoyo de Padilla-Las Moscas; debuta con mármoles micáceos cuarzosos, azulosos y metachert de la Fm. Los Cedros (Figura 129). Los mármoles bien estratificados en capas finas y medias, se separan en paquetes métricos, entre los que yacen capas de esquistos verdes albiticos con actinolita + clorita-epidota ± clinzoisita ± lawsonita (Souček y Álvarez, en Escambray II, 1986). Las capas de mármoles de Los Cedros, hacia arriba, ceden ante mármoles bien estratificados, suavemente coloreados de tonos rosáceos, azulosos, violáceos; de grano fino, muy bien estratificados que pueden referirse a la Fm. Loma Quivicán. En ambos cortes calcáreos, con una potencia sobre 60-80 m, se destaca un plegamiento isoclinal con las charnelas de pequeños pliegues métricos inclinadas hacia el N y NNE.

La Fm. Loma Quivicán se cubre por un corte de metatobas básicas, esquistos verdes calcosilicatos albiticos, cloríticos; de masivos a discretamente estratificados y hasta laminados, con escaso carbonato o ninguno.

En la sección media del corte aflora un cuerpo de 15 a 20 m de potencia de un roca compacta, de fabrica porfídica a ofítica relicta; verde oscuro, internamente agrietada con un sistema poligonal de fracturas entrecruzadas. Hacia arriba se reestablece la sección de esquistos cloríticos-epidóticos con anfíbol azulado y porfidoblastos de lawsonita, aunque más oscuros y masivos, con algunas capas o lentes de un mármol negro muy grafitico con granate (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, *inéd.*).

Hacia el norte; el perfil de la Figura 129 yace bajo una escama tectónica de mármoles San Juan muy cizallada y, más al norte, por un manto de tipo Monforte (Formaciones Cobrito y Loma La Gloria) (Figura 111).

El cuerpo de metabasitas hubo de notarse durante la cartografía de la segunda expedición (Dublan y Álvarez-Sánchez; 1986; Anexo 9). En aquel entonces se interpretó como un metagabro concordante, de fábrica heterogranoblástica con relictos de clinopiroxeno y anfíbol, lawsonita, clinzoisita, clorita, albita y granate (Souček y Álvarez-Sánchez, *ibid.*).

Si este perfil de metavulcanitas puede asociarse en definitiva con la Fm. Yaguanabo; aquí tendría una posición estructural análoga a la del Valle de Yaguanabo. Es decir, un afloramiento en una ventana tectónica, como parece ser la regla estructural de afloramiento en esta formación ya que no se observa en las unidades topográficamente culminantes en el corte de erosión actual; al menos para la Cúpula de Trinidad.

Relaciones estratigráficas de la Formación Yaguanabo.

En el camino de Santa Rosalía hacia Narciso la Fm. Yaguanabo yace sobre la Fm. Los Cedros (Figuras 122, 123). En esa localidad los mármoles grises, azulosos, micáceos y foliados con intercalaciones de metasilicitas, esquistos calcáreos y apotúfticos cloríticos de Los Cedros; dan lugar a esquistos verdes, a lo largo de una zona estrecha, donde el incremento de esquistos verdes hacia el tope de Los Cedros parece marcar un contacto de transición verdadero.

En la prolongación del perfil hacia el sur Yaguanabo descansa bajo la Fm. El Tambor. A juzgar por las relaciones observadas en otras localidades, el contacto debió ser estratigráfico normal e incluso de transición durante la etapa previa de las deformaciones. Sin embargo, es frecuente encontrar serpentinitas en los contactos Yaguanabo-El

Tambor, incluso a veces se encuentran afloramientos donde los contactos de Yaguanabo con Los Cedros también contienen serpentinitas intensamente cizalladas. Estos casos se repiten en la mitad occidental de la Cúpula de Trinidad y son corrientemente interpretados como contactos tectónicos. Sin embargo, serpentinitas en los contactos entre unidades tectónicas pequeñas, incluso entre formaciones dentro de una misma unidad tectónica, es una característica fundamental de todas las unidades de manto del Escambray; no solo de las relaciones de contacto Yaguanabo-El Tambor, o Yaguanabo-La Sabina y no necesariamente significan una ruptura en la sucesión estratigráfica.

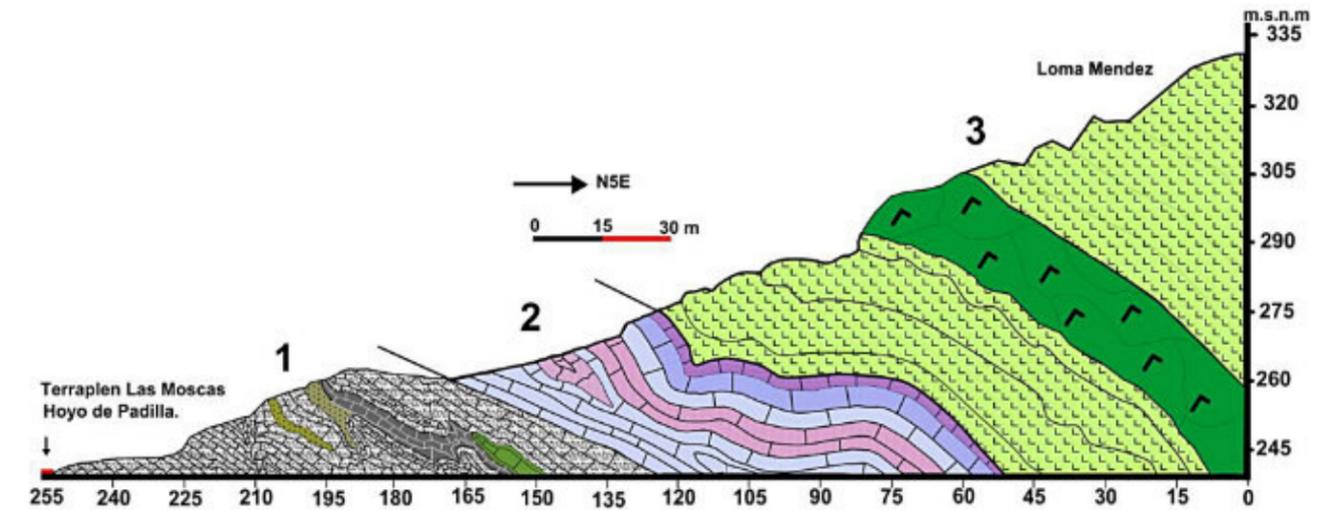


Figura.129. Corte en dirección hacia Loma Méndez desde el Hoyo de Padilla. Centro-occidente de la Cúpula de Trinidad.1-Formación Los Cedros: Mármoles grisáceos micáceos. 2-Formación Loma Quivicán: Mármoles foliados coloreados, metasilicitas, esquistos metatúfticos. 3-Formación Yaguanabo: Metatobas, metabasaltos, mármoles impuros (sobre un perfil de campo de Álvarez-Sánchez, 1991).

Por otra parte, se sabe que láminas de serpentinitas flotan en la secuencia de la Fm. La Sabina y en sus límites con la Fm. El Tambor y entre la Fm. Yaguanabo y La Sabina. Por esta razón es presumible que la posición de El Tambor, presente la posición correcta sobre Yaguanabo, como se observa en otras localidades. A causa de la plasticidad de las serpentinitas y el hecho de observarse inyectada entre escamas-nappe y hasta dentro de una misma formación, en finas hiladas métricas y hasta decimétricas y que tal condición se observa prácticamente donde quiera; ya no es un criterio seguro de identificación de grandes fronteras tectónicas entre unidades de nappe.

La posición estratigráfica de Yaguanabo en su localidad tipo, lleva a pensar un comienzo y final del vulcanismo en un rango preciso de tiempo y espacio en la cuenca original: Inicio al final de la sedimentación Los Cedros y final en la base de El Tambor; unidad esta última con las evidencias de la erosión de Yaguanabo (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, *inéd.*).

Sin embargo hay cambios en la posición de Yaguanabo y substracción de sus rocas en arreglos estratigráficos diferentes. Un ejemplo son los reemplazos de Yaguanabo por La Sabina en la región SW y SNW de la Cúpula de Trinidad; aunque sin ser ello improbable en términos de sucesión estratigráfica. Un caso puede verse en el mismo Valle de Yaguanabo y sus alrededores más próximos.

En la vertiente oeste del valle, un corte contiene una sucesión Los Cedros-La Sabina-El Tambor (Figura 130) en contacto tectónico al este con Yaguanabo, rellenado también con serpentinitas. El Tambor en ese perfil, a su vez, cubre a La Sabina, pero nuevamente en el contacto, se coloca un cuerpo de serpentinitas. Este contacto, que sin duda es tectónico, tampoco necesariamente significa una ruptura en la sucesión estratigráfica a causa de la participación común de cuerpos de serpentinitas en La Sabina (Litodema Los Torres).

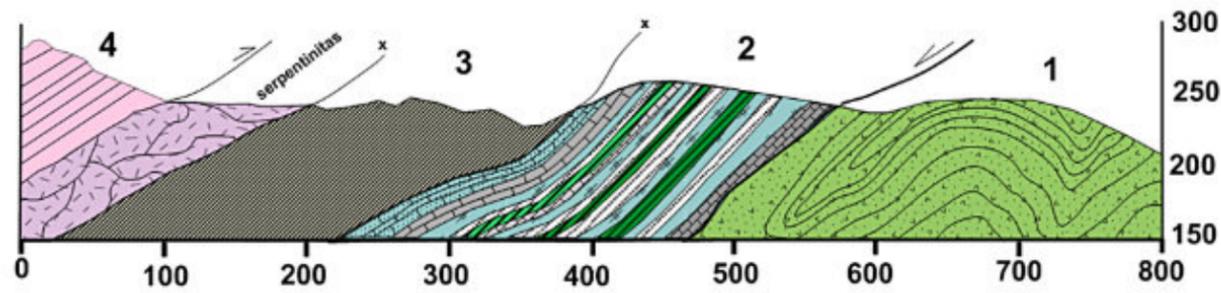


Figura.130. Sucesión de Formaciones del Grupo La Sierrita. 1-Fm. Yaguanabo. 2-Fm. Los Cedros. 3-Fm. La Sabina. 4-Fm. El Tambor. El corte se apoya al este en contacto tectónico sobre el cuerpo principal de la Formación Yaguanabo, cuya base es la Formación Los Cedros al este y su tope la Formación El Tambor al sur (sobre el mapa geológico 1:25,000 de Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, *ined.*)

De probarse un tránsito gradual Yaguanabo-La Sabina; este caso podría tratarse como conservación de facies de una misma formación y de la misma edad. En efecto, secciones de Yaguanabo contienen notables incrementos de paquetes de metasilicitas, derivadas en gran parte de chert, conocidos por su asociación con vulcanitas y formación favorecida por su degradación y la actividad biogénica asociada. La Sabina, a su vez, incluye frecuentes intercalaciones de esquistos verdes metatúfticos y otras metabasitas y sus rocas constituyentes son, en esencia, metasilicitas derivadas de chert estratificados. El supuesto no deja de ser una inferencia; porque tránsito paso a paso, entre estas formaciones es más una interpretación que un hecho de campo³².

De ser un cambio de facies conservado; el contacto entre ambos tipos de cortes, no representa necesariamente una traslación tectónica radical. Puede explicarse incluso por irregularidades de fondos con grandes rupturas batimétricas.

Otra posibilidad es, si La Sabina, aún de la misma edad de Yaguanabo, no se depositó en el mismo espacio de la cuenca de Yaguanabo y sus capas volcánicas son productos distales re-sedimentados. La contigüidad se explicaría por la aproximación tectónica de tramos de la cuenca; apilados como escamas-nappe. Deformaciones posiblemente anteriores al metamorfismo, complicadas por otras posteriores durante el metamorfismo.

Hacia el extremo NE del Valle de Yaguanabo se observa una sucesión poco frecuente, donde la Fm. Yaguanabo parece descansar sobre la Fm. Vega del Café, con la interposición de un paquete cizallado y foliado de mármoles rosáceos que podrían referirse a la Fm. Loma Quivicán, mas bien que a la Formación Los Cedros. El corte nuevamente se corona con una secuencia delgada de metaflysch de la Formación El Tambor. La secuencia se corona por cabalgamiento por unidades de mármoles San Juan, sin restos del Nappe Monforte, probablemente desmantelado por erosión.

Por fin, cabe citar la variante de corte en la Localidad de Referencia de la Formación Yaguanabo, en contacto con la Formación Loma Quivicán, situada en el Hoyo de Padilla (Figura 129), ya descrita en anteriores párrafos. Hacia el oeste próximo al borde de la Cúpula de Trinidad; la Formación Loma Quivicán se omite del corte y queda sustituida por la Formación Los Cedros.

En general esta es la situación, aún no aclarada por completo de las relaciones estratigráficas de la Fm. Yaguanabo con varias formaciones del Grupo La Sierrita; en su significado tectónico o paleogeográfico.

Identidad de la Formación. Caracteres distintivos.

La Fm. Yaguanabo puede confundirse con otras metavulcanitas. Entre ellas los Esquistos Verdes Felicidad (Millán y Somin, 1981 y las metabasitas de la Fm. Cobrito. Los Esquistos Verdes Felicidad s.s., se asocian a la Fm. La Chispa (v. Tomo 1) y también situarse en la base del Grupo San Juan.

³² Opinión independiente del Autor Álvarez-Sánchez.

En mal afloramiento deben tomarse precauciones ya que existe algún parecido entre formaciones. Felicidad contiene mármoles negros fétidos típicos del Grupo San Juan y en su contacto con La Chispa se destacan mezclas de material volcánico con metareniscas cuarzosas y metapelitas sericiticas.

Felicidad yace en forma de lentes estratigráficas dentro de las sucesiones metaterrígenas, algo que no ocurre nunca con Yaguanabo, ni siquiera por causas de tectónica de yuxtaposición. Las vulcanitas (metapiroclásticas) y metabasitas (metaintrusivos) de la Fm. Cobrito, por lo común, yacen emparedadas dentro de cortes de los característicos esquistos calcáreos gráficas y mármoles impuros de la Formación. No es imposible que se puedan confundir con Yaguanabo, pero muy difícil en el caso de un conocedor familiarizado. En caso de cuerpos de esquistos verdes de pocos decímetros o escasos metros, es ocioso cualquier esfuerzo de distinción, ya que de tales dimensiones aparecen casi en cualquiera formación del Escambray.

Edad.

Stanik (Stanik, *et. al.* 1981) reportó restos de microfósiles en capas finas de mármoles alternadas con esquistos verdes del tipo de la Fm. Yaguanabo, identificadas por G. Furrázola-Bermúdez como restos de nannoconidos y radiolarios mal preservados. Según Furrázola-Bermúdez (en Stanik, *et. al.* 1981) tales restos sugieren una edad desde el Tithoniano hasta el Cretácico Inferior (quizá Berriasiano-Hauteriviano). Como quiera que, estos restos se encontraran, en realidad, en la sección de contacto de Yaguanabo con Los Cedros; más probablemente, indican ese rango de edad para la parte alta de la segunda, coherente con otras suposiciones sobre la edad de una gran parte del Grupo Crucecitas. De tal manera, resulta presumible una edad Cretácico Inferior para Yaguanabo, al menos para su parte baja.

Espesor.

El espesor de la Fm. Yaguanabo es desconocido y las cifras son estimaciones basadas en los cortes superficiales. La mayoría apreciadas en el Valle de Yaguanabo (Stanik *et al.* 1981; Millán y Somin, 1985a; Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, *ined.*). Sin embargo, la totalidad de los pozos perforados en el Valle de Yaguanabo durante la campaña de cartografía geológica de Escambray I, (Stanik *et. al.* 1981), quedaron "colgados" dentro de la Formación. Los 500.30 m perforados en el pozo estructural PE-7 no mostraron a esa profundidad indicio alguno de cambio hacia otro complejo que pueda probarse sin dudas (Figura 131). Según R. Ching (en Stanik (*ibid.*)) los datos de gravimetría y las continuaciones analíticas del campo parecen indicar una potencia de 1000 a 1500 m de su cuerpo principal. Al considerar el plegamiento polifásico métrico y decamétrico, Stanik supone entre 300 y 600 m.

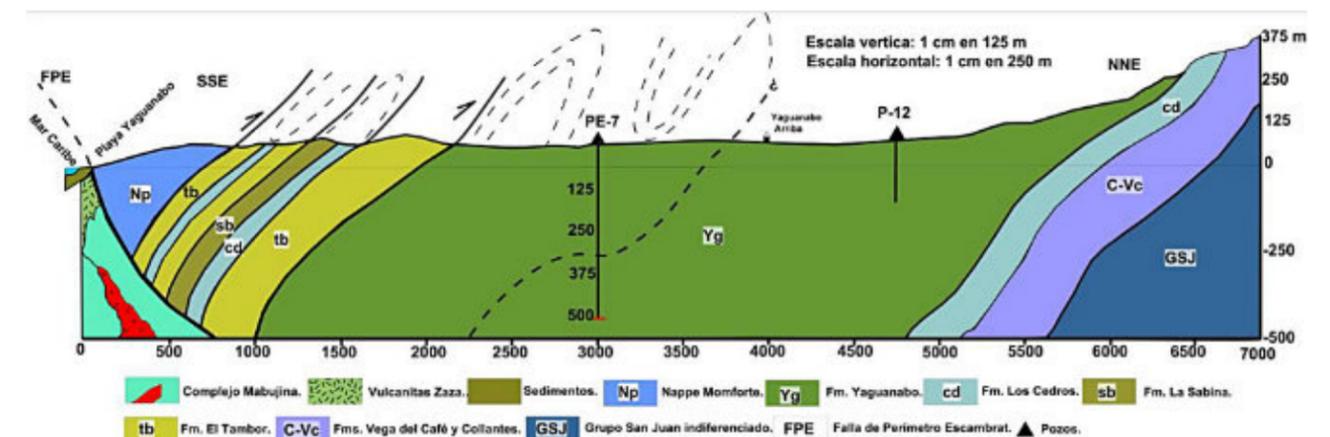


Figura.131. Perfil esquemático simplificado de las relaciones regionales de la Formación Yaguanabo con las unidades del corte estratigráfico interno y con las unidades tectónicas mayores al sur del perfil. En la suposición del aumento aparente de potencia por el ángulo del perfil y las deformaciones de escala, la Formación Yaguanabo aparenta alcanzar una potencia de 2.5 km. Reducida a la mitad por plegamiento, la potencia de la unidad es incoherente con las observaciones en el resto del macizo (Gráfico de H. Álvarez, 1991).

10.1.4. Formación La Sabina.

Autores.

Guillermo Millán y Mark L. Somin.

Primera referencia.

Millán, G. y Somin, M. L., 1985, Contribución al conocimiento geológico de las metamorfitas del Escambray y del Purial. Reporte de Investigación N° 2. IGP. Academia de Ciencias de Cuba. 74 Pág.

Precisiones sobre la fecha de la descripción.

Millán y Somin (1985a; página 26), escriben: "*La litología a la que asignamos este nombre fue descrita y separada como unidad litoestratigráfica independiente por Millán y Pszczótkowski (1982), aunque en aquel entonces no se formalizó (sic.)*". En realidad el trabajo citado refiere unas metasilicitas estratificadas, afloradas en áreas interiores de la Cúpula de Trinidad³³. En la localidad de La Sabina se describe a la Fm. Loma Quivicán y no a una Fm. La Sabina. En el artículo de formalización (Millán y Somin, 1985a, página 26), se cita un trabajo de 1983 que da a entender esa fecha como la definición de la Formación. Ese trabajo no aparece en la lista de referencias; ni en la lista del Léxico Estratigráfico de Cuba (Franco Álvarez *et al.* 1992) o de la segunda versión de dicho léxico (Furrazola-Bermúdez *et al.* 1994) ni en la tercera versión (De Huelves, editor, *et al.* 2013). Es en este último documento donde se da la fecha correcta de 1985.

Historia.

En su condición de ftanitas estratificadas metamorfizadas, las metasilicitas del Escambray se estudian desde muchos años (Stanik *et al.*, 1981; Millán y Somin, 1981; Somin y Millán, 1981; Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986, Millán y Álvarez-Sánchez, 1992; Somin *et al.*, 1992). Millán (1973, 1978) es el primer autor en interpretarlas como derivados del vulcanismo y en destacar su frecuencia en muchas unidades de la columna estratigráfica. En el Escambray la base metaterrígena y metavulcanógena contienen metasilicitas. En las Anfibolitas Yayabo, son los únicos metasedimentos posiblemente asociados con las anfibolitas. La faja de metasilicitas bandeadas con radiolarios del Miembro Yagruma (Koverdynski 1980; en Stanik *et al.*, 1981), prolongada 15 km al SW de la cúpula oriental. equiparable a la Fm. La Sabina, yace en contacto con el Grupo San Juan. En las formaciones del Grupo San Juan se encuentran cortes de metasilicitas. En la Fm. Cobrito alcanzan potencias mayores a 10 m. El Grupo La Sierrita contiene metasilicitas en todas las formaciones integrantes, donde se concentran para independizarse en la Fm. La Sabina. Su naturaleza no detrítica se reconoció gracias a su contenido de zircón ideomorfo (Millán y Somin, 1985a; Somin *et al.*, 1992). Sus rasgos de estratificación rítmica, restos de radiolarios y composición enriquecida en Cu, Zn, Mn y Ni, indican origen marino en un depocentro coexistente con vulcanismo y actividad exhalativa. En 1981 Álvarez-Sánchez y Zamashikov (*ined.*) estudiaron esta unidad de metachert, siliciclásticos y esquistos verdes, situados bajo la Fm. Loma Quivicán, en una sucesión tectónica invertida en un nivel estructural equivalente al de Yaguanabo. En estrecho contacto con las metasilicitas (más tarde la Fm. La Sabina) se encontraba un cuerpo de serpentinitas y rocas básicas, estrechamente asociado a La Sabina.

³³ En las áreas interiores de la Cúpula de Trinidad, se destaca una sucesión bien definida de rocas estratificadas en capas delgadas, compuesta principalmente por metasilicitas y metaargilitas, con intercalaciones subordinadas de metaareniscas, metaaleurolitas y raras capas de mármol de color gris oscuro. Algunos estratos de metaaleurolitas parecen contener material volcánico. Las metasilicitas a menudo son bandeadas y en secciones y en secciones delgadas aparecen compuestas casi exclusivamente de cuarzo, con gránulos de clinozoisitas y agujillas de actinolita subordinados. El espesor visible de esta sucesión de metasilicitas y metaargilitas puede sobrepasar 100 m y su contacto con calizas cristalinas que corresponden por su tipo a la Formación Loma Quivicán, es normal. Consideramos que la misma debe tratarse de la sección más joven de la columna estratigráfica de los afloramientos del macizo metamórfico Escambray. (Millán y Pszczótkowski, 1982; página 23).

Origen del nombre.

La Sabina es el nombre de una localidad de límites imprecisos dedicada al cultivo del café, localizada al SSW del poblado de Crucecitas, en la Cúpula de Trinidad, en la Provincia de Cienfuegos.

Distribución geográfica.

Del Grupo La Sierrita, la Fm. La Sabina es la más extendida en el occidente del Escambray. A partir del extremo SW de la Cúpula de Trinidad sus afloramientos ocupan áreas en los valles de Yaguanabo-San José, prolongándose hacia La Sierrita, el Hoyo de Padilla-San Narciso y Crucecitas, para completar un arco con su convexidad apuntando hacia el oeste (**Figura 102**).

A partir de Las Coloradas y la Loma de Santa Lucía, en el límite sur de la Cúpula de Trinidad, comienza una extensa franja del Grupo La Sierrita en forma de un arco de rumbo NNW y vértice apuntando hacia el este: por más de 20 km y ceñido al centro de mármoles de la cúpula. En esta franja gran parte de los afloramientos pertenecen a la Formación. Los flancos de ambos cinturones concéntricos yacen bajo mantos tectónicos del Grupo San Juan y hacia el extremo oriental se inclinan bajo el Nappe Monforte.

La mayor distribución de la Fm. La Sabina hacia el occidente sugiere que la Cúpula de Trinidad contiene un eje central meridional. El bloque oriental, bascularía hacia el oriente, por cuya causa las regiones medias y occidentales exponen cortes más profundos y las unidades superiores de metamorfismo elevado se encuentran más desmanteladas por la erosión. Tampoco se excluye que los sistemas de fallas que cortan la Cúpula de Trinidad determinaron la diferenciación de bloques con tasas diferentes de elevación, posible causa de la distribución señalada. En la Cúpula de Sancti Spiritus los afloramientos de La Sabina son más escasos y equilibrados en extensión respecto de las Formaciones Los Cedros y Yaguanabo, predominando en alguna medida sobre las dos últimas.

Sinonimia.

Es posible que la Fm. La Sabina podría ser sinónimo de las cuarcitas metasilíticas Yagruma (de Koverdynski, 1980; en Stanik *et al.*, 1981). El Léxico Estratigráfico de Cuba (v. De Huelves *et al.*, 2013; pag. 224) insiste en una sinonimia con unidades históricas (Schist formation, de A. Thiadens, 1937 y Schists formation, de R. H. Palmer, 1945). A pesar de lo respetable de tales personalidades y su herencia científica, no existe equivalencia alguna que destacar aquí con esas antiguas unidades.

Área Tipo y Localidad Tipo.

Millán y Somin (1985a) en su descripción de la Fm. La Sabina no especifican área tipo ni localidad tipo; limitándose a mencionar una localidad al SSW de Crucecitas. El entorno de los afloramientos se señala sin mayor precisión "*hacia el sur hasta Loma Quivicán*" y hacia el NW y NE "*hacia Crucecitas y más allá*" por varios kilómetros. Tales aclaraciones no alcanzan más allá de ser unas referencias geográficas poco concisas e insuficientes para cumplir los requisitos del título.

Sección Tipo.

Millán y Somin (1985a) proponen como Sección Tipo un tramo del terraplén Crucecitas-San Blas, a 3.5 Kilómetros al SW de Crucecitas. La sección propuesta (**Figura 132**) en un extenso y sinuoso corte, expuesto a lo largo de dos puntos con coordenadas: N 243.50 y E 584.50 y N 241.25 y E 583.70. Hojas Cumanayagua y Topes de Collantes, 1:50 000. ICGC; del terraplén que une la localidad de Crucecitas y la carretera Topes-La Sierrita.

A lo largo de esta sección se exponen cortes repetitivos de rocas típicas de la Fm. La Sabina (y varios afloramientos de la suite metasomática Los Torres). La sección tipo seleccionada a lo largo de casi 3 km, contiene tramos por el mismo rumbo de los ejes de pliegues y por los paquetes litológicos. Su longitud es excesiva sin necesidad y su accesibilidad

es problemática³⁴. Quizá sea necesario cambiarla en el futuro. Mientras tanto en este trabajo propongo una sección de referencia suplementaria (Figura 133).



Figura.132. Localidad Tipo de la Formación La Sabina y sección del Holoestratotipo. De acuerdo a las coordenadas de Millán y Somin, 1985a. (Inicial: N243.50 y E584.50. Final: N241.25 y E583.70) Hojas Cumanayagua (4182-II) y Topes de Collantes (4181-I) 1:50,000. (gráfica de Álvarez-Sánchez, 1991).

Sección de referencia suplementaria.

La sección de referencia (Figura 133) contiene afloramientos de la Fm. La Sabina de calidad razonablemente buena. El acceso es desde la Ciudad de Santa Clara, por la carretera a Cumayagua y hacia el sur por la carretera a la Mina Carlota y Crucecitas por un terraplén en buenas condiciones y, a partir de Crucecitas: hacia el SSW por el camino viejo a San Blas, cuyo estado depende del clima. Durante la lluvia los afloramientos de talco pueden causar problemas. En el camino sobre un relieve moderadamente peniplanado que asciende hacia el sur, se observan afloramientos de metasilicatas. Hacia las dos vertientes del camino, varias vaguadas y pequeñas quebradas descubren tramos de rocas frescas. En la localidad se dispone de información de perforaciones que totalizan casi 300 m con recuperación integral y documentación de laboreos mineros.

Composición petrográfica mineralógica. Caracteres distintivos.

La litología que define a esta formación son las metasilicatas estratificadas. En las secciones con afloramientos frescos, se hace más claro su carácter derivado de silicatas por razón de varios de sus rasgos originales conservados. Antes del metamorfismo fueron ftanitas de la variedad chert (v. Boggs, 2006; Spalletti, 2006), compuestas de cuarzo

criptocristalino, minerales arcillosos y sustancias metálicas. Después del metamorfismo se transformaron en cuarcitas de grano fino, frecuentemente bandeadas. En muchas localidades contienen una notable participación de material volcánico, que les confiere gran variabilidad mineral a partir del metamorfismo de las impurezas tuffíticas, arcillosas y terrígenas; en términos de agujillas finas de actinolita; mucha clorita, tremolita, albita, clinozoisita, apatito, titanita, granate, sericita y accesorios metálicos; todos en proporción muy variable.

También ocurren variedades de metasilicatas que se distinguen en los afloramientos por su aspecto macroscópico, por la presencia o ausencia de alguno o de varios de los minerales mencionados. Entre los metálicos es bastante frecuente encontrar dendritas y hasta capas terrosas de hidróxidos de manganeso en intercalaciones de 15 a 20 cm de potencia que impregnan los estratos de metasilicatas y forman pátinas y eflorescencias pardo rojizas. Esta mineralización debe relacionarse con manantiales submarinos. Los contenidos elevados de manganeso, en asociación estrecha con las efusiones de material volcánico básico, se atribuyen normalmente a las exhalaciones de manantiales termales en el fondo marino (Canet y Prol-Ledezma, 2006). Depósitos submarinos de manganeso se conocen asociados con lavas y tobas basálticas a partir de exhalaciones fluidas que precipitan manganeso conjuntamente con sedimentos de chert (Adachi *et al.*, 1986; Yamamoto, 1987).

Ocasionalmente las metasilicatas están enriquecidas en granate hasta el 50% de la masa. El granate forma bandas gruesas entre otras de cuarzo (Souček y Álvarez-Sánchez; en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986), observándose cristales de zoisita, claramente posteriores al granate. Contienen grafito y muestran una seritización tardía y carbonatización superpuesta. Microscópicamente se destacan como esquistos de una fábrica finamente bandeada, manifestándose por bandas de cuarzo, cortadas por listones hidromicáceos que realza la esquistosidad de la roca. Entre el cuarzo de grano fino en agregados en mosaico se destacan aisladas y dispersas agujillas de actinolita orientada. Clinozoisita se encuentra dispersa en granos o agregados de grano fino. Las capas bien conservadas de entre 10 a 20 cm se observan en algunos lugares (Figura 134) pero son mucho más corriente estratos finos de 5 a 10 cm (Figura 135), incluso en finas láminas de 0.5 a 1.0 cm, interestratificadas con otros esquistos.

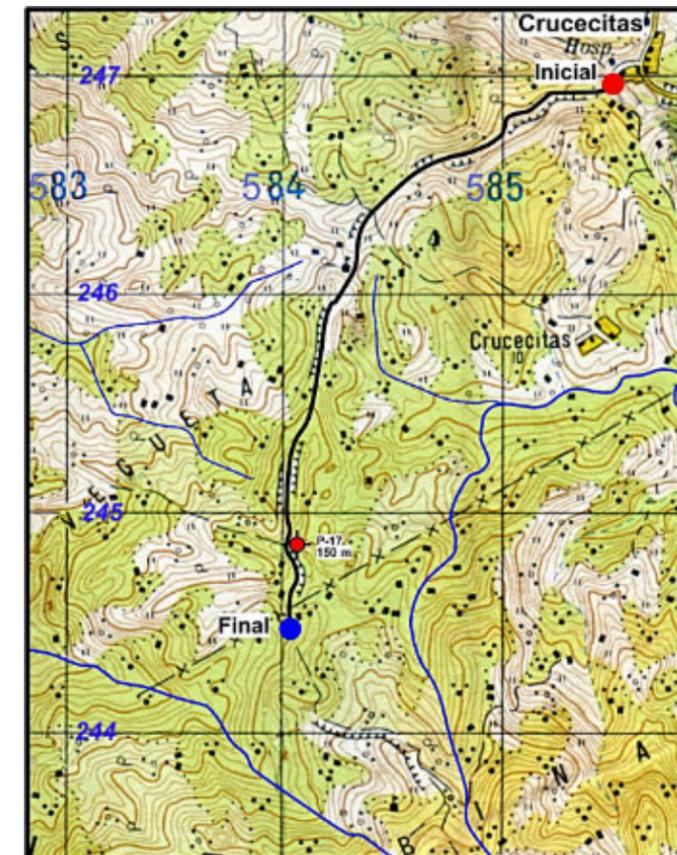


Figura.133. Sección tipo suplementaria de la Formación La Sabina, localizada desde la salida del poblado de Crucecitas en dirección a La Sabina. Coordenadas iniciales: N246.95-E585.50. Finales: N244.45-E584.05. Hojas Cumanayagua (4182-II) (gráfica de Álvarez-Sánchez, 1991).

³⁴ Artículo 22 (b y c). Código Estratigráfico Norteamericano 2010.

En localidades, la estratificación puede verse obliterada por el multiplegamiento a través de una intensa crenulación que destruye las capas paralelas a la foliación principal, donde pueden observarse estructuras de kink bands bien desarrolladas en las metapelitas y filitas.

No siempre las metasilicitas predominan en los cortes. Esquistos derivados de pelitas pueden ser mayoritarios, mientras las metasilicitas intervienen en capas subordinadas, en cuyo caso marcan la estratificación (**Figura 135**). Son rocas lustrosas por la sericita. Al microscopio presentan abundantes microclastos de plagioclasa alterada; diseminados y englobados en una masa esquistosa con mucha sericita, clorita, hidrobiotita pardo verdosa, cuarzo, actinolita, esfena y apatito, con turmalina, accesoria pero abundante. En ocasiones contienen finas capillas de calizas metamórficas de tipo Loma Quivicán. Con el aumento del espesor de las intercalaciones calcáreas, en ese caso forman esquistos calcícticos, muy incidentes en la transición con la Fm. Loma Quivicán.

En general estas litologías se derivan de paquetes y capas de lutitas silíceas con finas láminas de chert y capillas de piroclastitas de muy fina granulometría. Otras litologías importantes son los esquistos metaterrígenos cuarzo-micáceos derivados de areniscas hasta limolitas. Contienen zircón detrítico y frecuentes bandas de hidrobiotita. Las plagioclasas están completamente albitizadas. Además de clastos de albita contienen cuarzo, sericita, tremolita, grafito y clorita. Como accesorios; turmalina apatito y esfena.

Subordinados a las metasilicitas ocurren esquistos cloríticos laminados con delicadas bandas de metachert. Entre ellos, unos esquistos diferenciados por el contenido elevado de material volcánico disperso que los clasifica como metatufitas, propiamente dichas. Son enteramente semejantes por su composición a los intercalados entre las calizas cristalinas de Loma Quivicán. En La Sabina aparecen alternados en ritmos con las metasilicitas hasta formar paquetes aislados hasta 10 m de potencia.



Figura.134. Metasilicitas (metachert) muy bien estratificados en capas que alcanzan hasta 20 cm. Litotipo de la Formación La Sabina. Corte profundo de una vaguada. Al norte de Crucecitas en el terraplén hacia La Carlota. Cúpula de Trinidad. (Foto: Duchan Dostal; 1983).



Figura.135. Ritmos de capas blanquecinas de metasilicita (metachert) y esquistos metapelíticos micáceos. grafitos intercalados. Roca típica de la Formación La Sabina. Al norte de Crucecitas en el terraplén hacia La Carlota. Cúpula de Trinidad. (Foto: Duchan Dostal; 1983 sobre una muestra de Álvarez-Sánchez de 1981).

Consisten de agregados de clorita y epidota en bandas, con finas láminas de carbonato primario y cierta cantidad de talco. Contienen esfena y mucho leucoxeno en sustituciones parciales. El origen de estas rocas tiene una clara relación con el vulcanismo (Tabla 4) y representan piroclastitas o sedimentos con mezcla piroclástica, sin excluir lavas basálticas fluidas intercaladas, concordantes con la estratificación y la esquistosidad principal. Las asociaciones comunes son: albita-actinolita-clorita ± clinozoisita y epidota + titanita ± lawsonita ± carbonato. La clorita escamosa, albita xenomorfa y mica blanca dan a estos esquistos una fábrica direccional marcada (Souček y Álvarez-Sánchez, *ibid.*).

Tabla. 4. Elementos mayores de algunas rocas de la Formación La Sabina³⁵.

Roca	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	PPI
1	50.72	1.08	14.37	4.34	5.46	0.07	7.53	10.35	1.32	0.12	0.31	0.30	0.07	
2	49.40	1.31	16.04	5.2	4.81	0.06	6.63	10.04	2.35	0.06	0.66	0.77	0.13	
3	9.94	0.20	2.07	1.38	0.18	0.01	0.55	47.02	0.10	0.37	—	—	0.047	37.06
4	53.32	1.08	19.68	—	0.57	0.07	4.84	0.24	5.25	0.12	1.32	1.35	0.12	
5	30.15	0.30	8.58	3.14	0.65	0.03	1.05	0.24	0.11	1.70	—	—	0.181	3.08

En algunas localidades del Escambray se reportó pumpellyíta ya en la Expedición Escambray 1 (Stanik *et al.*, 1981), interpretada como evidencia de un metamorfismo anterior. Lamentablemente en los datos de la primera Expedición no existen precisiones sobre la localidad y la unidad o formación de tal encuentro. En la Zona Metamórfica 3 se encontró pumpellyíta en una ocasión en una sección perteneciente a la Formación La Sabina. Según Soucek (en Soucek y Álvarez-Sánchez; Expedición Escambray II) no se justifica que la pumpellyíta sea testimonio de un metamorfismo más antiguo. Las rocas carbonatadas, propias de la unidad son mármoles poco potentes en general, pero no raros. Son rocas muy oscuras, gris oscuro hasta negro (Figura 136), con mucho grafito y algo de cuarzo detrítico, que a veces conservan capas finas de metasilicitas. Forman paquetes de algunos metros de potencia, con

³⁵ 1-Metasilicita (cuarzo + mica blanca + albita + clorita + titanita + zircón). 2-Esquito albitico-anfibolítico (albita + anfíbol + clorita + pumpellyíta + clinozoisita + titanita). 3-Mármol bandeado (calcita + cuarzo + grafito + hierro hidrat.). 4- Esquito cuarzo-sericítico (cuarzo + mica blanca + grafito + granate). 5-Esquito cuarcífero-granatífero. (cuarzo + moscovita + grafito + granate + hematita-limonita).

excepciones locales y tienden a situarse en las secciones de mezcla de metasilicitas y metaterrígenos. Son rocas muy similares a mármoles grafiticos del Grupo San Juan, pero no son fétidos a la percusión como es frecuente en ellos.

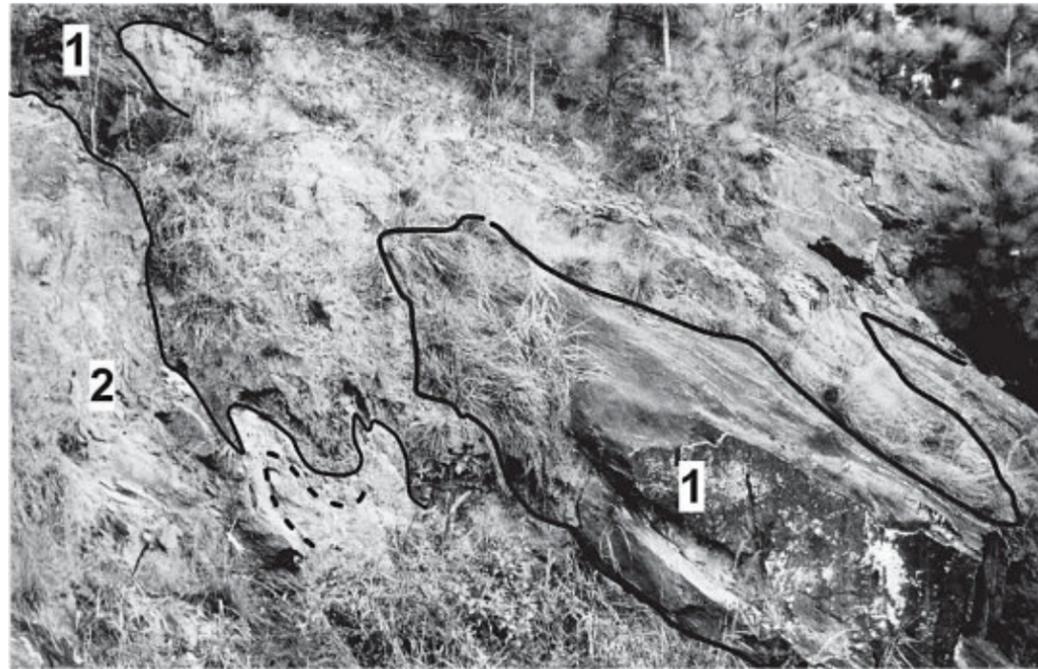


Figura.136. 1-Mármoles negros grafiticos con estratos finos de metasilicitas; entre capas de esquistos cloríticos talcosos (2). Formación La Sabina. A la salida de Crucecitas hacia La Sabina. Cúpula de Trinidad. (Foto: Duchan Dostal; 1983).

Criterios distintivos.

En conclusión. La Sabina desde el punto de vista sedimentológico es una unidad mixta, facialmente diferenciada, con cambios litológicos a tener en cuenta durante los reconocimientos. En ocasiones y sin regularidad alguna, intervienen en el corte paquetes de mármoles grises muy oscuros y negros, que pueden interpretarse como pertenecientes al Grupo San Juan (Figura 136), confusión también posible con la Formaciones Collantes y Los Cedros, en contactos tectónicos tajantes muy enmascarados por la recristalización. El manganeso impregnado en la matriz, ocasionalmente agrupado en finas bandas oscuras que marcan las intercapas, entre las metasilicitas, podría ser diagnóstico. En efecto. Las Formaciones Loma Quivicán y Los Cedros también contienen manganeso, pero no en capas individuales como en La Sabina. Las metasilicitas de la Fm. Cobrito sí presentan locales enriquecimientos en manganeso, pero se encuentran dentro de secuencias de esquistos calcáreos grafiticos, muy distintivos de la Formación.

Los Cedros contiene metasilicitas prácticamente idénticas; pero en Los Cedros se acompañan de secciones métricas de unos esquistos calcáreos gris acerado y tonos rosáceos en masa y la presencia de lentes y capas de una metacaliza a metacalcarenita de tonos pardos.

La Sabina contiene una litología que se altera con facilidad en las condiciones del clima tropical. Los afloramientos meteorizados adoptan coloraciones pardo, amarillento, anaranjado y hasta rojo en lugares con intensa oxidación de los minerales de hierro y manganeso. Cuando las rocas se degradan a eluvio arcilloso, resultan muy semejantes a los productos meteorizados de los esquistos metaterrígenos del Jurásico; motivo para tomar precauciones en los reconocimientos y dedicar algún tiempo a cierta familiarización previa. Cuando frescas, en contraste, son de color gris oscuro, gris claro, gris verdoso, verde azulado y hasta negro (Figura 135); según se observan en los cauces profundos y cicatrices de desplomes.

Edad de la Formación La Sabina.

En La Sabina no se ha encontrado una tanatocenosis aprovechable. En las secciones delgadas se aprecian figuras de radiolarios irreconocibles. En el Miembro Yagruma (Koverdynski, en Stanik *et al.*, 1981) de metasilicitas de la Cúpula

de Sancti Spiritus se reportaron radiolarios de aspecto mesozoico. Sin embargo, no es posible diferenciarlos de otros hallazgos de radiolarios (Ducloz y Vuagnat, 1962; Bolotin *et al.* 1970; Millán y Somin, 1985a).

En la Fm. Los Cedros, bajo La Sabina, en varias localidades, se encontraron restos de nannoconidos y radiolarios mal preservados. Según Furrzola-Bermúdez (en Stanik, *et al.*, 1981) de posible edad Tithoniano-Cretácico Inferior, con mayor probabilidad Cretácico Inferior. De aquí que sea razonable suponer que la Sabina sea del Cretácico Inferior, dentro de un rango desde el Hauteriviano hasta el Aptiano; quizá hasta el Turoniano.

Espesor.

El espesor de la Fm. La Sabina depende de estimaciones de superficie. Por su amplia extensión regional se le puede suponer una potencia considerable aunque difícil de establecer a causa de su participación en estructuras de plegamiento, que pueden ser kilométricas. Probablemente puede alcanzar los 150 m en las regiones de La Sabina y El Mamey.

Relaciones estratigráficas y tectónicas.

La Fm. La Sabina es un capítulo notable en la formación de la columna estratigráfica del Escambray. De su composición se deduce su sedimentación en un medio marino con alta concentración de sílice; probablemente en una cuenca profunda que pudo alcanzar niveles próximos a la compensación del ópalo. Pero también a profundidades más pequeñas, con mayor participación de lodos carbonáticos y aportes terrígenos de grano fino. De hecho, esta es la composición de La Sabina; en cuyos cortes se aprecian secciones relativamente potentes de metasilicitas (metachert) compuestas de capas alternadas con esquistos metaterrígenos de fina granulometría, esquistos verdes metatufíticos, metalavas y capas de mármoles oscuros, a veces potentes, derivados de calizas depositadas en condiciones presumiblemente restringidas.

La posición estratigráfica de La Sabina es un hecho bien establecido, en relación con las formaciones de su piso y techo. Los cambios conocidos en dicha posición, se observan dependientes de la unidad tectónica de que se trate. Ciertos cortes son muy semejantes a la parte inferior de la Fm. Yaguanabo al aumentar la participación de esquistos verdes. Las relaciones estratigráficas próximas y su equivalente posición en la columna estratigráfica regional, podría probar que ambas unidades tienen relaciones de transición, incluso de interdigitación, aunque no se conservan con suficiente claridad.

Si restituimos a la posición original el corte invertido en la región de La Sabina (Figuras 109, 110), obtenemos una de las sucesiones características: Fm. Collantes-Fm. Loma Quivicán-Fm. La Sabina. En la inmediata cercanía de esta misma localidad también se comprobaron contactos de La Sabina con la Fm. El Tambor, aunque complicados por fallas posiblemente postmetamórficas (Figura 137).

La sucesión Loma Quivicán, en transición con La Sabina; resulta equivalente a las secciones donde La Sabina yace sobre la Fm. Los Cedros; al norte del Valle de Yaguanabo (v. Figura 130); con la Fm. Yaguanabo ausente en el perfil. En contraste, entre el poblado de la Sierrita y hacia el norte del Valle de Yaguanabo, La Sabina puede observarse descansando sobre Yaguanabo en posición normal; incluso en aparente transición; en una posición intermedia entre Yaguanabo y El Tambor, a pesar de la distancia escasa entre las localidades.

En la región de El Nicho al SE de Crucecitas (Álvarez-Sánchez y Bernal, 2008; Figura 9) La Sabina, aflora en un corte multiplegado, con el aspecto de un mélange de escamas, yacente sobre la Fm. Collantes en posición normal. También en la región del Hoyo de Padilla, hacia el extremo oeste del valle, La Sabina descansa directamente sobre Collantes, en una relación normal aunque algo discordante. Podría ser de carácter tectónico premetamórfico, borrada por la reconfiguración metamórfica.

Al NW del poblado de Crucecitas, en un camino hacia el Hoyo de Padilla afloran secuencias muy características y ordenadas de la Fm. Los Cedros y La Sabina. Una de ellas descansa sobre un corte de serpentinitas talcosas foliadas, esquistos actinolíticos-cloríticos y otras metasomatitas, cubiertas por un paquete de metabasitas poco foliadas y compactas que parecen derivarse de diabasas. Bajo este paquete de rocas básicas y serpentinitas se repite el corte de La Sabina (Figura 138). Este es un caso muy elocuente de la sustitución de la Fm. Loma Quivicán por Los Cedros, en la base de La Sabina.

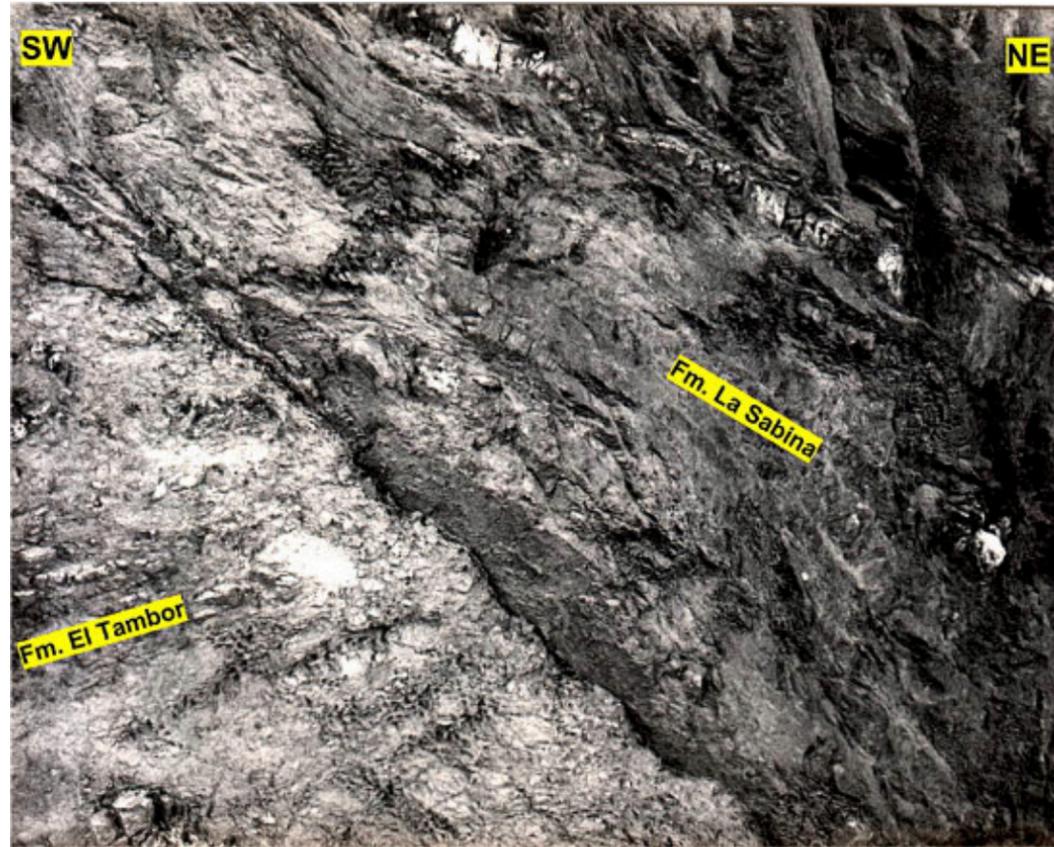


Figura. 137. Cabalgamiento postmetamórfico de la Formación La Sabina sobre el metaflysch de la Formación El Tambor. Los índices de movimiento en el labio colgante sugieren cabalgamiento de norte a sur. Región de La Sabina. Camino viejo a San Blas. (Foto: H. Álvarez-Sánchez. 1981).

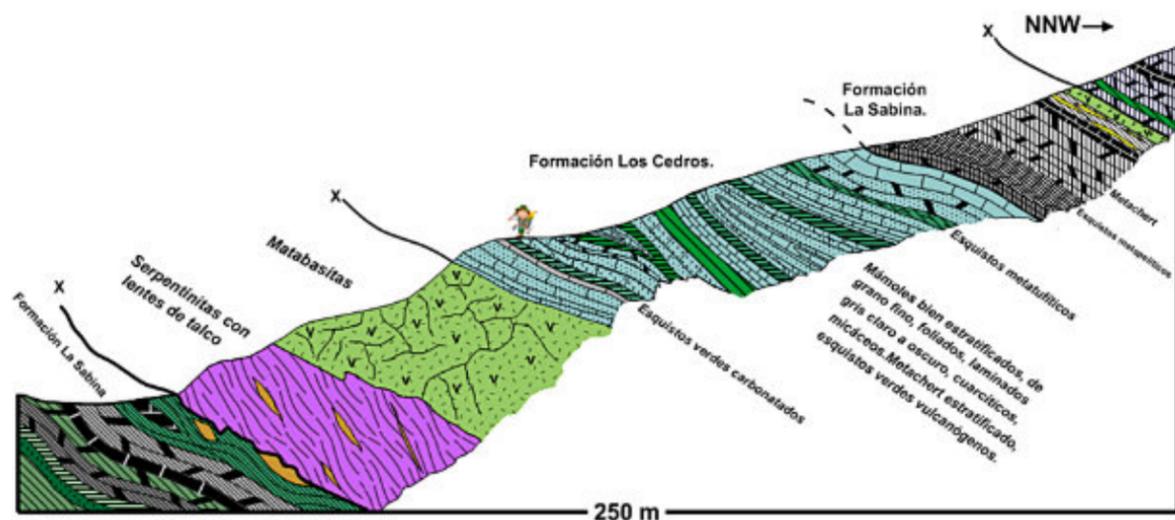


Figura. 138. Perfil geológico de una escama tectónica con la sucesión de las Formaciones Los Cedros-La Sabina en posición normal. En la base del corte yace la Formación La Sabina y, entre ambas secciones, un corte potente de serpentinitas y metabasitas poco foliadas. Al NW del poblado de Crucecitas hacia el Hoyo de Padilla (según H. Álvarez-Sánchez. 1981).

Comparaciones y correlaciones.

Sobre bases razonables, La Sabina puede compararse y correlacionarse con unidades de la Sierra del Rosario e incluso de la Sierra de Los Órganos; de Cuba occidental. Por su edad probable y posición estratigráfica sobre las Formaciones Loma Quivacán y Los Cedros y bajo la Fm. El Tambor; sus correlativos más probables son; las Formaciones Santa Teresa (Wassall y Pardo, 1952; Hauteriviano al Cenomaniano); Pons (Hatten, 1957; Aptiano-Turoniano); Canaleta cherts (Hatten, 1957) de la Cordillera de Guaniguanico y de la parte norte del centro de Cuba (Zona de Placetas).

Correlación con la Formación Santa Teresa.

La litología de la Fm. Santa Teresa (Wassall y Pardo, 1952); en los cinturones Sierra del Rosario Norte y Sur, consiste de unos 40₃₆ m (Pszczółkowski, 1999) de chert radiolarítico verde, rojo, a veces negro, con intercalaciones de lutitas silíceas, biomicritas y ocasionales turbiditas arenáceas (Cinturón Norte de Sierra del Rosario); secuencia que contienen escasos foraminíferos del ¿Hauteriviano?- Albiano hasta el Cenomaniano. La coloración se debe a pigmentos de Fe y Mn. Santa Teresa de la Zona de Placetas (Cuba central), igual consiste de chert radiolarítico, verde y marrón, raras lutitas, micritas y margas. Según Pszczółkowski, (1999) el inicio de la sedimentación de Santa Teresa ocurrió durante el Hauteriviano en el Cinturón Sur, y durante el Aptiano en el Cinturón Norte de la Sierra del Rosario. La Formación Santa Teresa se acumuló en condiciones de aguas profundas, cercanas a la profundidad de compensación de la calcita; inclusive a más profundidad (Pszczółkowski, 1999). Estas condiciones de sedimentación en un ambiente profundo, se intensificaron desde la Formación Polier, de aguas profundas, mas por encima del nivel señalado (Pszczółkowski, 1982, 1999). En el contacto de la Formación infrayacente Polier, en transición hacia Santa Teresa, Aiello y Chiari (1995; en Pszczółkowski, *op. cit.*) encontraron radiolarios del Valanginiano a Aptiano. Furrázola-Bermúdez, *et. al.*, 1978, proponen una edad Aptiano-Albiano para la Formación. Pszczółkowski y Myczyski (2003) sostienen la continuidad estructural y la vinculación material de las Zonas Camajuaní y Placetas con Guaniguanico durante el Tithoniano y la totalidad del Cretácico. Comparto esta interpretación. Equivalentes de la Formación Santa Teresa, en efecto, también podrían encontrarse en la Sierra de Los Órganos. Por ejemplo, en la Formación Pons.

Correlación con la Formación Pons.

Las Formaciones Pons y Peñas, (Hatten, 1957); Pons (Pszczółkowski *et al.* 1975 1976; 1999) y la Formación Mina (Herrera, 1961), del Valle de Pons, en la Sierra de Los Órganos; presentan aspectos discutible en su contenido litológico y edad, aún sin solución³⁷. Según Ch. W. Hatten (*ibid.*) la Formación Pons se compone de calizas micríticas gris claro a oscuro casi negro, bien estratificadas, intercaladas con capas delgadas y nódulos de chert negro y más de 50%, de lutitas amarillentas y calizas moteadas de capa gruesa gris claro en la parte inferior. Hatten (*ibid.*) en su descripción del "Pinar Group³⁸" distinguió unas silicitas denominadas Canaleta Cherts³⁹".

N. M. Herrera (1961), en su descripción de la Formación Mina, equivalente a la Formación Pons de Hatten, reportaba calizas microcristalinas gris azulado, duras, estratificadas en capas lajas medias, con nódulos negros de pedernal; areniscas cuarzosas blancas, amarillentas a gris de grano fino a medio, algo arcillosas y pedernales negros a rojizos, de capas medias, interestratificado con lutitas oscuras. Las tres litologías aparecían en afloramientos pobres, a intervalos entre las calizas.

Durante 1979 a 1981, Álvarez-Sánchez levantó un mapa geológico de los valles de Pons y Cabezas, en el centro-occidente de la Sierra de Los Órganos (Álvarez-Sánchez, 1981 y 1984) con el fin de estudiar la estratigrafía de la sección entre la Formación Pons y Manacas. En ese trabajo, la Formación Pons, del Valanginiano-Turoniano (Hatten,

³⁶ 100 a 150 m en la zona de Placetas; Pszczółkowski y Myczyski; 2003.

³⁷ El capítulo Estratigrafía de la Sierra de Los Órganos, contiene una discusión detallada sobre la composición estratigráfica de la sección de las Formaciones Pons y Manacas

³⁸ Pinar Group de Hatten 1957, comprende tres unidades denominadas Formación Ancón, primera unidad del "Pinar Group" y las suprayacentes Formación Manacas, Chert de Canaleta y Vieja Wildflysch.

³⁹ "The cherts are generally dark grey but weather to light grey. Bedding is generally well developed with beds uniformly near 1 cm in thickness. Between individual beds a thin, approximately 2 to 3 mm, siliceous shale bed occurs. Radiolaria are abundant to common in the cherts and shales. No diagnostic fauna has been found in the cherts or shales. The exact stratigraphic position is therefore uncertain. From field observations, there is considerable evidence that the cherts are associated with the Pinar Group." (Hatten, 1957).

1957; Pszczółkowski, 1999); o del Hauteriviano hasta el Daniano⁴⁰ (De La Torre, en Pszczółkowski, 1978), se dividió en los miembros Las Piedras y La Macagua. El Miembro Las Piedras, de las calizas, se diferenciaba del Miembro La Macagua: este último de chert estratificado, lutitas oscuras, areniscas y calizas micríticas negras subordinadas; sección muy semejante a la descrita por Herrera (*ibíd.*) El estudio de numerosos perfiles demostró secciones de chert con algunas lutitas silíceas, que tienden a situarse hacia la parte superior de la Formación Pons o hacia su parte media; hecho que confiere cierta razón a las observaciones tanto de Hatten, como de Herrera. Esta unidad de chert La Macagua (Álvarez Sánchez, 1981, 1984), yace como intercalaciones que se pueden cartografiar en el interior de los cortes sustancialmente calcáreos del resto de la Formación Pons (Figura 139). La Macagua contiene estratos de chert de 5 a 10, a 20 cm., marrón, amarillento, de rareza rojizo, y crema y hasta un gris azulado, con intercapas de lutitas silíceas laminadas blancas rojizas y amarillentas y capillas de limolitas. Los chert consisten de una masa criptocrystalina de cuarzo bandeado con gran cantidad de radiolarios (hasta 25%) cementados por calcedonia de textura relicto-organógena.

En más del 50% de los perfiles, dentro de los chert, aparecen bancos e incluso capas aisladas de micritas de la sección de Pons. La unidad de silicitas del Miembro La Macagua alcanza una potencia máxima de 100 m en la localidad tipo (pero es bastante probable la duplicación por pliegues), pero normalmente entre 20 a 25 metros en la mayoría de los cortes. Consistente con la posición más típica de esta secuencia de silicitas, se puede aceptar una edad equivalente a la establecida para la Formación Pons sobre la base de la presencia de *Tintinnopsella Carpathica* en la base de la Formación (Pszczółkowski, 1999).



Figura. 139. Sección por la vertiente Norte de la Sierra de Cabezas hacia el Valle de Pons (HA: 426 de 1979). 1-Fm. Pons. 2-Sección de rocas silíceas. 3-Fm. Ancón (Mbros. de las Calizas Micríticas Margosas). 4-Fm. Manacas. 5-Mbro. Vieja Wildflysch de la Fm. Manacas. (Tomado de la Figura 19 de Álvarez-Sánchez y Bernal, 2013).

10.1.4.1. Miembro Los Torres. Redefinición y cambio a Litodema Los Torres.

Antecedentes de la categoría estratigráfica y razones del cambio.

La unidad litológica Los Torres fue definida en La Sabina, Cúpula de Trinidad; en el sitio de una manifestación de talco referida por la Expedición Escambray I (Stanik, *et. al.*, 1981), derivada de una suite ofiolítica ultramáfico-máfica intensamente metasomatizada, hospedada en las metasilicitas manganesíferas, esquistos verdes autóctonos y calcoesquistos procedentes de mármoles impuros de la Formación La Sabina.

Observaciones en áreas externas mostraron un vínculo persistente entre las metasomatitas y la Formación La Sabina; por cuya causa Álvarez-Sánchez y Millán (1984) las denominaron como Miembro Los Torres de la Formación La Sabina (en Dublan y Álvarez-Sánchez, {edit.} *et al.*, 1986) (*v. et.* Franco Álvarez *et al.*, 1992; De Huelves *et al.*, 2013); con la

intención de ilustrar la complejidad litológica y metamórfica de las serpentinitas del Escambray y de los efectos regionales de fluidos silicatados y carbonatados, producto del relajamiento de presiones en el territorio Escambray.

A pesar de un conocimiento inicial de la composición y estructura de las rocas metasomáticas de La Sabina (Álvarez-Sánchez y Zamashicov, 1981); el origen del complejo ultramáfico-máfico en sí, la causa de su localización preferente en la Formación La Sabina y la edad del proceso metasomático, resultaban materias de discusión. La cohabitación de las rocas máficas con las metasilicitas, semejaba el marco geoquímico de contraste más favorable para la metasomatosis en esa particular localización. Pero estas no son las únicas ultramafitas-mafitas metasomatizadas en el Escambray y no todas las rocas apoultramáficas del Escambray pertenecen a la unidad Los Torres.

A causa de la capacidad de estas rocas de fluir bajo presión, muchas zonas de reacción metasomática se encuentran controladas por fallas. También son conocidas en los flancos de cuerpos minerales y en cuerpos de serpentinitas saturadas de rocas heterogéneas de alta presión, por lo general. En ocasiones se presentan masas de metasomatitas comparables al Litodema Los Torres bajo otro tipo de control litológico contrastante. Tales casos no serían unidades estratigráficamente equivalentes, sino tectono-metamórficas o, en todo caso, atípicas.

De acuerdo a las cuestiones no resueltas y en consideración al hecho de ser un miembro parte específica de una formación litoestratigráfica, distinguida por algunas particularidades y no por una radical diferencia; Los Torres es suficientemente diferente para considerarlo un ente independiente de cartografía e interpretarse como un litodema con restricciones para su identificación y cartografía⁴¹.

Autores de la redefinición.

Humberto. Álvarez Sánchez; Guillermo Millán Trujillo y Luís R. Bernal Rodríguez.

Sinonimia.

No tiene sinónimos. Aplicar el concepto de sinonimia entre una formación y un litodema es posible que carezca de sentido. Las rocas ultramáfico-máficas del Litodema Los Torres equivalen, en parte, con "serpentinitas esquistosas y esquistos cloríticos" de Hill (1959) y "serpentinitas antigoríticas"; "piroxenitas serpentinizadas antigoríticas" y "piroxenitas-peridotitas serpentinizadas lizardito-crisotílicas"; de MacDonald (1977); pero no exactamente con cada uno de ellos, aunque las rocas primarias sean las mismas en gran parte de los casos.

Origen del nombre.

El nombre se deriva de la Finca Los Torres; 3.5 kilómetros al Sur del poblado de Crucecitas, por el camino viejo a San Blas; occidente de la Cúpula de Trinidad. El Código Estratigráfico Norteamericano de 2010 (*Artículo 7. Nombre.*) establece que no son recomendables nombres de orígenes mudables; aunque aceptables cuando no se dispone de otros.

Localidad Tipo. Sección Tipo.

La localidad tipo del Litodema Los Torres se encuentra en el camino viejo Crucecitas-San Blas La Sección Tipo comienza en el punto con coordenadas N245.00-E584.05 y finales N244.000-E584.30; al sur del lugar de perforación del Pozo 17 (*v.* Figura 140) de la Expedición Escambray I (1977) con 150.55 m de profundidad.

⁴¹ El Artículo 31 del Código Estratigráfico Norteamericano define un litodema como un cuerpo de rocas predominantemente intrusivas, altamente deformadas y/o metamorfoseadas, que se distingue y delimita por las características de la roca. En contraste con las unidades litoestratigráficas, una unidad litodémica generalmente no obedece la Ley de la Superposición. Sus contactos con otras unidades de roca pueden ser sedimentarios, extrusivos, intrusivos, tectónicos o metamórficos.

⁴⁰ Las determinaciones de De La Torre alcanzan hasta la parte superior de la Formación Peñas de Hatten, 1957. La Formación Peñas no es la Formación Pons.



Figura.140. Localidad tipo y sección tipo del Litodema Los Torres. Coordenadas iniciales: N245.00-E584.05. Coordenadas finales: N244.000-E584.30. Camino viejo a San Blas. Cúpula de Trinidad. Localización de los pozos P-17 de la Expedición Escambray I (150 m) y PE-2 de la Expedición Escambray II. Hoja Crucecitas. 4182-II-c. 1:25,000. (gráfica de Álvarez-Sánchez).

Las rocas del litodema tienden a presentarse en formas aplanadas o cimas suavizadas con vegetación herbácea; hecho que permite localizarlas en las aerofotos. Su corte de alteración laterítico se compone de serpentinitas débilmente nontronizadas, enriquecidas en hierro en la capa superior

Espesor.

En la manifestación de talco de La Sabina; el camino viejo a San Blas corta un espesor aparente de 100 metros por la transversal del cuerpo, que no es real. Solo en los pozos se pudo medir el espesor conservado, ya que la intensa deformación impide establecer una cifra precisa. Al NW de Crucecitas, un pozo cortó 32 m; una cifra que se repite con frecuencia bastante regular como potencia media en diferentes sitios, pero no el espesor primario ya que el techo está erosionado de costumbre y la base sobre un horizonte de milonitas a menudo. Por otra parte, estas cifras representan a la zona de La Sabina-Crucecitas y discrepan en varios ordenes de magnitud respecto a los cuerpos principales de serpentinitas del Escambray. En La Sabina y localidades correspondientes, el espesor parece reducido por compresión en varios %s del original y desordenado por competencia de contraste entre los metasedimentos y las ofiolitas. MacDonald (1977) recuerda que la recristalización hacia antigorita, durante el metamorfismo implica una disminución de volumen y la liberación de agua. De aquí que gran parte del volumen adquirido durante la serpentinitización pudo perderse durante recristalización hacia antigoritas. Los cambios de volumen, por ganancia/perdida de agua desempeñan un importante papel en el espesor de los cuerpos de serpentinitas, además de su importancia en conducir agua hacia la profundidad, en la flotabilidad de masas de rocas (Hattori y Guillot, 2007; Barnes *et al.*, 2014) y en la actividad sísmica (Gasc *et al.*, 2017). Como se explicó arriba, muchos cuerpos de serpentinitas, aparecen como inclusiones mecánicas a presión, entre metasedimentos y metavulcanitas en diferentes formaciones, que no corresponden con la unidad aquí tratada.

10.1.4.1. 1. Una vista general sobre la metasomatosis de rocas ofiolíticas.

A partir de las primeras observaciones en el Escambray de Thiadens (1937) sobre serpentinitas y esquistos verdes alterados; más de una década después; Hill (1959)⁴², realizó las primeras descripciones de esquistos metasomáticos de talco apo-serpentinítico; seguidas por las observaciones de Maximov *et al.*, 1968 y Bolotin *et al.*, 1970, quienes describieron en los contactos de serpentinitas, fajas metasomáticas compuestas por esquistos de talco-actinolita-clorita-antofilita; cloritólitas (clorita 95-98%; antofilita hasta 25%) y esquistos de actinolita-clorita-carbonato, derivados de las serpentinitas y metabasitas.

En la literatura de la geología de Cuba los productos líticos generados por la metasomatosis de las rocas ofiolíticas; copiosos en el territorio de la Isla, no son objeto de muchos estudios y son poco conocidos, tanto como su nomenclatura y bases de su definición. La mayoría de la literatura dedicada al tema, muy espaciada en el tiempo, se concentra en casos de procesos metasomáticos desarrollados en el cinturón ultramáfico de Cuba. Entre los trabajos orientados a esta materia de contenido sustancial al respecto cabe mencionar los trabajos de Vuagnat, 1959 (*ined.*); Ducloz y Vuagnat, 1962; Cabrera *et al.*, 1986; Corona-Rodríguez *et al.*, 2014. No obstante, las menciones ocasionales o colaterales también se encuentran (Knipper y Cabrera; 1974; Fonseca, 1988; Álvarez-Sánchez *et al.*, 1991). En el Escambray, un territorio rico en manifestaciones metasomáticas en sus complejos ígneos metamorfizados y en particular en las rocas ultramáficas; solo un caso contiene registros detallados provenientes del estudio de los esquistos metasomáticos en la localidad de La Sabina (Álvarez-Sánchez y Zamashikov, 1981 (*ined.*) y en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986 (*ined.*).

Generalidades de la distribución mundial, origen y productos.

La metasomatosis de rocas ultramáficas-máficas ocurre en ambientes de intercambio de sustancia en regiones de expansión oceánica (v. *et.* Boschi *et al.*, 2006); fajas ultramáficas de las cordilleras; contactos magmáticos ricos en fluidos y gases y en cinturones de mélanges serpentiniticos (v. *et.* Moore, 1986). En la transformación participan tanto las ofiolitas como sus contactos, inclusive las sedimentitas. El metamorfismo y el metasomatismo pueden ocurrir por separado o de forma simultánea; bajo una facies metamórfica común o diferente separadas en el tiempo y los productos pueden metamorfizarse o diaforizarse, después de formados.

V. A. Zharikov (Zharikov *et al.* 2007); enfatizaron las dificultades⁴³ en el estudio de los productos del metasomatismo; definido como: "un proceso metamórfico por el cual la composición química de una roca que permanece en estado sólido durante el proceso, se altera de manera generalizada, que involucra la introducción y/o remoción de componentes químicos como resultado de la interacción de la roca con fluidos acuosos (soluciones)". Esta definición fue recomendada por la Subcomisión de Sistemática de Rocas Metamórficas (SSMR) de la IUGS y suele glosarse en trabajos posteriores (v. *et.* Harlov and Austrheim, 2013). Para Coleman (1967) la generación de rocas calcosilicatadas⁴⁴ ocurre durante el emplazamiento de las ultramafitas en la corteza, simultáneo con la serpentinitización. Designadas con diversos nombres; según Coleman debían llamarse con un término más general como "zonas de reacción". Precisamente, en estas zonas de reacción, se originan rocas híbridas "de composición completamente nueva sin equivalencia en las rocas ígneas o sedimentarias" (Miller *et al.*, 2009; Barnes *et al.*, 2014). Tales productos, con asociaciones minerales propias; adquiridas bajo ciertas condiciones P-T, dependen de la litología inicial; de la composición de las soluciones activas y de la tectónica (Moore, 1986; Bebout & Barton, 2002; Boschi *et al.*, 2006; Barnes *et al.*, 2014). Un grupo de estas rocas peculiares de alteración se denominaron por Chidester (1962) "de pared negra" (blackwall); caracterizadas por la formación en las serpentinitas de una capa de cloritólita-cuarzo-sericita y tremolita, donde suelen conservarse serpentinitas, envueltas en bandas de talco-carbonato. Los productos son rocas extrañas, monominerales hasta más de 90% de una misma composición;

⁴² Field work was conducted by the author alone during July and August 1951 and with the assistance of Mr. Edward Lewko of Uranium City, Saskatchewan, from December to February 1952-1953 (Hill, 1959; pag.1460).

⁴³ "La clasificación de las rocas metasomáticas es un problema mucho más difícil que el de las rocas magmáticas. El conocimiento de la composición química y mineral, así como las características estructurales, es insuficiente para determinar el tipo de proceso metasomático, porque la composición de una roca metasomática depende no solo de T, P y la composición de la roca reemplazada, sino también del tipo y etapa del proceso metasomático y la composición del fluido o solución".

⁴⁴ Roca calcosilicatada: Roca metamórfica que, además de 0-50% de carbonatos, está compuesta principalmente por silicatos de Ca como epidota, zoisita, vesuvianita, diópsido-hedenbergita, Ca-granate (andradita grosular), wollastonita, anortita, escapolita y Ca-anfibol. (Bucher & Grapes; 2011).

convertidas en talquitas, cloritolas, epidotas, tremolititas, actinolitas y crisotilititas (Barnes *et al.*, 2014). Según Barnes *ibid.*; Boschi *et al.*, 2006; las rocas "híbridas" (metasomatitas de diverso tipo) son comunes en las emersiones al fondo marino de complejos de subducción y con frecuencia sin que sea posible determinar si el metasomatismo es un rasgo relicto del fondo marino o si se formó durante la subducción o la emersión.

Las rocas metasomáticas, generadas en zonas de reacción, tanto producto de metamorfismo oceánico como de alteración en ambientes orogénicos, son denominadas a partir de su composición mineral y componentes litológicos finales. Entre los nombres más comunes en la práctica se encuentran: oficalcitas (Brongniart, 1827); rodingitas (Marshall, 1911⁴⁵); ofisférites (Vuagnat 1953⁴⁶); listwaenitas (Korzhinski, 1953⁴⁷); rocas calcosilicatadas granatíferas (Coleman, 1967); ofimagnesitas y otras denominaciones.

Rodingitas.

El término fue creado por Marshall⁴⁸ (1911) para diques alterados en el Río Roding en Nueva Zelanda (Bilgrami & Howie, 1960; Bassaget *et al.*, 1967; Ortiz-Hernández, 1999). Según SSMR⁴⁹ la rodingitización afecta a basitas, inclusive vulcanitas y anfibolitas encerradas en serpentinitas. En el contacto ocurre la conversión en rocas de granate, vesuvianita, piroxenos cálcicos, epidota, escapolita (Tabla 5) y accesorios de hierro (Karkalis, 2018); a través de la difusión de fluidos en el contacto (Miller *et al.*, 2009), probablemente durante la serpentización (v. Hernández y Barra, 1977).

En Othris (Grecia) se describen rodingitas, diferenciadas por el contenido de prehnita (Koutsovitis *et al.*, 2013); un mineral frecuente en rodingitas (v. *et.* Bilgrami & Howie, 1960). Una variedad con granate y vesuvianita muestra un retrogresión formando asociaciones de clorita ± pumpellyita (Koutsovitis, *ibid.*).

Tabla.5. Minerales requeridos para la clasificación de las rodingitas ⁵⁰.

Minerales esenciales requeridos	Minerales no esenciales (no siempre presentes)
Serie de la Andradita-Grosularia	Epidota
Piroxenos cálcicos. (clinopiroxenos)	Escapolita; Vesuvianita

Las rodingitas de Hindubagh en Pakistán resultaron de la introducción de CO₂ y agua y la eliminación de sodio y potasio (Bilgrami & Howie, 1960). Moore (1986) describe rodingitas por diabasas en matriz de antigorititas en el Mélange de Puerto Nuevo (Baja California). Las diabasas exhiben una facies de pumpellyita-actinolita. Algunos bloques se alteraron a rodingitas antes de su incorporación al mélange, en tanto que otros experimentaron metasomatismo de magnesio, con anfíbol tremolítico + clorita + fuchsita; después de la incorporación a la mezcla. Las rodingitas son conocidas en la Cabaña, IX región, Chile (Hernández y Barra, 1977). En la Sierra de Guanajato (México), se originaron en dos etapas; durante la serpentización de ultrabasitas cumulativas, vía metamorfismo hidrotermal oceánico y emplazamiento bajo facies de esquisto verdes (Ortiz-Hernández, 1999). También se conocen en la Faja del Río de las Tunas (Argentina) como resultado de la reacción carbonática entre ultramafitas y su roca de caja (Gargiulo, 2011).

Listwanitas.

Las listwanitas resultan de la difusión de carbonato en ultramafitas. En condiciones isoquímicas las rocas ultramáficas reaccionan con CO₂ para formar listwanita, bajo la acción de fluidos canalizados (Hansen & Dipple, 2005). La fuchsita

es una mica común, junto a cuarzo y carbonato, en ultramáficas ofiolíticas metasomatizadas (Martyn & Johnson, 1986; Halls & Zhao, 1995; Azer, 2013). Por esto, en la formación de tales peculiares rocas, además del carbonato se requiere afluencia de potasio, causa de la lixiviación del cromo para formar fuchsita (Hansen & Dipple, 2005; Karkalis, 2018). En los esquistos Haast de Nueva Zelanda, Cooper (1995) describe gabros de facies actinolita-pumpellyita, metasomatizados por carbonato, en parte reemplazados por capas de fuchsita-tremolita y nefrita. Grosch *et al.*, 2012 en Barberton (Sudáfrica) describe una zona de 150 m de potencia de rocas de fuchsita-carbonato-clorita-cuarzo, pertenecientes al campo de las listwanitas de fuchsita-carbonato-cuarzo. En diversidad de litologías ultramáficas la fuchsita es una indicación segura de metasomatismo potásico; tanto en rocas arcaicas como recientes; incluso en los fondos marinos modernos (Martyn & Johnson, 1986; Boschi *et al.*, 2006).

Las listwanitas son comunes asociados con metales preciosos (Au, Ag) y mercurio y antimonio (Martyn & Johnson, 1986; Hansen & Dipple, 2005; Azer, 2013). En las serpentinitas de la sutura Allaqi-Heiani-Gerf (Egipto y Sudán), se desarrollaron listwanitas ricas en sílice y otras en carbonato (Azer, 2013). Según Azer (*ibid.*) la variedad silícica contiene fuchsita y se consideran listwanitas típicas; mientras que la falta de fuchsita en las carbonáticas indica un producto similar a listwanita. En las listwanitas silícicas el contenido de oro aumenta con el contenido de SiO₂, hasta 1000 veces más que las rocas ultramáficas originales y la interacción con los sistemas hidrotermales asociados con las intrusiones de granito puede concentrar aún más el oro. Una característica de estos depósitos de Au en listwanitas es la presencia de mercurio en asociación con el oro (oro nativo y electrum ricos en mercurio) (López-Kramer *et al.*, 1998).

Rodingitas y listwanitas en Cuba.

El primer reporte de rodingitas en Cuba se debe a Vuagnat (1959) y Ducloz y Vuagnat (1962) en el Cinturón Ultramáfico de Cuba Central. Fonseca (1988), reporta observaciones de diques de rodingitas cortando dunitas en el Macizo Ultramáfico de Cajalbana; en Cuba occidental. Álvarez-Sánchez *et al.*, 1991, las reportaron en el Mélange Ultramáfico de Cuba Central y Álvarez-Sánchez y Bernal (2015) en el Complejo de Mélange de Villa Clara. Se describen en el Macizo Moa-Baracoa (Cuba oriental) en uno de los raros trabajos sobre este tema en gabros alterados con clinocloro, tremolita actinolita, zoisita, epidota y clorita. Allí las rodingitas se asocian a un metasomatismo cálcico, coetáneo con la serpentización y una etapa posterior durante un metamorfismo regresivo en facies de esquistos verdes (Corona-Rodríguez *et al.*, 2014). Productos de metasomatismo cálcico de características rodingíticas y rocas de alteración de pared negra, se describieron en la región de La Sabina (Álvarez-Sánchez y Zamachikov, 1981) y en la región de La Sierrita al occidente del macizo (Álvarez-Sánchez y Bernal, 2015b). Los primeros reportes de listwanitas en Cuba se deben a Cabrera *et al.*, 1986, en el yacimiento Descanso; del Complejo de Mélange de Villa Clara (Álvarez-Sánchez y Bernal, 2015). Según Cabrera (*ibid.*) las listwanitas se originaron por la acción de hidrotermas de baja temperatura controladas por fallas. Por carbonatización de serpentinitas y gabros olivínicos se formaron listwanitas magnesio-ankeríticas y variedades con breunnerita, granate, idocrasa, cuarzo, metálicos y mica blanca. Se separaron listwanitas carbonáticas predominantes y otras con cuarzo-epidota ± prehnita y carbonato. Datos históricos confirman que el oro nativo en estado libre alcanzó leyes hasta 280 g/t.

10.1.4.2. Estructura y composición del Litodema Los Torres.

Aún cuando la estructura general del Litodema resulta de la tectónica posterior a las alteraciones, todavía contiene zonas diferentes, creadas por el proceso, que pueden distinguirse por los tipos de alteración y las rocas características, aunque las serpentinitas representan la base de las secciones metasomáticas en la mayoría de los casos. En la localidad tipo de La Sabina, se descubrió una base de serpentinitas en contacto tectónico sobre metasilicitas, esquistos metasilícico-arcillosos manganíferos y esquistos verdes de la Formación La Sabina; a partir de la cual debuta el corte metasomático local. La sección metasomática, a su vez, está cubierta por las Formaciones La Sabina y Loma Quivicán en un corte invertido (Figura 141). En ambos contactos con los metasedimentos, las alteraciones son similares en intensidad a las desarrolladas en la base y en ambos niveles se advierten los efectos de un intenso cizallamiento, paralelo a la esquistosidad de los contactos; hecho que sugiere, aunque no prueba, una posible edad sintectónica de las alteraciones, ya que las salbandas de metasilicitas también se encuentran metasomatizadas.

⁴⁵ Bell, J. M., Clarke, K. G., Marshall, P., 1911, The Geology of the Dun Mountain subdivision. New-Zealand Geol. Survey, 12.

⁴⁶ Pudimos destacar, siempre en la zona de contacto tectónico entre lavas y peridotitas, marcada por una intensa serpentización, facies particulares de aspecto esferoidal que pueden asimilarse, según sus características macroscópicas, y sus condiciones de depósito, a las ofisferitas descubiertas por Vuagnat [1954] en Montgenèvre (Hautes-Alpes) y a las del Col des Gets (Haute-Savoie) descritas por Jaffé [1955]. (en Bassaget *et al.*, 1967).

⁴⁷ También listvenita, listvanita, o listwanita. El nombre listwanita, parece ser un término creado en la Rusia soviética (Korzhinski, 1953; Volfson 1962; fide Cabrera *et al.*, 1986).

⁴⁸ Bell, J. M., Clarke, K. G., Marshall, P., 1911, The Geology of the Dun Mountain subdivision. New-Zealand Geol. Survey, 12.

⁴⁹ Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks.

⁵⁰ A Classification and Glossary of Terms (2007) Cambridge University Press.

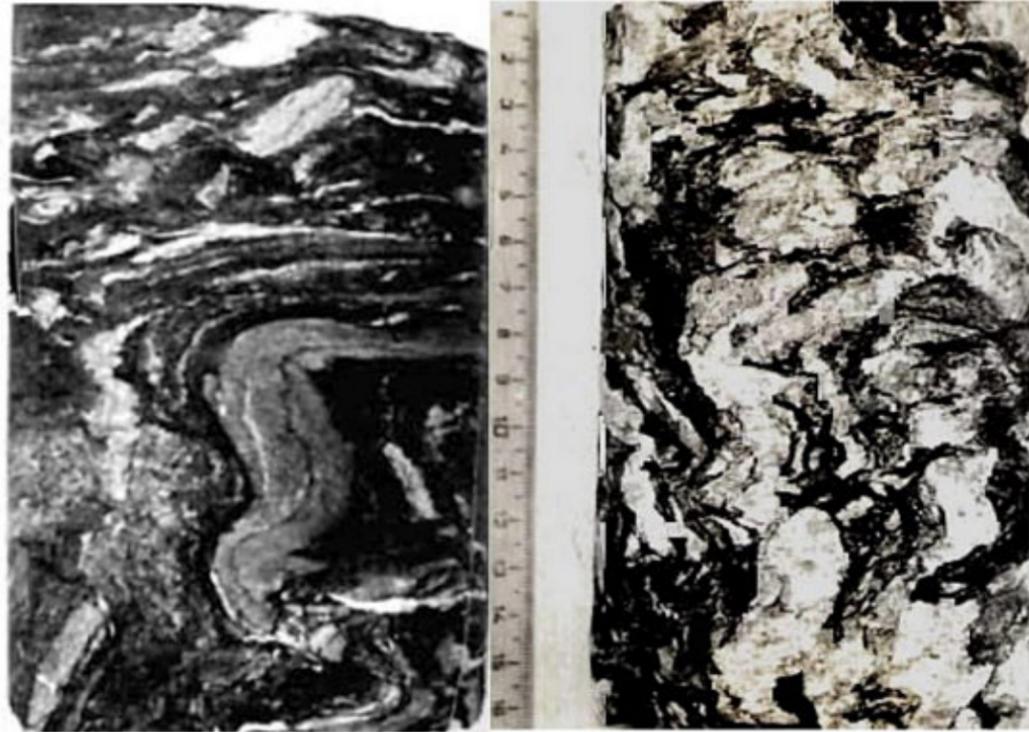


Figura.143. Núcleos del pozo PE-2, bajo la sección de serpentinitas y metagabros. La matriz fluidal es grafito puro. Los augen y filoncillos son mármoles, metasilitas clinzoisíticas, cuarzo y carbonatos. Profundidades 42.0 (izquierda) y 47.70 m (Fotos: Duchan Dostal sobre muestras de Álvarez-Sánchez. Expedición Escambray II. 1986).

Otro caso de la estructura y posición del litodema se observó en el Pozo 17 en la misma localidad de La Sabina (Figura 144). El corte comienza con 12 m de filitas metasilicíticas de la Formación La Sabina. Bajo esta sección se cortaron 92.5 m de mármoles con características que podrían asociarse a los mármoles negros de la Formación La Sabina (v. Figura 136). Bajo ellos, sin transición, continúan 46.05 m del Litodema sin cortarse completamente. En el corte se destacan nuevamente secciones estratificadas de serpentinitas y metabasitas. La estratificación en el Pozo-17; vista la yuxtaposición de capas de los mármoles grafiticos superiores y el corte ultramáfico-máfico; parece más resultado de un cizallamiento concordante, desarrollado entre las capas de serpentinita y metabasitas y los mármoles, que a una verdadera estratificación. No obstante el corte del Pozo PE-2 y las numerosas superficies de cizallamiento horizontal, explican satisfactoriamente las características observadas en el Pozo-17, cual bien podría ser una inversión de la registrada en el pozo PE-2.

Cambios en la posición del litodema también se conocen en afloramientos. Un ejemplo es el representado en la Figura 138. En ese corte una sección potente de serpentinitas y esquistos metabásicos superpuestos, cabalgan en la parte superior de la Formación La Sabina, a su vez cubiertos por la Formación Los Cedros.

Este tipo de secciones con repetidas transposiciones sobre una distancia de 3.0 km, observadas en el Pozo Estructural 2, el Pozo 17, los afloramientos de superficie (Figura 138) en Crucecitas y en la misma localidad de La Sabina (Figura 142); demuestran la posición del complejo de las serpentinitas y las rocas básicas asociadas, en el interior de una gran superficie de sobrecorrimiento, que sesga por el interior de un manto tectónico tumbado hacia el sur, cuya potente base de milonitas se hunde hacia el norte.

Estado de las serpentinitas y metabasitas en la localidad tipo.

Las serpentinitas se destacan por su fábrica esquistosa hasta intensamente milonítica. En la deformación extrema adquiere el aspecto de una papilla granulosa, desmenuzable con las manos; cuya foliación ha desaparecido por

completo y apenas se reconoce como serpentinita por su traza. Esta matriz de arcilla de color verde pálido, que a veces muestra manchas hematíticas por degradación de pirita, por su apariencia esponjosa, sugiere un medio favorable a la percolación de fluidos y/o gases. Bolsadas métricas de antigorititas foliadas, aparecen englobadas en la masa milonítica de serpentinita. Un stockwork de cuarzo, filoncillos de talco, crisotilo, clorita y tremolita cortan la matriz y los bloques de metabasitas encerrados en las serpentinitas.

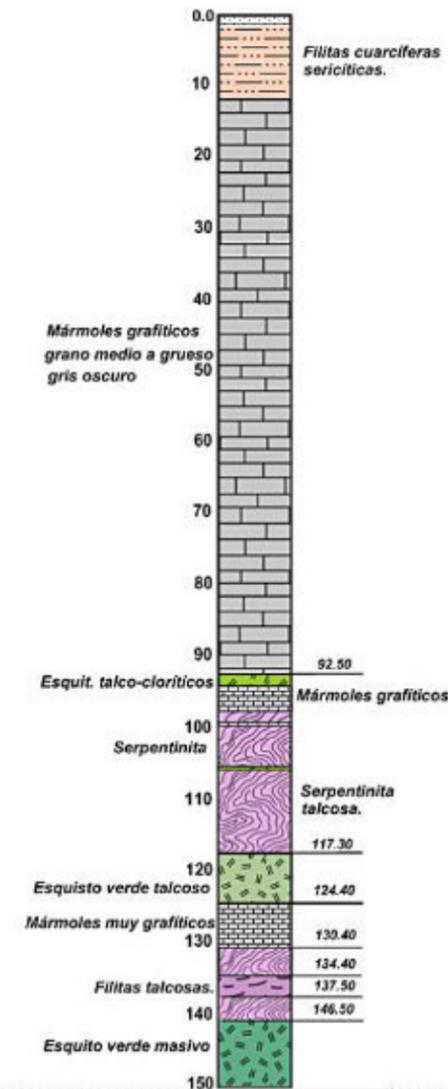


Figura. 144. Pozo 17. Profundidad 150.55 m. Coordenadas: N244.85 E584.05. Documentado por Zdenek Sučanek. Año 1977. (Expedición Escambray I).

En otros sitios las serpentinitas son de una fábrica ligeramente bandeada o estratificada. Otras veces son brechosas y fracturadas en segmentos poligonales con diaclasas rellenas de talco y actinolita, o como franjas replegadas y arremolinadas de serpentinitas menos alteradas, de modo que podrían interpretarse como restos menos deformados de la misma serpentinita. En esta variedad aún es posible encontrar restos extremadamente raros de cromita accesoria y un grado de alteración metasomática menos intenso.

Los metagabros siguen en importancia a las serpentinitas, cubiertos o rodeados por las serpentinitas (Figura 145). Por lo general quedan reducidos a budinas y clastos poligonales y bloques métricos, envueltos en una camisa foliada milonítica de serpentinita. Como son más duros, compactos e incluso poco esquistosos; afloran en pequeñas prominencias, a menudo con una banda visible de esquistos cloríticos-carbonatados, talcosos, entre el gabro y la serpentinita, donde a menudo se puede encontrar fuchcita y mucha actinolita.

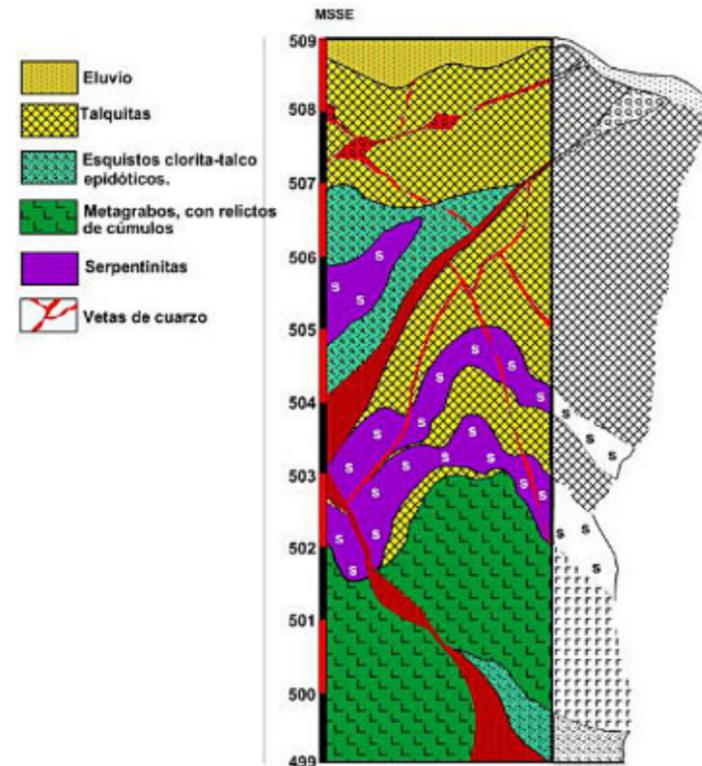


Figura. 145. Pozo minero, en el centro del depósito de talco La Sabina. En el contacto de los metagabros y las talquitas se encuentra fuchcita diseminada. Las superficies de contacto entre talquitas, serpentinitas y esquistos cloríticos a menudo contiene fibras de asbesto crisotílico (Gráfico de H. Álvarez-Sánchez, sobre un documento de campo de 1981).

En sitios menos deformados los metagabros muestran dos relaciones con las ultramafitas: Una cortante, que parece producir la mayor parte de los bloques fracturados dentro de las serpentinitas. Y otra concordante que puede estar representada por una parte de las capas de esquistos verdes que se han observado en varias secciones interestratificadas con las serpentinitas en áreas de La Sabina; incluso en una sucesión rítmica (v. Figuras 142 y 144), sin apenas mezcla tectónica con las serpentinitas. Esta relación entre los gabros y las serpentinitas está bien establecida; aflora (v. et. Figura 138) y es un hecho significativo que se repite en muchas localidades, dentro y fuera de La Sabina. Es precisamente en los metagabros de La Sabina donde se identificaron restos de estructuras de cúmulos máficos (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992 ined.).

Las diabasas son menos abundantes. Muy fracturadas y alteradas son difíciles de separar de los metagabros alterados y de otros esquistos verdes intercalados en las serpentinitas. Si al principio se encontraban en forma de diques o inyecciones concordantes, estas posibles relaciones ya no se conservan en La Sabina. Solo se encuentran en forma de bloques redondeados o de aspecto tabular, aspecto éste último que sugiere un emplazamiento original como diques, aunque no hay prueba de tal deducción.

Otras rocas que participan de la estructura del litodema y mucho menos conservadas son los metabasaltos. Se trata de ocurrencias notables de restos de lavas básicas, asociadas a las serpentinitas y metabasitas gábricas y diabásicas del litodema (Figura 146).

El contacto con las serpentinitas se conserva en detalle. Las talquitas apo-serpentiníticas, rodean a los metabasaltos densamente fracturados. La configuración de almohada de los bloques probablemente conserva la forma efusiva primitiva; aspecto que se refuerza por la conservación de una estructura relíctica concéntrica en la superficie de algunos bloques. Los metabasaltos son de grano fino uniforme, inclusive afanítico, cloríticos, anfíbolizados. El color es verde oscuro, casi negro. Muy agrietados, en las paredes de grietas se contienen rellenos de clorita escamosa, cuarzo, carbonato y minúsculas agujas de actinolita. En el contacto con la talquita, se encuentran fibrillas de asbesto crisotílico y laminillas de fuchita.

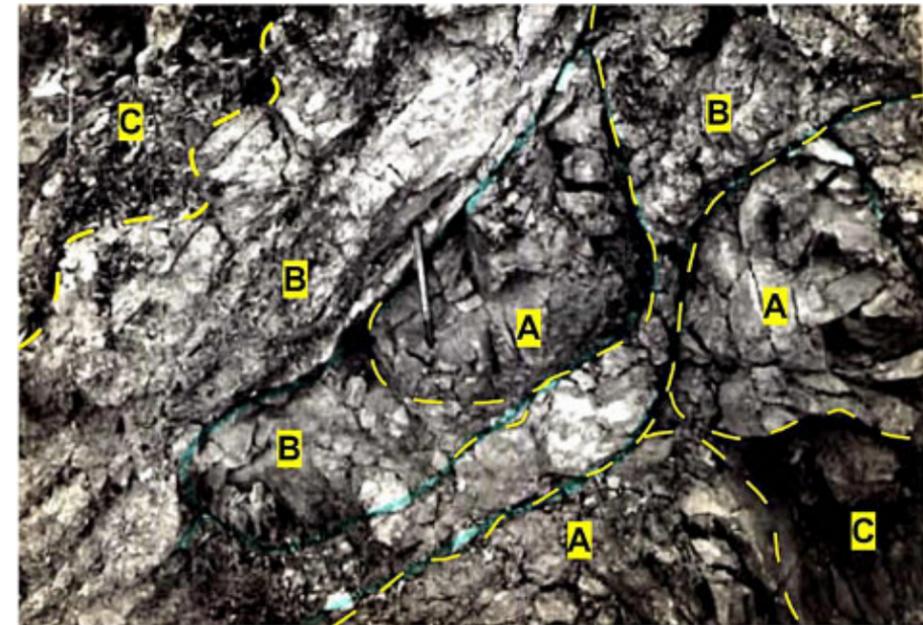


Figura.146. Pared en los cortes del terraplén Crucecitas-San Blas, región de La Sabina. Cúpula de Trinidad. A-Metabasaltos con estructura almohadillada relíctica. B-Esquistos de talco. C-Metasilitas y esquistos metasiliciclásticos metapelíticos. (Foto Duchan Dostal. 1983).

Serpentinitas y gabros; principales componentes del corte ofiolítico local, han sufrido las alteraciones de acuerdo a su composición primaria y derivaron en zonas de composición específica, la mayoría en forma de bandas de alteración de tipo blackwall, como se aprecia en la Figura 145. La suma de esta mezcla de fragmentos de metabasitas trituradas, bolsadas de serpentinitas foliadas y "harina" de serpentinita forman una masa desordenada, franjeada por masas de talco compacto.

Productos principales de la alteración.

Esquistos clorito-talcosos.

Esta variedad común se encuentra como lentes o franjas en los contactos de las serpentinitas con metasilitas; o como bolsadas englobadas por serpentinitas y en transición con ellas; o como cuerpos independientes a considerable distancia de las serpentinitas; con estructura interna pseudoestratificada; donde bandas centimétricas, de rareza métricas, varían de composición, aunque con clorita predominante. Gran parte de estos "esquistos verdes talcosos", representan zonas metasomatizadas de las metabasitas que forman elementos primarios de los esquistos Los Torres. Dentro de estas zonas son comunes los stockwork de cuarzo de finas venas centimétricas; coalescentes en vetas más gruesas hasta 1 m de potencia, enjambres y en ocasiones cuerpos aislados en forma de lentes o budinas con manganeso removilizado (Figura 147). Se trata de cuarzo monomineral de baja temperatura, de grano fino, a veces sacaroidal, y excepcionalmente con algunas partes de cuarzo hialino (geodas), que sugieren un proceso de descompresión, asociado con agrietamiento favorable a la circulación de las soluciones.

Aunque algunos de estos cuarzos sugieren originarse por secreción parietal; las relaciones cortantes orientadas por grietas expresan claramente su procedencia de soluciones externas. El metálico acompañante suele ser pirita, como una probable evidencia de la actividad de soluciones y origen hidrotermal del cuarzo.

En los sitios donde el litodema desarrolla potencias considerables; como en El Mamey y en el camino a Hoyo de Padilla, siempre se aprecian zonas metasomatizadas con numerosas vetas de cuarzo, que poseen salbandas zonadas parietales, ocupadas por rocas monominerales, tales como clorititas, epidositas y talquitas; y más hacia el exterior y con mayor amplitud, aureolas de rocas clorito-actinolíticas, talco-tremolíticas y esquistos de asbesto.



Figura.147. Cuarzo de vetas de baja temperatura en el deposito de talco metasomático de La Sabina. Cuarzo fracturado en budinas poligonales (lozenge shapes) por finas líneas de cizalla (Foto. Álvarez-Sánchez, 1981).

Estas zonas alteradas rodean a los cuerpos de serpentinitas con una potencia proporcional a sus dimensiones. En cuerpos muy pequeños, no sobrevive el núcleo de las serpentinitas y en cuerpos mayores forma un halo de envergadura métrica, excepcionalmente una decena de metros, raramente mayor. Por su estructura y zonación de alteración bien definida, con el halo de clorita hacia la parte externa, son prácticamente una copia de la descripción clásica dada por Chidester (1961)⁵¹ para los *blackwall* en Vermont norte central.

Las asociaciones comunes en estas rocas son: Talco-tremolita-clorita-titanita ± metálicos y talco-tremolita-clorita ± epidota ± cuarzo

Esquistos clorítico-anfibólicos.

Las cloritolitas con anfíbol son frecuentes como variedad prácticamente monomineral. Son verde claro a incoloras al microscopio, escasamente talcosas a pesar de encontrarse en transición hacia las serpentinitas. Sin cambios de notar en su composición; en los afloramientos son finamente foliadas o en cambio, bandeadas, incluso localmente masivas. La clorita puede alcanzar hasta 90%, con tremolita, actinolita, rutilo, titanita y metálicos, solo como accesorios. La titanita se disemina en la masa en finos granos en menos de 1%; mientras los anfíboles aciculares (tremolita-actinolita) tienen orientación preferente. A veces contienen granate y clinozoisita. En ocasiones los anfíboles suelen abundar, en tal medida que pueden interpretarse como transiciones hacia los esquistos actinolíticos y actinolíticas. Un ejemplo son los esquistos clorito-tremolíticos-actinolíticos de textura fibroblástica con clorita hasta 60% y anfíboles hasta 40% (Souček y Álvarez-Sánchez, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986). La asociaciones comunes de los esquistos cloríticos son: Clorita-rutilo-metálicos. Clorita-titanita. Clorita-tremolita o actinolita-titanita. Clorita-clinozoisita + titanita ± metálicos ± talco y clorita-granate-actinolita.

⁵¹ The ultramafic bodies consist of a central core of serpentinite surrounded, successively, by shells of talc-carbonate rock and steatite. A thin zone of blackwall a generally schistose rock composed essentially of chlorite separates the steatite from the country rock everywhere except where carbonate rock adjoins the ultramafic body there tremolite commonly is developed. (Chidester, 1961).

Esquistos actinolíticos (actinolíticas).

Los esquistos actinolíticos son parte importante de las zonas de alteración, más próximas a las serpentinitas, metabasitas y a los esquistos verdes cloríticos talco-tremolíticos con carbonato. Son de color verde y fábrica planoparalela nematoblástica, pero también fibroso-radial, de grano medio, con grandes cristales prismáticos de actinolita, a veces de 1 a 3 mm o mayores. Además de actinolita hiapautomorfa (hasta 99%) contienen fuchcita, titanita; a veces rutilo y metálicos. La fuchcita se encuentra diseminada o en agregados en las actinolíticas fuertemente carbonatadas por intensa metasomatosis calcítica. Las micas cromíticas en los esquistos actinolíticos talcosos indican que, además de la carbonatización, probablemente también ocurrió un proceso de lixiviación del cromo de las ultramafitas para formar fuchcita. Este proceso de lixiviación del cromo es conocido y se relaciona con una alta afluencia de potasio que lixivía el cromo de las rocas ultramáficas para formar mica de cromo a través de reacciones secundarias con otros silicatos (Martyn & Johnson, 1986; Karkalis, 2018).

Esquistos talco cloríticos carbonatados.

La metasomatosis carbonática es un fenómeno generalizado en el Escambray. Afecta a intervalos importantes de varias unidades estratigráficas, manifestándose por la recristalización y cambios en la composición de secciones metaciclásticas, rocas ígneas, esquistos poliminerales y a las propias serpentinitas (Millán y Somin, 1981; 1985a; Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986).

Entre los esquistos cloríticos carbonatados son notables los esquistos carbonatados porfidoblásticos (Figura 148). Los porfidoblastos de carbonato alcanzan hasta un 15% de la roca, en una matriz de talco escamoso (hasta 70%) y clorita verde claro (hasta 15%) en escamas desorientadas hasta 0.15 mm, con epidota y tremolita (Souček y Álvarez-Sánchez, en Dublan y Álvarez-Sánchez, *ibid.*). Las asociaciones comunes son: Talco-clorita ± carbonato (porfidoblastos). Talco-clorita-epidota-esfena ± carbonato ± cuarzo ± metálicos ± fuchcita.

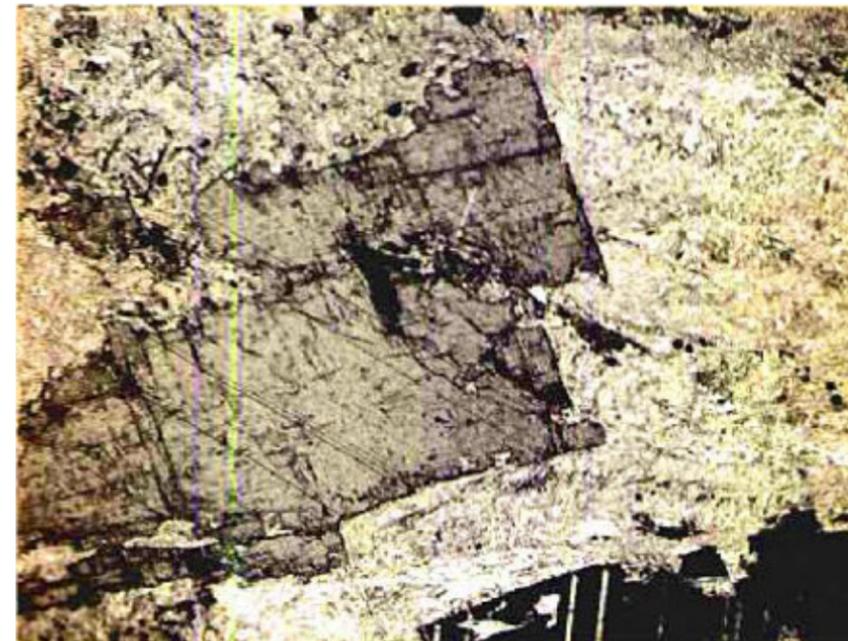


Figura.148. Porfidoblasto de carbonato en un esquisto talco-clorítico (SD. No. 812. X Nícoles. 24 X) (Foto de J. Souček; 1986).

Una variedad de los esquistos de serpentinitas carbonatadas se componen de una mezcla de serpentinita, calcita y clorita, en una trama fibrosa cataclástica que recuerda notablemente a las oficalcitas. Estas rocas se encuentran en raros afloramientos dispersos asociadas a los esquistos actinolíticos con fuchcita.

Esquistos masivos de talco (talquitas).

Una variedad llamativa de este complejo son los esquistos de talco; densos, muy compactos y pesados de grano muy fino, blandos y sedosos al tacto, de color blanco amarillento, ligeramente ferruginoso (Figura 149). Afloran como cuerpos lenticulares, o budinas, nidos, y masas de forma irregular y desordenada. Raras veces superan espesores de algunos decímetros y como excepción 1.5 a 2 m; en cuerpos casi siempre sin conexión, encamisados por serpentinitas alteradas y transiciones hacia las serpentinitas y las metabasitas. Estos cuerpos se han establecido con detalle, en excavaciones y perforaciones en la región de La Sabina.

El talco es impuro y contiene muchos accesorios (clorita, epidota, algo de cuarzo, esfena, hematita, hidrogoetita, magnetita y piritita). Al golpearlo revela sistemas de clivajes que lo hacen fracturarse en astillas en forma de cuñas. Esta particularidad se destaca en los derivados de serpentinitas, relictos expresados por restos de trama reticular y sombras de cristales de bastita, pero no presentes en los de metabasitas. En ciertas secciones de intensa metasomatización los esquistos de talco aparecen acompañados de esquistos de fábrica muy curiosa, compuesta por un esqueleto de fibras de asbesto de hasta 30 cm entre cuyas fibras se sitúan agregados de clorita-talco, epidota y actinolita. El contenido de talco alcanza hasta el 98% en esta variedad. Pero estos contenidos no son frecuentes y, por lo común, elevados contenidos de clorita, epidota y óxidos metálicos lo impurifican.

La asociaciones comunes son talco + clorita ± carbonato; talco + tremolita-actinolita; con epidota, titanita, esfena y cuarzo; este último diseminado pero también en vetas de cuarzo opaco, estrechamente ligadas a las masas de talco-clorita. En los estados más completos de alteración, las rocas pueden presentarse prácticamente monominerales (talco: 70%; clorita: 90%) hasta constituir, cloritolitas, epidositas y actinolititas con rutilo y **fuchsita**, a veces intensamente carbonatizadas por metasomatosis calcítica (Álvarez-Sánchez y Zamachikov, 1981; Souček y Álvarez-Sánchez, *ibid.*).



Figura.149. Budina de talquita compacta apoultramáfica, emparedada por metasilicitas, esquistos cloríticos y esquistos metapelíticos micáceos. Litodema Los Torres en la localidad tipo de La Sabina. Camino Crucecitas-San Blas. Cúpula de Trinidad (Foto. Álvarez-Sánchez, 1981).

Evidencias de relaciones primarias entre ofiolitas y metasilicitas.

¿Es este vínculo comprobado numerosas veces durante la cartografía del macizo; resultado de alguna aleatoriedad de la geometría de las superficies tectónicas o refleja un emplazamiento primario de las rocas ultramáficas ?

En las salbandas de los cuerpos metasomáticos, las metasilicitas aparecen parcialmente convertidas en rocas talcosas tremolíticas, con la textura y los relictos de la roca original. Talquitas con relictos de serpentinitas se observaron intercaladas completamente dentro de secciones de metasilicitas y esquistos metapelíticos micáceos sin conexión con el cuerpo principal de serpentinitas (Figura 149).

La presencia de esquistos metasomáticos talco cloríticos, como cuerpos lenticulares emparedados entre las capas de metachert y otros metasedimentos; sugiere la interpretación de que los protolitos muy máficos, de las metasomatitas, ya se encontraban inalterados o solo serpentinizados entre las capas sedimentarias, antes de la metasomatosis; como diques concordantes de diabasas, inyecciones de gabros (Figura 145) y en forma de coladas de lavas básicas (Figura 146); posible expresión de una actividad magmática sincrónica con la sedimentación pelágica de gran profundidad. Si esta interpretación es plausible como prueba conceptual; la edad del emplazamiento de un magma original ocurrió simultáneamente con la sedimentación de la Formación La Sabina, con quien sufrió en conjunto el metamorfismo regional.

Las bandas de alteraciones de tipo blackwall y las similares a listwanitas, tanto en la localidad tipo de Los Torres como en otras localizaciones conocidas con un despliegue amplio de las alteraciones (v. et. Figura 95. T2); contienen micro y mesoestructuras de foliación y plegamiento que reproducen las representadas en lo externo de los bloques afectados por las alteraciones. Estos rasgos sugieren que la metasomatosis ocurrió *in situ*; cuando el complejo rocoso se encontraba fragmentado y plegado o poco después; con la ruptura de la secuencia magmática original; que de ordenada se convirtió en una mezcla bajo condiciones de ductilidad, proceso favorecido por el contraste de competencia entre rocas rígidas (gabros, diabasas, lavas basálticas) y plásticas (peridotitas serpentinizadas). Cuesta pensar que tales estructuras delicadas puedan conservarse y sobrevivir a un desplazamiento de fluencia tectonoplástica por una distancia considerable, para terminar insertadas a presión entre las secuencias de la Formación La Sabina.

Relaciones de control regional que sugieren un vínculo primario.

Cuerpos de ofiolitas situados en niveles estratigráficos específicos dentro del Grupo La Sierrita, pueden sumarse como evidencias significativas para ilustrar sobre las relaciones de emplazamiento primario y sobre el propio origen de la asociación de las serpentinitas y basitas. Aunque podría pensarse en coincidencias determinadas por factores físicos, como comportamiento mecánico de las unidades líticas en su movimiento bajo compresión o respuesta de fluencia de las serpentinitas ante la búsqueda de alivios ante dicha compresión; también se puede interpretar en función de un vínculo primario entre el Grupo La Sierrita y las ofiolitas; independiente de los factores de la deformación. Este caso viene a sumarse a otros numerosos, donde los cuerpos de serpentinitas aparecen situados en una posición regular, en un nivel entre la parte superior de la Formación La Sabina o la Formación Yaguanabo y la Formación El Tambor (Figura 150) en el resto del territorio Escambray. La situación espacial de las rocas ofiolíticas no es caótica en el Escambray, ni siquiera en aquellas masas de serpentinitas tectónicas de soporte de rocas heterogéneas. A estas regularidades de posición; interpretables como resultado de una relación primordial, se suman el resto de las evidencias ya expuestas; entre las cuales desempeña un papel fundamental la relación estratigráficas de transición y sucesión entre las Formaciones Los Cedros; Loma Quivicán, Yaguanabo y La Sabina y el hecho de que este grupo de formaciones son parte de un complejo coetáneo, reflejo de la permanencia de condiciones comunes dentro de un dominio tectono-sedimentario específico.

Por una cuestión de rigor. Estas deducciones que apoyan los vínculos primarios entre las ofiolitas y la Formación La Sabina, pueden ser ciertas para unas localidades específicas. No obstante, existen causas que afectan la edad general del proceso y su localización para que puedan no ser rigurosamente ciertas para la totalidad del dominio Escambray. Entre las principales: Las fases sucesivas de plegamiento con las deformaciones cinéticas inherentes que provocan la removilización de las serpentinitas para insertarse en diversas localizaciones y la probabilidad de varias etapas de difusión de fluidos en el Escambray, separadas en el tiempo y los fenómenos de epigénesis asociados a ellas, capaces de enmascarar como ofiolitas a secciones de rocas no pertenecientes al corte ofiolítico.

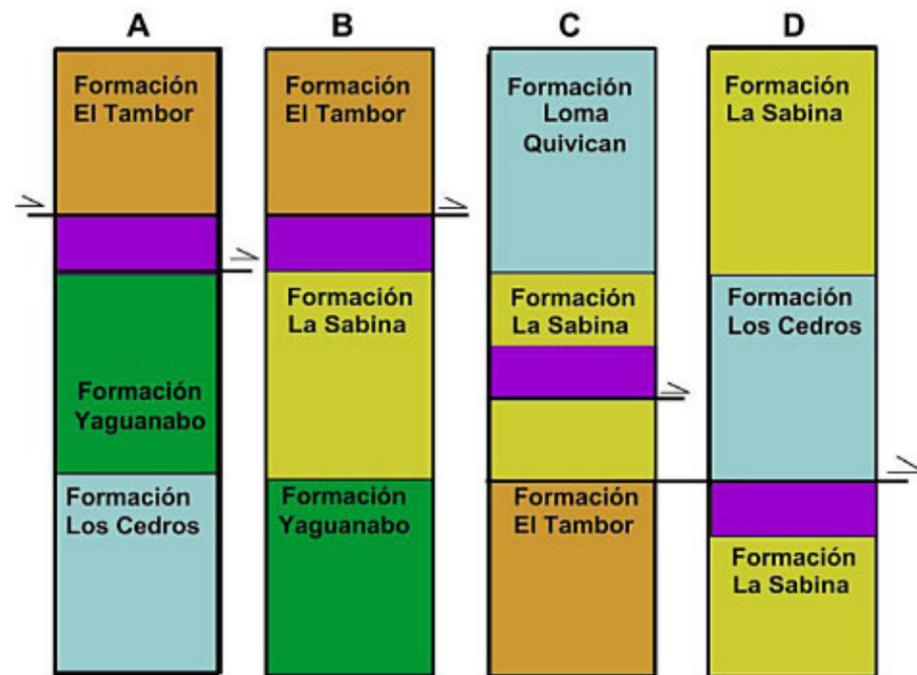


Figura.150. Columnas esquemáticas de la posición de las ofiolitas. A-Extremo sur del Valle de Yaguanabo. B-Extremo norte del Valle de Yaguanabo. C-Regiones de La Sabina y Hoyo de Padilla. D-Región de Crucecitas-El Nicho.

10.1.5. Formación El Tambor.

Autores.

Guillermo Millán Trujillo, Humberto Álvarez Sánchez y Mark L. Somin.

Primera referencia.

Dublan, L., Álvarez Sánchez, H. (Editores) et al., 1986, Informe Final del levantamiento geológico y evaluación de los minerales útiles en escala 1:50,000 del Polígono CAME-I, Zona Centro. Centro Nacional del Fondo Geológico. La Habana. 1,402 Págs. 250 mapas. (Inédito).

Primera publicación.

Millán, G. y Somin, M. L., 1985a, Contribución al conocimiento geológico de las metamorfitas del Escambray y del Purial. Reporte de Investigación N° 2. IGP. Academia de Ciencias de Cuba. 74 Pág.

Historia.

En el período 1983-84, durante los trabajos de la Expedición Checoslovaca-cubana Escambray II; Millán y Álvarez-Sánchez distinguieron unos cortes peculiares de metaareniscas polimícticas de estratificación rítmica, mármoles coloreados, esquistos verdes vulcanoclásticos y brechas, aflorados en la mitad occidental de la Cúpula de Trinidad. En el corte regional estas rocas descansaban sobre las Formaciones Yaguanabo y La Sabina, incluso en transición con estas formaciones, por esa época ya integradas en un grupo provisional llamado Crucecitas. La unidad fue llamada Formación El Tambor por Millán y Álvarez Sánchez definida como una nueva formación en Dublan y Álvarez Sánchez *et al.* 1986 (epígrafe III.2.3.4.2.). La Formación El Tambor y los derivados litológicos de los Miembros Monforte y San Blas, separados más tarde, nunca se distinguieron o separaron de la estratigrafía previamente conocida en algún trabajo anterior de la geología del Escambray. El estudio de tales secciones y el examen de los mapas levantados,

tanto por la primera expedición (Stanik, *et. al.*, 1981) como por Millán y Somin (1981), demostraron que estas rocas se cartografiaron erróneamente como secciones de metaterrígenos jurásicos o mármoles de su corte mediano.

Origen del nombre.

El Tambor (o Santa Rosalía) es una pequeña localidad agrícola dedicada al cultivo del café, situada en el extremo Sur del Valle de Yaguanabo, Cúpula de Trinidad. De este lugar se deriva el nombre de la Formación El Tambor.

Sinónimos.

Hasta 1985 (Millán y Somin, 1985a) ninguna de las unidades litoestratigráficas o litodémicas del Escambray podía ser equiparada con la Formación El Tambor por sus particulares rasgos litológicos, mecanismos de sedimentación y posición estratigráfica.

Distribución geográfica. Área Tipo.

Extensos afloramientos de la Formación El Tambor ocupan amplios espacios ajustados al límite externo occidental de la Cúpula de Trinidad (Figura 102) en el triángulo del extremo SW del Valle de Yaguanabo, hacia La Sierrita y el Valle de San José. Los afloramientos alcanzan las regiones del Hoyo de Padilla y Hoyo de San Narciso hacia el NW, a partir de cuya región se extienden por el este a las regiones de La Sabina y El Nicho, prolongándose hacia Loma Quivacán y en la dirección de San Blas, hacia el SE

Esta es el Área Tipo de la Formación El Tambor y también el área de máxima propagación del Grupo La Sierrita, como unidad coherente.

La Formación se presenta en el plano regional como un vasto cinturón alargado decenas de kilómetros, dividido en segmentos por fallas regionales. Esta disposición obedece, tanto a sus relaciones estratigráficas íntimas, como a significativas razones estructurales, relacionadas con el nivel ocupado por esta Formación en las unidades de mantos tectónicos. En dirección al oriente, la frecuencia de los afloramientos disminuye, y la Formación queda paulatinamente cubierta por cabalgamientos de los nappes de mayor grado metamórfico. Este comportamiento se acrecienta en la Cúpula de Sancti Spiritus, donde no se conocen convincentemente afloramientos de esta Formación.

Localidad Tipo..

La Localidad Tipo se encuentra situada en los cortes expuestos en la proximidad del caserío de El Tambor, también llamado Santa Rosalía. Dentro de su entorno también se encuentran la Sección Tipo y el Holoestratotipo, correspondiente a la parte innominada de la Formación El Tambor.

Sección Tipo. Holoestratotipo.

La Sección Tipo de la Formación El Tambor fue definida por Millán y Álvarez-Sánchez (en Millán y Somin, 1985 a) y se encuentra localizada en el terraplén accesible desde la carretera asfaltada Trinidad-Cienfuegos, a lo largo de la derivación a Majagüilla y hacia el poblado de Yaguanabo Arriba. La Sección Tipo se encuentra en este terraplén entre los puntos: Inicial N227.98 y E583.10 y Final N229.10 y E583.28. Hoja Camilo Cienfuegos 4181 Ic. 1:25,000. (Figura 151).

Composición litológica general.

La Formación El Tambor es una unidad potente, clástica y en parte calcárea, que conserva las estructuras primarias sedimentarias que revelan su carácter de estratificación rítmica. Su composición principal es terrígena, cuya matriz puede ser, alternativamente carbonatada; con intercapas de rocas calcáreas y no calcáreas, incluso de esquistos negros grafiticos. Las rocas predominantes son las metaareniscas y derivados detríticos de mayor finura de sedimento arcilloso. A estas secciones detríticas se suman esquistos derivados de material vulcanógeno

predominante, cuarcitas metasilíceas, brechas y mármoles de diferentes composiciones y texturas, localmente predominantes sobre las rocas detríticas. Cuando poco meteorizadas; son de tonos pardo oscuro a verde grisáceo, a veces amarillento y hasta casi negro en los cauces fluviales profundos; tonos causados por la gran cantidad de laminillas de clorita en la matriz y, en ciertos cortes, por un contenido acrecentado de grafito, aunque menos frecuentes.

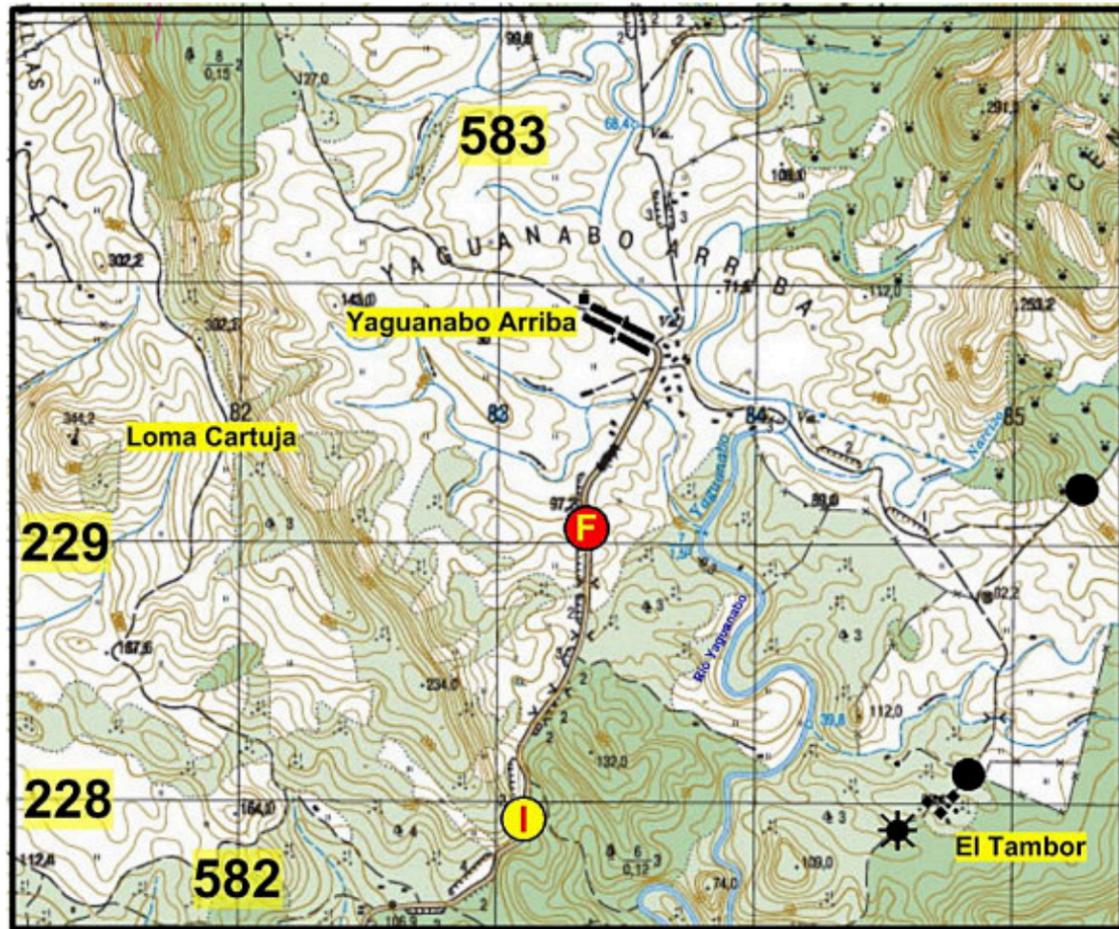


Figura.151. Localidad Tipo y Holoestratotipo de la Formación El Tambor. Las coordenadas Lambert del punto inicial: N227.980-E583.100. Las del punto final: N229.100-E583.280. Hoja Topográfica Camilo Cienfuegos. 4181 Ic. 1:25,000. Edición 2011. (según gráfica de Álvarez-Sánchez, 1991).

Metaareniscas y metalimolitas.

La mayor parte de la Formación se compone de metaareniscas polimícticas, reconocibles por la conservación de sus integrantes litoclasticos de rocas volcánicas, plagioclasa y cuarzo y las variedades detríticas equivalentes pero de grano más fino (metalimolitas y metapelitas). En las areniscas de grano grueso se advierte claramente su carácter polimíctico. Al microscopio revelan su composición proveniente de rocas volcánicas con fragmentos relictos de rocas básicas y plagioclasa en matriz cloritizada muy fina. Por sus características sedimentarias y composición, propiamente, estas rocas pueden tratarse como **grauvacas** metatufíticas (Figura 152). La estratificación, la estructura de grano originales y la composición fragmentaria se conservan bien. Son de grano fino por lo común, pero con cierta frecuencia son de grano grueso, a veces con textura relictica de microbrechas⁵². En las capas es visible su tránsito hacia metalimolitas y estas a metapelitas, con finas intercapas de esquistos calcáreos azul grisáceos y mármoles coloreados de tonos verdes y rosáceos. *Las metaareniscas muestran un intenso clivaje penetrativo que corta*

densamente la laminación primitiva a un ángulo bajo y crea una apariencia de boudinage en masa con la ruptura de los estratos finos. Este rasgo se aprecia con mucha frecuencia y se puede relacionar con la formación de budinas pinch and swell, observadas por Millán y Álvarez-Sánchez (1992). Estas variedades líticas forman capas graduadas de algunos decímetros a metros, desde una base de arenisca en ritmos de varios metros de potencia; adelgazándose hacia el tope de capas finas metapelíticas. En los afloramientos frescos son rocas verde oscuro, casi negro a verde claro, a gris claro a gris azulado.



Figura.152. Esquistos metaterrígenos (metagrauvas tufíticas) con intercalaciones de esquistos metapelíticos con estratificación conservada marcada por las metaareniscas. Formación El Tambor. Holoestratotipo en el Valle de Yaguanabo. Sur de la Cúpula de Trinidad. (Foto L. Bernal. IGP. 2010).

Metaareniscas carbonatadas.

Otras metaareniscas poseen matriz carbonatada y ocurren próximas a las de matriz silíceas con transiciones algo bruscas. No cambia la composición lítica ni la estratificación (Figura 153). En algunos casos tales transiciones podrían relacionarse con una metasomatosis carbonática de secciones locales de las areniscas. En otro caso no se excluye que se trata de facies de calcarenitas y calcilitas impuras o margas con mucho material vulcanoclastico redepositado que transitan a mármoles blanquecinos impuros. Tal parece ser lo último más probable, a cuenta de secciones en las que las areniscas carbonatadas se estratifican en ritmos monótonos con mármoles de tonos verdes y rosáceos, discretamente detríticos, derivados de calizas arcillosas o quizá margas. Los mármoles forman finas intercalaciones en capas desde centímetros a decímetros. En general, las areniscas muestran similares asociaciones minerales con clorita + epidota + actinolita + mica blanca + albita y carbonatos. Las proporciones cambian según la caracterización de un tipo u otro. Las grauvas oscuras de matriz silícea o metavulcanoclastica contienen mucha clorita e hidrobiotita, mientras en las carbonatadas la calcita se presenta generalmente mayoritaria con albita profusa y mica blanca.

⁵² El contenido de material volcánico permitiría llamarlas "tufitas líticas"; una roca vulcano-sedimentaria, al menos con un 50% de piroclastos cementados (Dott, 1964).



Figura.153. Facies con cemento calcáreo Formación El Tambor. Holoestratotipo en el Valle de Yaguanabo. Sur de la Cúpula de Trinidad. (Foto L. Bernal. IGP. 2010).

Metapelitas.

Las metapelitas foliadas coronan los ritmos de areniscas en calidad de componente aparentemente minoritario a causa de su menor espesor. En realidad son tan frecuentes como las areniscas y yacen en secciones de volumen equivalente. Incluso pueden predominar en algunas secciones en paquetes métricos, en cuyo caso suelen acompañarse de capillas rítmicas centimétricas de unos mármoles coloreados. Tanto las metaareniscas, metalimolitas como las metapelitas, poco meteorizadas; se destacan por tonos de un pardo oscuro a verde grisáceo, a veces amarillento. Los colores verdosos de estas rocas se deben a la gran cantidad de laminillas de clorita en la matriz, compuesta por feldespato-cuarzo-mica blanca o calcita. Alcanzan un tono casi negro en los cauces fluviales profundos y, en ciertos cortes, por un contenido acrecentado de grafito y clorita.

Intercalaciones calcáreas.

Las capas carbonáticas, derivadas de calizas intercaladas en los metaterrígenos son frecuentes en casi todos los afloramientos. Consisten de esquistos calcáreos y mármoles de grano fino a medio, a veces con un aspecto detrítico, posiblemente derivados de calcarenitas o margas. De espesor muy variable, se presentan como laminillas de milímetros a algunos centímetros a varios decímetros y como excepción hasta varios metros, alternadas dentro de los metaterrígenos. Las intercalaciones son rítmicas y aunque el espesor de las capas cambia frecuentemente la estructura rítmica no parece alterarse. Son de tonos verdes, rosados gris muy claro y hasta blanco, que recuerdan mucho los mármoles de la Formación Loma Quivacán. De rareza son oscuros y algo fétidos, con grafito y a menudo con una textura entre cataclástica o detrítica relicta (¿calcarenitas?), en cuyo caso son de colores oscuros, pardo oscuro a chocolate. También parcialmente similares a ciertos mármoles de la Formación Loma Quivacán. Cuando los mármoles coloreados predominan en el corte del Miembro Monforte, presentan una asociación mineral frecuente con clinozoisita, albita, mica blanca, clorita, actinolita, esfena ± hidrobiotita ± granate; más variada si se compara con los mármoles del Grupo San Juan, caracterizados por su mayor pobreza mineral metamórfica. La calcita y la albita son

los minerales predominantes. En un afloramiento observado al sur de La Sierrita, un mármol de grano grueso contenía fragmentos irreconocibles con aspecto de una lumaquela recrystalizada (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992). Esta observación, aunque aislada, sugiere cambios importantes en la profundidad de los fondos probablemente causadas por oscilaciones del litotopo.

Metasilicitas.

Otras rocas menos comunes son las metasilicitas. En los afloramientos se observan aisladas en capas decimétricas y de potencia métrica (hasta 10 m) solo en una ocasión. Se derivan de protolitos estratificados de tipo chert. Son análogos a los metachert de la Formación La Sabina. Probablemente tienen el mismo origen y, como ocurre en esa unidad, contienen manganeso. Con las metasilicitas se relacionan de modo poco claro unos mármoles azulosos a gris muy oscuro casi negros, grafiticos, aflorados en la parte superior de la Formación que podrían confundirse con mármoles del Grupo San Juan. No obstante, las metasilicitas de la Formación La Sabina también muestran esa relación con mármoles negros, por lo visto normal. También las metasilicitas parecen relacionadas con unos esquistos negros grafiticos (v. Figura 158). Se observaron por Stanik *et al.* 1981 y se atribuyeron a la parte superior de la Formación Yaguanabo. En realidad estos peculiares esquistos en cortes potentes pertenecen al Miembro San Blas de la Formación El Tambor.

Esquistos verdes apovolcanógenos.

Hacia la región del Hoyo de Padilla-San Narciso, al norte del poblado de La Sierrita, los cortes de la Formación El Tambor presentan ciertas diferencias con las secciones típicas observadas al Sur. En esa región la Formación contiene una elevada participación de esquistos verdes que parecen derivarse de un protolito tuftico o de verdaderas tobas redepositadas con escaso traslado. En un caso se observó un cuerpo de rocas verdes muy similares a los ortoesquistos de la Formación Yaguanabo, descritos en una localidad de la Formación Yaguanabo (Figura 129). La posición de este cuerpo con rasgos de lavas o cuerpo subvolcánico no está clara y podría tratarse de un bloque deslizado en el interior de El Tambor. Millán y Álvarez-Sánchez (1992, *inéd.*) consideran que el vulcanismo Yaguanabo se extinguió al comienzo de la sedimentación de El tambor, cuyos esquistos verdes (metalimolitas y metapelitas cloríticas) en las localidades más características, son más bien derivados detríticos de piroclastos redepositados o de arcillas producto de la alteración de rocas volcánicas primarias.

Brechas.

Rocas clásticas de grano grueso hasta el orden de brechas de bloques son poco frecuentes en los afloramientos (Figura 154) y se relacionan exclusivamente con las areniscas. No se observan en ellas clastos exóticos y al parecer son cognadas. Los fragmentos, angulosos o de forma lenticular, consisten de un mármol finamente laminado de tonalidad azulosa, observado en afloramientos próximos en capas delgadas de algunos decímetros. Otros clastos de la brecha son también nativos y consisten de una metaarenisca masiva polimíctica muy compacta. La matriz de los clastos es arenosa fuertemente cementada, por una masa pardo rojiza ferrosa, hematítica, o de manganeso. Las rocas que sirven de sustento a la brecha se muestran como una masa desordenada, terrosa en las que flotan unas concreciones esponjosas de limonita.

Estas brechas aunque poco vistas, son interesantes. Por su aspecto son comparables a las brechas ferralíticas que suelen observarse en la superficie de las cortezas de meteorización. Pero su posición dentro de secciones de origen marino permite suponerle un origen exhalativo, singenético. Como se verá en párrafos siguientes, esta hipótesis es coherente con el perfil metalogénico de la Formación El Tambor.



Figura.154. Brechas de la Formación El Tambor. Las flechas indican la fuente muy cercana de clastos de mármoles azules. Holoestratotipo en el Valle de Yaguanabo. Sur de la Cúpula de Trinidad. (Foto L. Bernal. IGP. 2010).

10.1.5.1. Miembro Monforte de la Formación El Tambor.

Autores.

Humberto Álvarez Sánchez y Guillermo Millán Trujillo.

Descripción original.

Franco Álvarez, G. L., et al., 1992, Léxico Estratigráfico de Cuba. Primera Edición. ISBN 978-959-7117-35-3. Editorial: Centro de Nacional de Información Geológica, La Habana. (pag. 350).

Primera publicación.

Huelves Alonso De, J. y Colectivo de autores, 2013, Léxico Estratigráfico de Cuba. Tercera versión. *Inst. de geol. y Paleont. Serv. Geol. de Cuba. La Habana. Cuba. ISBN: 978-959-7117-58-2.*

Historia.

Durante la cartografía de la región SW de la Cúpula de Trinidad (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992 inéd.), al sur del poblado de La Sierrita, se observó una sección potente de rocas calcáreas, metaterrígenas, silíceas y metatufáceas muy característica, con predominio de mármoles coloreados de tonalidades no habituales en las rocas calcáreas del Escambray. Interpretado como un posible olistolito de la Formación Loma Quivicán, los posteriores reconocimientos en el sector de La Sierrita aclararon la posición verdadera de esta peculiar sección. Yace completamente dentro de la Formación El Tambor, por cuya razón se describe como Miembro de esta Formación.

Origen del nombre.

Se deriva del caserío rural de Monforte, situado a 2.5 km al Sur del poblado de La Sierrita. De esta localidad parten caminos transitables que unen a La Sierrita con diferentes localidades geológicamente notables de la región en los poblados de San José; Yaguanabo y El Tambor y que permite conectar con la ciudad de Trinidad por la carretera asfaltada del circuito sur.

Localidad Tipo. Sección Tipo.

La Localidad Tipo se refiere a los alrededores del poblado de Monforte (Figura 155), sobre todo al SW de esta localidad; donde en la proximidad inmediata del terraplén La Sierrita-San José se pueden observar los afloramientos típicos. Las coordenadas Lambert aproximadas del centro de la localidad son: Norte: 238.48 y Este 574.15. La Sección Tipo se inicia a unos 100 m al WSW de Monforte, en el cauce del Arroyo Gavilancito que discurre hacia el NW y se extiende unos 260m en una sección casi continua con buen afloramiento a lo largo de un relieve suavizado de la depresión entre las alturas de Cerro Pico Blanco y la Loma de Los Cacaos, formado por promontorios de escasa altura. El afloramiento es prácticamente constante (Figura 156). El Miembro Monforte se ha reconocido en dos localidades relativamente distantes entre si: los alrededores del poblado de Monforte y en el Valle de Yaguanabo.

Composición litológica del estratotipo.

El corte del Miembro Monforte se distingue por la contribución dominante en el corte de unos mármoles coloreados por impregnaciones metálicas, destacados previamente en la sección normal de El Tambor como intercalaciones. Una característica resaltante en esta unidad, es la elevada saturación de manganeso probablemente de origen exhalativo. El contenido de manganeso disperso contribuye a la coloración llamativa de las rocas en mayor medida que la meteorización. A partir del cauce del Arroyo Gavilancito se repiten las secciones de mármoles, en paquetes entre 5, 10 y 20 m de potencia y capas individuales de 1 m a 0.5 m, intercalados entre paquetes de metasilitas y metaareniscas de tonos verdosos, rosáceos que parecen derivarse de grauvacas y tufitas (Figura 156). Estas rocas, en la continuación de la sección, alternativamente predominan sobre los mármoles coloreados, mientras que en siguientes secciones predominan las rocas carbonatadas sobre las metaterrígeno-silíceas. La roca más notable y diagnósticas de este Miembro son los mármoles de tonos claros. Comúnmente son verdes, grises muy claros, gris verdoso, blancos, rosáceos y hasta violáceos. Contienen bandas de esquistos calcáreos impuros, poliminerales compuestos calcita-cuarzo-albita-mica blanca-clorita-epidota-esfena y, ocasionales grandes cristales de granate incoloro, aplastados por la esquistosidad dominante; alterados por clorita y mica blanca. Estas bandas suelen alcanzar unos centímetros de potencia y menudear en el corte, resaltando el bandeo metamórfico y mineral de los mármoles, cuyo intenso plegamiento revela muy bien sus mesoformas.

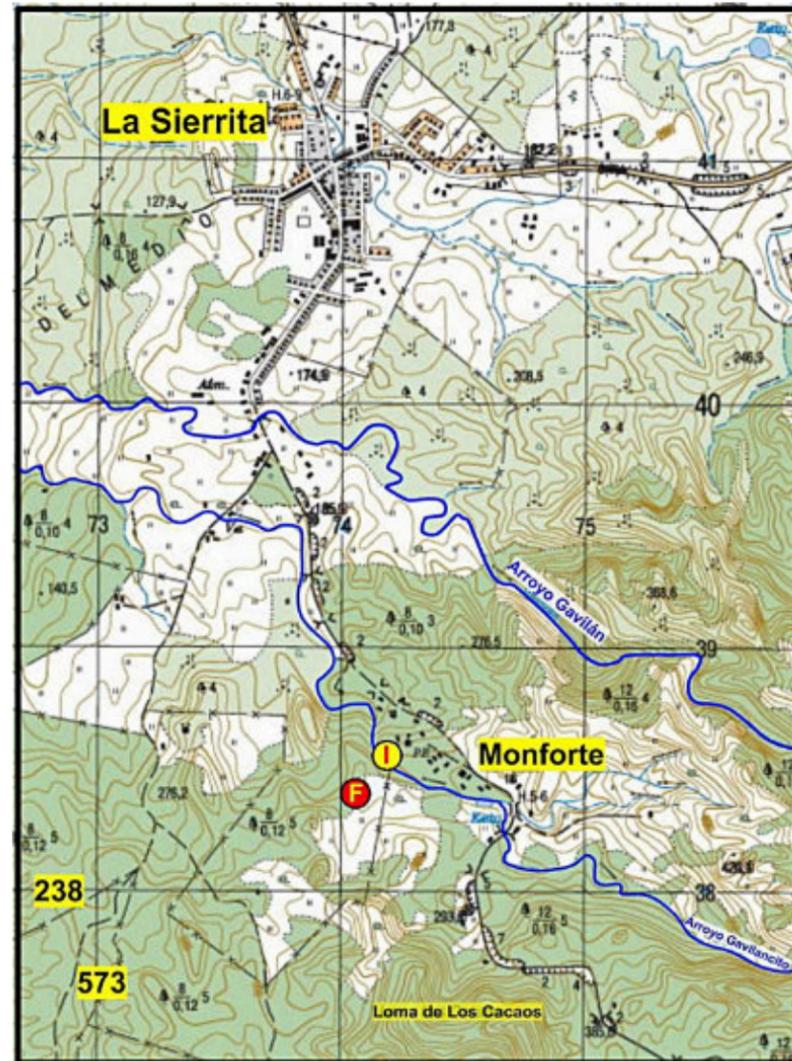


Figura.155. Localidad Tipo y Holoestratotipo del Miembro Monforte de la Formación El Tambor. Las coordenadas Lambert del Punto Inicial son: Norte 238.50 y Este 574.30 y del Punto Final: Norte 238.40 y Este 574.07. Hoja Topográfica La Sierrita 4181 IV-b. 1:25,000. Edición 2011. (según gráfica de Álvarez-Sánchez, 1991).

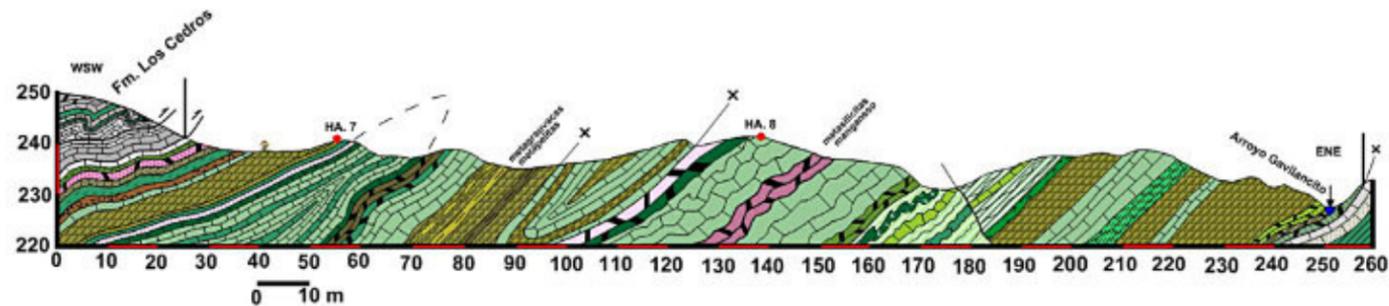


Figura.156. Perfil esquemático por el Holoestratotipo del Miembro Monforte. Formación El Tambor.

Mármoles.

Los mármoles coloreados del Miembro Monforte, son completamente inconfundibles. Una litología integrante de la unidad contribuye notablemente a su distinción. Estas son las metasilicitas muy saturadas de manganeso, en intercalaciones delgadas o como paquetes de algunos metros de potencia. Son de color verde rosáceo a verde claro a chocolate oscuro. Equivalente papel lo representan las metaareniscas que se expresan rítmicamente, aunque subordinadamente en la sección, cuya composición parece indicar que se derivaron de un protolito de verdaderas grauvacas. Son graduadas en finos intervalos coronados por metapelitas lustrosas. Unos esquistos epidoto-cloríticos, al parecer retrógrados, se observan intercalados en las capas de metagrauvacas cuya composición y textura representa sedimentos vulcanomícticos, probablemente tufitas, redepositadas en la sección.

10.1.5.2. Miembro San Blas de la Formación El Tambor.

Historia.

Millán y Díaz Machín (1988), en la región de San Blas de la Cúpula de Trinidad, destacaron unos esquistos negros, mármoles y metasilicitas; muy grafiticos, llamándolos Formación San Blas y considerándola equivalente de la Formación El Tambor, definida en 1983. Esta facies de esquistos negros era de espesor y área aflorada, solo en la localidad de San Blas. Por tanto, más real denominarla como miembro de la Formación El Tambor y no como "Formación San Blas"; ya que numerosos sitios con esquistos grafiticos menudean en el territorio sin una clara relación con El Tambor (o ninguna). Tal precisión se realizó; desde un campamento permanente en la localidad de La Sierrita por Millán y Álvarez-Sánchez (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, *inéd.*), quienes establecieron la composición actual de la Formación El Tambor y su división en los Miembros Monforte, San Blas y la parte innominada para secciones no diferenciadas.

Autores.

Guillermo Millán Trujillo y Humberto Álvarez Sánchez.

Descripción original y primera publicación.

Debe existir cierta confusión de fechas en los documentos. El nombre "Miembro San Blas" no existía en 1988, como aparece en la primera edición del léxico Estratigráfico de Cuba (Franco Álvarez *et al.*, 1992, pagina 438) ya que el nombre de ese intervalo litológico era Formación San Blas. Su definición como Miembro San Blas solo aparece en Millán y Álvarez Sánchez (1992, inédito). Dicho nombre y categoría estratigráfica no aparece en Millán y Somin 1985a (*v. et.* epígrafe 3.12) ni tampoco en Millán y Somin 1985b (*v. et.* pag. 21). Este mismo error o deficiencia en la sucesión temporal en el establecimiento de una nueva unidad litoestratigráfica se mantiene en la tercera edición del Léxico Estratigráfico de Cuba (Huelves Alonso *et al.*, 2013; pagina 300). Según tales antecedentes, el Miembro San Blas de la Formación El Tambor, no se ha publicado, a menos que se considere tal la descripción del Léxico Estratigráfico de Cuba (Huelves Alonso, *ibid.*).

Origen del nombre.

El nombre se deriva del poblado rural de San Blas, localizado en la carretera La Sierrita-Topes de Collantes. Parte occidental de la Cúpula de Trinidad, del Macizo metamórfico Escambray.

Localidad Tipo. Sección Tipo.

Se circunscribe a un área relativamente pequeña al este del poblado de San Blas. El Holoestratotipo fue definido en un corte continuo de la carretera La Sierrita- Topes de Collantes; al Este del poblado rural de San Blas (Figura 157). La unidad aflora en un cuerpo destacado a poco menos de 1 kilómetro al Este del poblado San Blas y, abarca un área de

unos 4 km². Existen excelentes afloramientos en el valle profundo del Río Mataguá, que disecciona profundamente al Miembro San Blas.

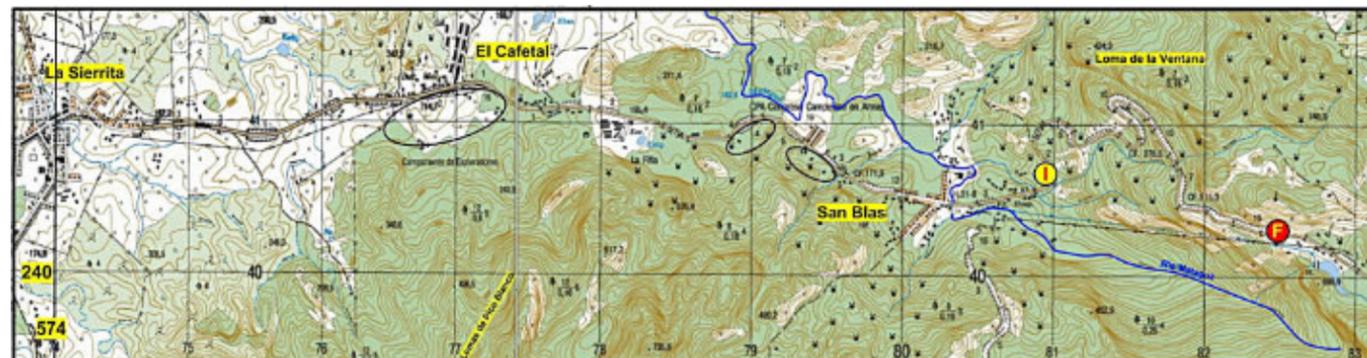


Figura.157. Situación geográfica del Holoestratotipo del Miembro San Blas. I: Inicial. F: Final. Coordenadas Lambert iniciales Norte 240.60 y Este 580.95 y finales 240.30 y Este 582.40 Hojas topográficas La Sierrita 4181-IV-b y El Sopapo 4181-I-a. Escala 1:25,000. Servicio Hidrográfico y Geodésico de Cuba. Las áreas delimitadas con óvalos son afloramientos de los esquistos negros San Blas. (Gráfica de 1992 actualizada a 1:25,000).

Composición petrográfica-mineralógica del Holoestratotipo.

El Miembro San Blas es una sucesión de esquistos metaterrígenos, metasilicitas y calcoesquistos muy impuros, estratificados. Los metaterrígenos son metapsamíticos finos y metapelíticos derivados de lutitas carbonosas (sapropelitas), en estratos milimétricos bandeados. En ocasiones intensamente carbonatizados secundariamente y caracterizados por la recristalización metamórfica de materia orgánica, resultante en una elevada saturación de grafito diseminado, o concentrado hasta constituir verdaderos esquistos negros grafiticos (Figura 158).

La sección de base comienza por los esquistos metaterrígenos muy grafiticos, con intercalaciones repetitivas de cuarcitas metasilicíticas también grafiticas. Hacia arriba dominan los metaterrígenos y las metasilicitas se subordinan, mostrándose solo en capillas muy delgadas. En el corte aparecen intercalaciones de mármoles grises hasta negros que pueden alcanzar hasta varios metros de potencia, con intercalaciones de esquistos calcíticos grafiticos. Los mármoles son de grano fino a medio, de tonos oscuros, hasta negros. Los últimos alcanzan contenidos de grafito de varios %s como norma. Las capas, a menudo convertidas en budinas, puede alcanzar desde algunos centímetros con finas intercalaciones de los esquistos negros metaterrígenos o formar paquetes de hasta 10 m, con intercalaciones de esquistos calcáreos bandeados, también grafiticos. Las metasilicitas se intercalan en capas finas desde algunos milímetros o centímetros que, a veces, forman paquetes de varios metros de potencia, frecuentes hacia la base, cuando el Miembro San Blas aflora en contacto con la Formación La Sabina. Las metasilicitas conservan estratificación primaria y se derivan de chert recristalizado. La saturación de grafito de San Blas lo distingue de la parte no dividida de la Formación.

Los esquistos metaterrígenos, característicos de la unidad, contiene asociaciones metamórficas con cuarzo-albita-mica-blanca-clorita-clinozoisita-epidota, con esfena y grafito. En ocasiones, con finas agujillas de actinolita. Los minerales accesorios son turmalina, apatito y piritita. En ocasiones aparecen bandas lenticulares enriquecidas en cuarzo y albita. En ocasiones, en los esquistos metapsamíticos más gruesos se conservan fragmentos detríticos relicticos de cuarzo y granos de circón semiredondeados. Las cuarcitas metasilicíticas contienen mica blanca y grafito y a veces también clinozoisita. A menudo, son granatíferas. Los esquistos calcíticos contienen cuarzo-albita-mica blanca-clorita-esfena-grafito y agujillas de actinolita.



Figura.158. Esquistos negros grafiticos del Miembro San Blas de la Formación El Tambor al sur del Valle de Yaguanabo. La sección es relacionada a la parte superior de la Formación Yaguanabo en el original. En realidad se trata del Miembro San Blas de la Formación El Tambor. Foto original de Bedrich Mlcoch de la Expedición Escambray I. 1981.

Rasgos metalogénicos.

Álvarez-Sánchez (1989, inédito) designó los esquistos enriquecidos en materia orgánica carbonosa del Miembro San Blas como candidatos para la mineralización aurífera microdispersa, sobre la base del levantamiento geoquímico de las Expediciones Escambray I y II y, al considerar factible la argumentación de Stanik (en Stanik *et al.*, 1981) sobre granitoides en el substrato del Escambray. Álvarez-Sánchez (*ibid.*) supuso que una mineralización microdispersa de oro de tipo "Carlin" (Tabla 6), podría existir en esta región, asociada a los esquistos negros de grafito (Álvarez Sánchez, *ibid.*); primera referencia sobre la posible existencia de este tipo de mineralización en el Escambray⁵³.

Una particularidad importante del Miembro San Blas es la alta concentración de piritita, con cristales de sulfuros de cobre. En los cortes fluviales profundos del Río Mataguá y los avenamientos confluentes desde el Macizo de Pico Blanco, los esquistos negros de San Blas contienen capas de metalutitas carbonosas con un 20% de piritita en la masa. Estos rasgos no son observables en los cortes superiores donde la meteorización ha convertido los sulfuros en hidróxidos de hierro,

⁵³ La amplia difusión de secuencias calcáreas finamente estratificadas, ricas en materia carbonosa, especialmente relacionadas a influencias volcánicas, los estadios de hidrotermas y la existencia de fuentes energéticas intrusivas, dan lugar a las premisas geológicas para la ocurrencia en el Escambray de depósitos auríferos de tipo Carlin (Álvarez-Sánchez, 1989. Primer Congreso Cubano de Geología).

Tabla.6. Características de los depósitos epitermales oro-plata de tipo Carlin.

Localización	Localizados en rocas entrampadas en zonas de sobrecorrimientos imbricados.
Control tectónico	La mineralización ocurre en masas de rocas bajo ventanas tectónicas cabalgadas por masas de sobrecorrimiento. Fallas normales de gran ángulo cortan los sobrecorrimientos y sirven de control principal de las menas.
Ganga	Rocas carbonatadas finamente laminadas, enriquecidas en materia orgánica (0.3-5%)
Alteraciones	Silicificación, argilitización, a veces dolomita secundaria, dickita, caolinita, illita.
Presentación del mineral	El oro ocurre en asociación con cuarzo y en el interior o junto con granos de pirita. El oro es de granulometría muy fina (micrones).
Control	Zonas tabulares intensamente silicificadas referidas a "jasperoides" como muy importante característica.
Secundarios	Venillas de calcita con barita, sulfidos, rejalgar, oropimente, stibnita y cinabrio
Geoquímica	Anomalías de arsénico y mercurio

En la región SW de la Cúpula de Trinidad, existe campos anómalos asociados con anomalías de cinabrio, plomo, zinc, cobre nativo y oro nativo, así como anomalías espectrales de antimonio, estroncio y molibdeno; acompañadas de scheelita (este último en pruebas de control de la Expedición Escambray I) (Figura 159).

Con este espectro de indicios, la Compañía panameña MinaAmérica Corp., a través de sus subsidiarias MinaAmerica Cuba, S. A. y Cabo Ventures Inc., con derechos concesionarios sobre la región SW de la Cúpula de Trinidad, realizó la exploración de un territorio de 1,032 Km². Los resultados del levantamiento geoquímico (Figura 160) de la parte central reveló el alto potencial del territorio. Mineralización enriquecida en oro (Tabla 7) y otros metales, es conocida como una regularidad en estas rocas con altas concentraciones de materia orgánica (Bagby and Berger, 1985; Large et al., 2011).

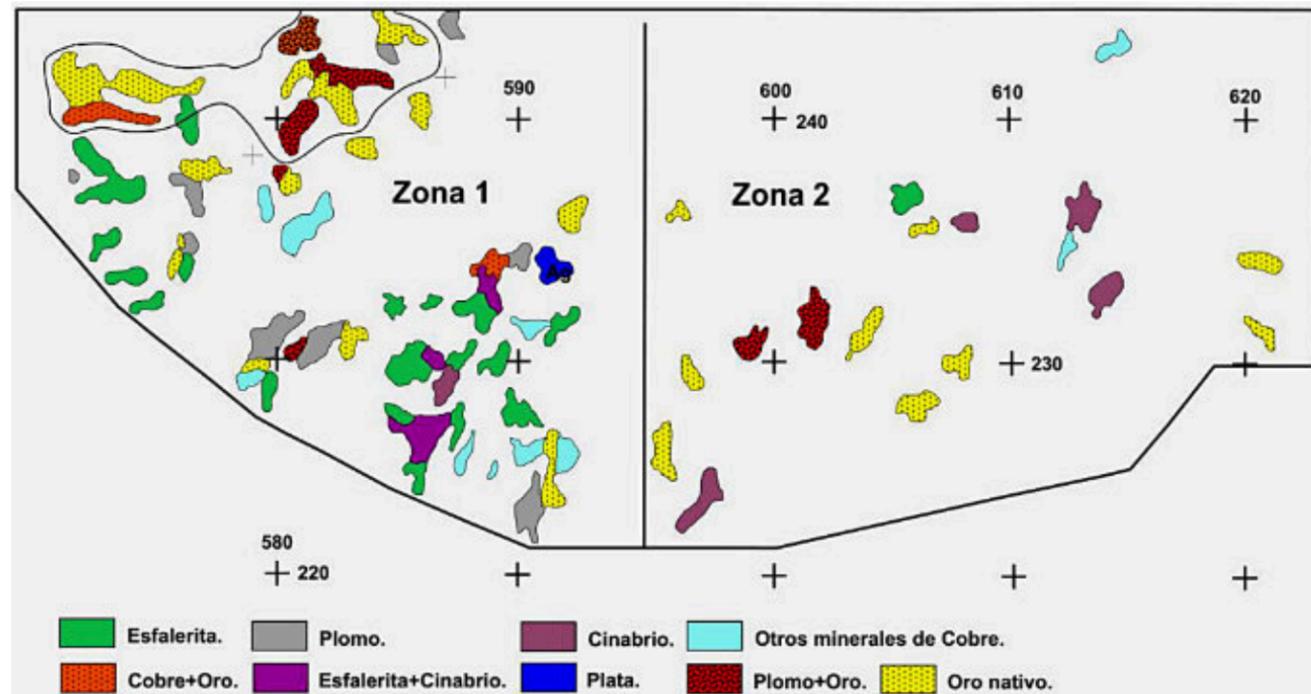


Figura.159. Esquema de las anomalías geoquímicas complejas de lavado de sedimentos (pannigs) provenientes del levantamiento geoquímico de la Expedición Escambray I (Stanik et al., 1981). Este material sirvió a la Cia. MinAmerica durante 1994 a 1996 para delimitar el territorio a levantar separado en dos zonas pronosticas. Dentro de la figura de contorno sinuoso se encuentran anomalías de oro que parecen relacionadas con áreas de dispersión de los esquistos negros San Blas (Grafico de MinAmerica Corp. Panamá).

Tabla. 7. Esquistos negros de El Tambor (ppm) (Pardo y Rodríguez, 1993).

P/N	V	Cr	Co	Ni	Mo	Cu	Zn	Pb	Ag	Cd	Ba	Mn	Y	As	Au g/t)	Bi	Sn
LT-46	260	331	31	83	<10	59	59	44	6	4	233	1340	109	3	<0.05	<8	14
LT-47	307	357	32	117	10	68	132	44	14	6	667	3305	150	2	0.3	<8	20
LT-48	248	283	28	90	<10	110	69	42	8	4	674	2444	97	3	0.2	<8	<12
LT-49	328	364	53	154	20	122	195	45	16	3	1160	2594	152	3	0.3	11	24
LT-50	261	396	33	105	<10	49	104	42	16	5	<225	3940	146	3	<0.05	15	36

El enriquecimiento de minerales básicos y oro en estos esquistos puede deberse a la actividad de las bacterias en las reacciones redox, pero también por los procesos hidrotermales en una cuenca profunda (Aliyari et al., 2012). El proceso comúnmente más aceptado como mecanismo de enriquecimiento, es sin embargo, la precipitación de sales metálicas provenientes de salmueras hidrotermales, las cuales serían precipitadas por las condiciones reductoras de la materia orgánica. La fuente térmica de las soluciones activas provienen de intrusiones félsicas (granitos, granodioritas) provenientes de la corteza media y profunda que transportan oro (Figura 161).

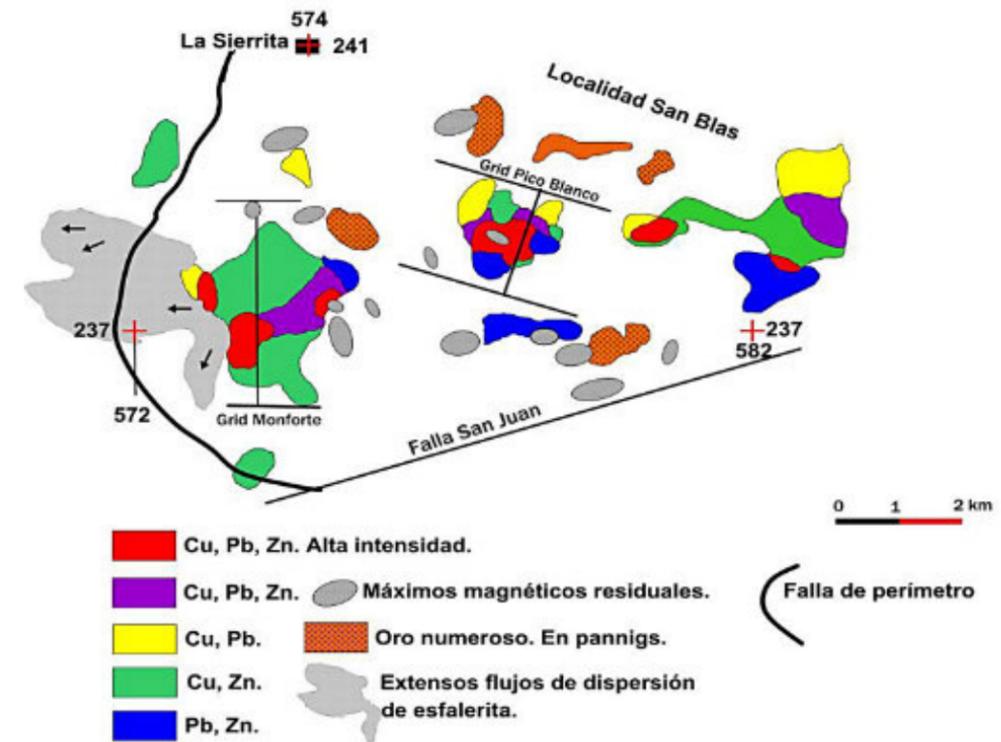


Figura.160. Esquema de las anomalías geoquímicas complejas provenientes del levantamiento de la Cia. MinAmerica durante 1994 a 1996. El esquema revela particularidades de la distribución de los metales. Los metales básico se concentran en los restos erosivos de los nappes jurásicos. El oro en las unidades del autóctono relativo donde predomina el Grupo La Sierrita (Según Álvarez-Sánchez, 1996. MinAmerica, Panamá).

Relaciones estratigráficas y tectónicas.

Al sur del Valle de Yaguanabo; El Tambor yace sobre la Fm. Yaguanabo en un contacto tectónico marcado por serpentinitas (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992); pero al oeste del Valle Hoyo de Padilla en el recodo NW de la cúpula, El Tambor descansa sobre Yaguanabo en un contacto de transición rápida, sin evidencias de tectónica. En esta misma

región, próxima con la Falla Marginal del Escambray, se observa un corte notable (Figura 162) con El Tambor sobre Yaguanabo y este sobre la Fm. Los Cedros, con la Fm. Loma Quivacán, reducida a solo algunas capas.

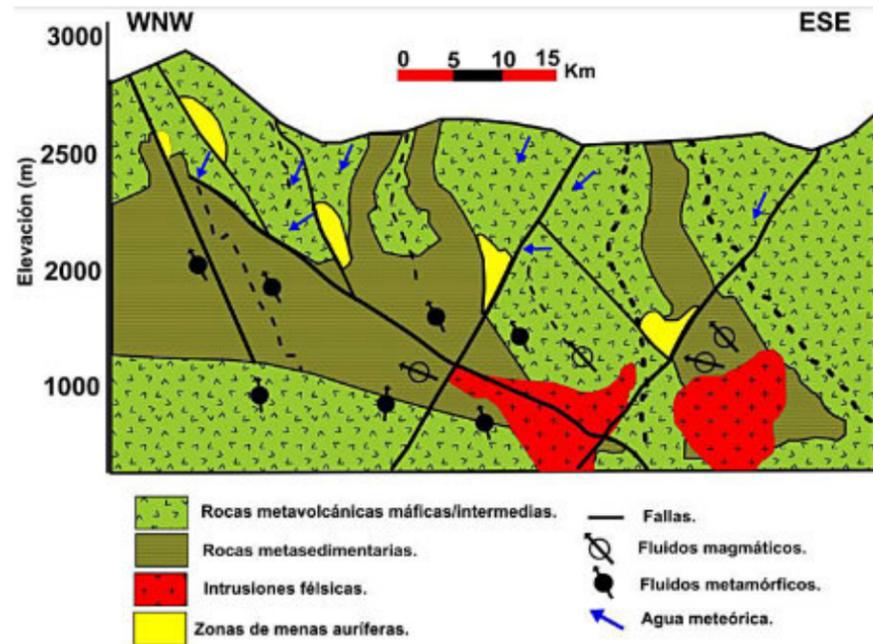


Figura.161. Modelo genético general esquemático para la formación de depósitos de oro mediante fluidos metamórficos producidos por la desvolatilización de rocas de la corteza y fluidos magmáticos originados en las intrusiones félsicas, en la Zona Sanandaj-Sirjan (Irán) (simplificado de la Figura 9 de Aliyari et. al., 2012).

La sección de la Figura 162, confirma con seguridad la sucesión Los Cedros-Yaguanabo-El Tambor, como una de las variantes estables de sucesión del Grupo La Sierrita (Millán y Álvarez-Sánchez, *ibid.*). En esa misma región, al SW del Hoyo de Padilla, se observa un contacto sinuoso entre la Fm. El Tambor y la Fm. Los Cedros, interpretado como probablemente estratigráfico. Esta relación, con la falta de Yaguanabo, con cortes potentes en esa misma región, es dudosa y requiere confirmación. Al este del Hoyo de Padilla, en la región de La Sabina, y en dirección por el camino a San Blas, El Tambor se relaciona con la Fm. La Sabina (v. et. Figura 137) mediante cabalgamientos postmetamórficos, donde La Sabina cubre a la Fm. El Tambor, aunque la relación primaria debe ser la contraria.

En efecto; en la localidad tipo del Miembro San Blas, los esquistos gráficos descansan sobre la Fm. La Sabina, en un contacto de transición, muy complicadas por plegamiento. Es probable que el Miembro San Blas sea un elemento de transición entre las Formaciones La Sabina y el Tambor, más bien que un miembro de la última. Sin embargo, la especial distribución geográfica de estas peculiares rocas impide, hasta ahora, comprobar esta posibilidad. La litología de San Blas no se observa convincentemente en relación de transición con las restantes unidades de la Fm. El Tambor. No obstante rocas equivalentes aparecen como intercalaciones episódicas dentro de la parte innominada de la Formación (v. et. Figura 158). En San Blas el tope de la sección se muestra truncado por sobrecorrimientos de nappes de Mármoles San Juan con restos de la Fm. Loma Quivacán (Figura 163). Al sur de La Sierrita, El Tambor (San Blas) aparece cabalgado por el Nappe Monforte.

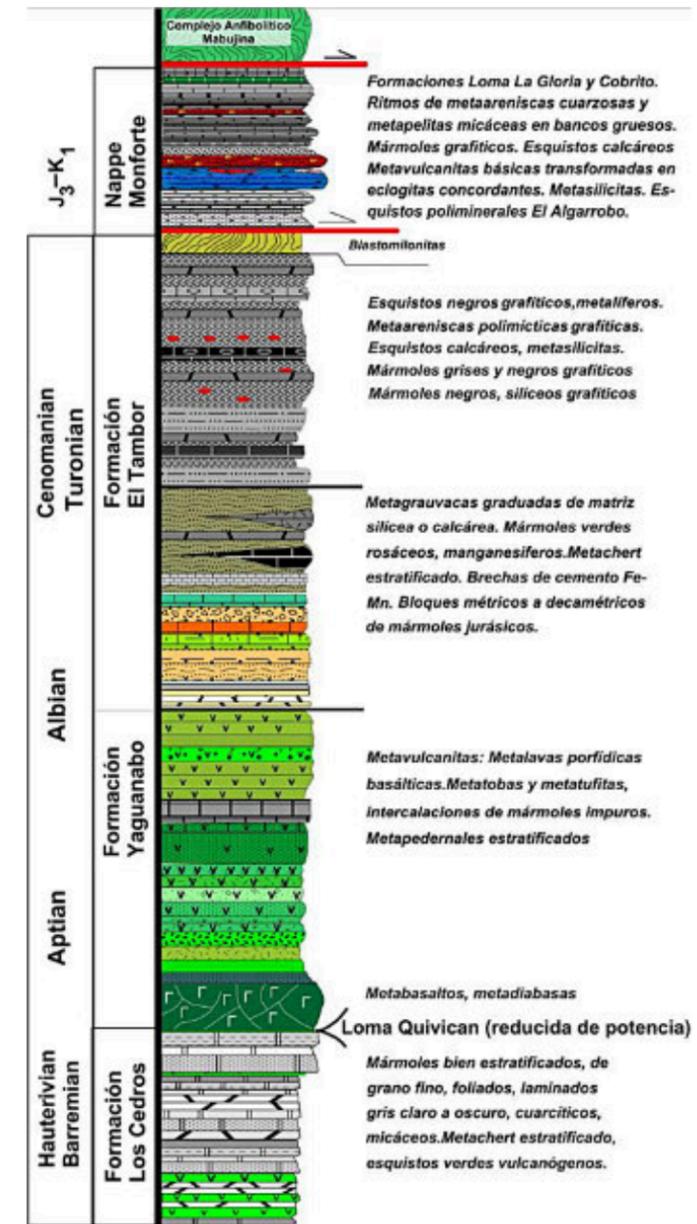


Figura.162. Posición estratigráfica de El Tambor en el terraplén Hoyo de Padilla-Las Moscas, Oeste de la Cúpula de Trinidad. La sección yace bajo el Nappe Monforte, integrado por la Formación Loma La Gloria y el Miembro La Horqueta de la Formación Cobrito. Hacia el borde externo, se observa el contacto tectónico profundamente reelaborado del Complejo Anfibolítico Mabujina (Gráfica de Álvarez-Sánchez, 1991).

Las observaciones de campo sugieren que el Miembro Monforte, se encuentra por completo dentro de la Fm. El Tambor; como un cuerpo lenticular o de varios cuerpos algo separados entre si. A lo largo del perfil tipo (Figura 156) la sección Monforte yace en una pequeña ventana tectónica bajo el cabalgamiento de escamas de la Fm. Los Cedros, pero hacia el NNW se produce un aparente contacto con un diminuto sector de afloramiento de la Fm. La Sabina de naturaleza no aclarada. Esta relación es similar a la observada en la localidad de La Sabina, ilustrada por la Figura 137 y probablemente de la misma condición tectónica. El corte muestra claras evidencias de un plegamiento apretado similar isoclinal a similar abierto, una separación en secciones limitadas por fallas concordantes de presión y pliegues locales decamétricos similares a Chevron.

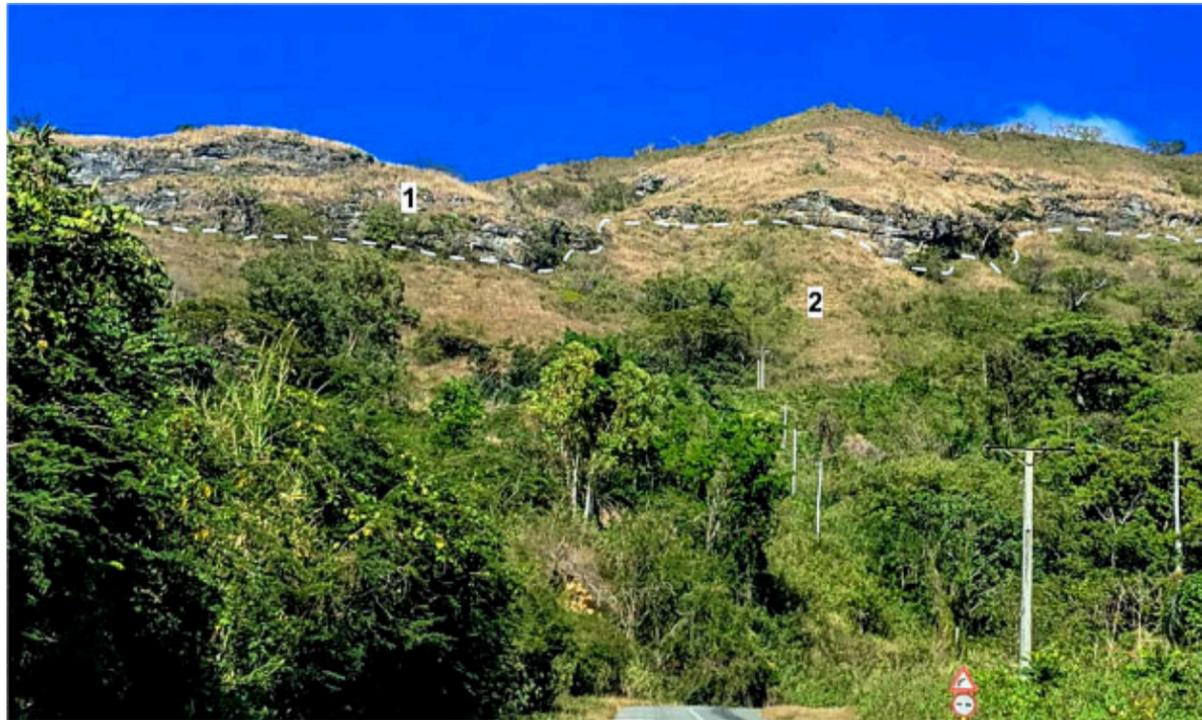


Figura.163. Posición tectónica de la Formación El Tambor (2) bajo los restos de un nappe de la Formación Collantes (1). Ladera septentrional de las elevaciones a lo largo de la carretera Topes de Collantes-La Sierrita, entre El Cafetal y Las Vegas. Cúpula de Trinidad (sobre foto modificada de la Web Flickr).



Figura.164. Posición tectónica de la Formación El Tambor (3) bajo los restos de un nappe de la Formación Collantes (1). Una capa de mármoles gráficas estratificadas (2) yace sobre Collantes en un contacto no aclarado. La sección se corona por una masa carsificada (3) de mármoles de capa media a gruesa posiblemente pertenecientes a la Formación Mayarí. Ladera septentrional de las elevaciones a lo largo de la carretera Topes de Collantes-La Sierrita, entre El Cafetal y Las Vegas. Cúpula de Trinidad (Foto modificada de Web Flickr).

Estos cambios notables de posición estratigráfica en distancias escasas (Figura 165), que dan una impresión de caos, resultan de la influencia de varios factores que contribuyeron a la imagen de la estructura actual. Primero a causa de los sobrecorrimientos, la reducción de espacio y aproximación de segmentos de cortes estratigráficos con diferentes

órdenes de sucesión, que estuvieron primitivamente muy alejados. A seguidas unidades tectónicas ya superpuestas; yacentes en un mismo nivel de base; se encuentran verticalizadas por el plegamiento. Finalmente, fallas de cabalgamiento de fuerte declive y sistemas de fallas post-metamórficas producto de las deformaciones tardías relacionadas con el ascenso del Macizo Escambray desde la profundidad.

La asociación y sucesión de tales eventos es la causa compleja de la impresión que se recibe. Las consecuencias son que ciertos perfiles regionales del Escambray sean calificados inconsistentemente como "mélanges⁵⁴" y en algunos casos como "megamélanges".

No obstante todo lo dicho anteriormente, debe saberse que, partes de la Fm. El Tambor contienen secciones confundibles con otras partes de formaciones estratigráficamente muy próximas a su corte y posición. Tales son paquetes de metachert muy similares a los de la Fm. La Sabina; esquistos verdes apotufíticos equivalentes a los de la Fm. Yaguanabo y mármoles coloreados comparables a los de la Fm. Loma Quivacán. Futuras investigaciones deben disipar las dudas que se derivan de estas observaciones y precisar con mayor detalle la posición estratigráfica y las interrelaciones de la Fm. El Tambor con las Fms. La Sabina y Yaguanabo; incluso con las Fms. Cobrito y Los Cedros.

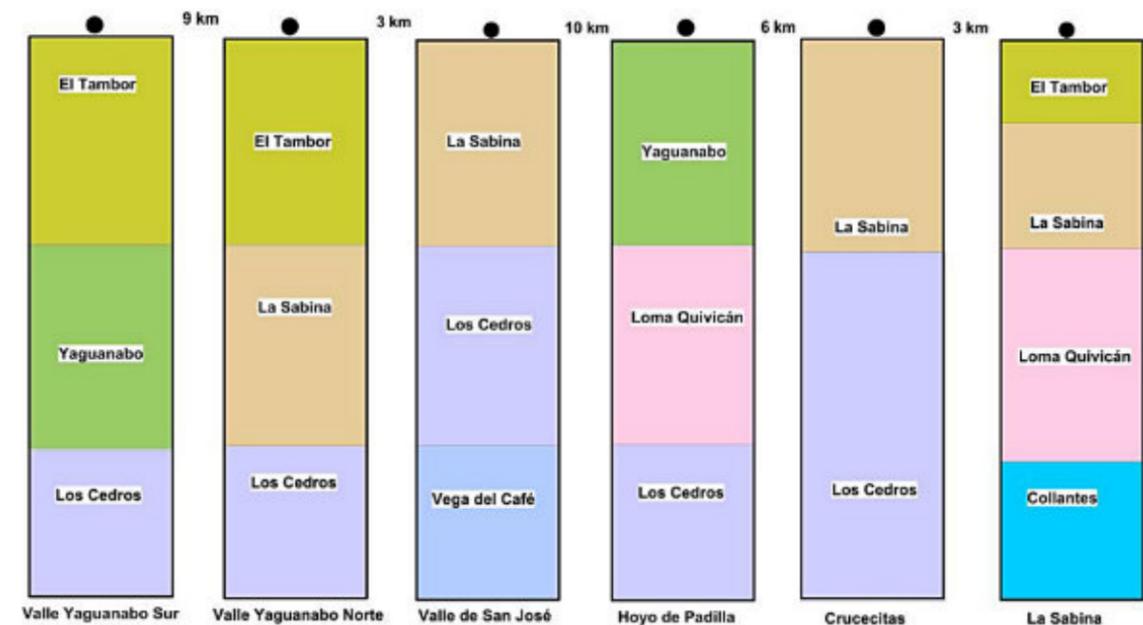


Figura.165. Posición estratigráfica de varias Formaciones del Grupo La Sierrita en perfiles descritos en la Cúpula de Trinidad. A partir del límite meridional del occidente de la cúpula, una línea une las diferentes secciones desde el Valle de Yaguanabo en el extremo sur, hacia el norte, hasta los Valles intramontanos de Hoyo de Padilla-San Narciso y las regiones de Crucecitas y La Sabina. La distancia recta entre las secciones se indica.

10.1.5.3. Otras características de la Formación El Tambor.

Espesor.

Al Sur de Yaguanabo, en la Sección Tipo, El Tambor alcanza cerca de 300 m. Al tomar en cuenta el plegamiento, la verdadera potencia de la unidad probablemente no superaba el centenar de metros; entre 60 a 80 metros de potencia. El Miembro Monforte alcanza un espesor aparente cercano a los 200 m, al sur de La Sierrita. Espesores reducidos a 20, e inclusive a 5 metros, se observan dentro de la unidad principal de las areniscas.

⁵⁴ La palabra "mélange" hace tiempo que perdió significado genético o dimensional. Como quiera que la palabra ya carece de los atributos que le fueron asociados durante años; una brecha tectónica, una olistostroma y hasta un horizonte de conglomerados que sufrieron un proceso de deformación tectónica fuerte y recristalización, pueden ser llamados un mélange. En la conferencia de Penrose sobre Mélanges (1978), Silver y Beutner (1980) sugirieron que, en un escenario complejo en el que se aplica el término mélange, debería usarse solo de manera descriptiva, acompañado de adjetivos (tectónicos, sedimentarios y diapíricos) que indiquen los procesos relativos de formación de mélange. Como señalan Swarbrick y Naylor (1980) es preferible la utilización de la palabra "mélange" de forma emergente o provisional mientras no se encuentra un término mejor para aplicar. (Nota de los Autores).

Algunas secciones del Miembro San Blas en la región de sus afloramientos típicos alcanzan entre 100 a 150 m. La potencia aparente de la Formación es comparable con algunas unidades metaterrígenas de la base estratigráfica del macizo Escambray. La cifra real es desconocida. Quizá sea demasiado apresurado concluir sobre este aspecto, a causa del intenso replegamiento de las rocas y la frecuente tectónica de escamas, incluso dentro de una misma secuencia de rocas.

Rasgos distintivos de la Formación El Tambor.

Los esquistos grafiticos del Miembro San Blas lo distingue del resto de la Fm. El Tambor. Más difícil es diferenciarlo de las formaciones metaterrígenas jurásicas, equivalentes a la Fm. San Cayetano de la Cordillera de Guaniguanico, cuando estas contienen secciones espesas de esquistos grafiticos. Un examen atento permitiría diferenciar esta facies de otros esquistos grafiticos negros y esquistos metapsamíticos y metapelíticos grafiticos con mármoles, que se pueden observar en la Fm. Cobrito del Grupo San Juan. Ayuda en su distinción su posición estratigráfica clara sobre la Fm. La Sabina, pero esto en su localidad tipo, a lo que se añade sus relaciones interdigitadas o intercalaciones respecto a la parte innominada de las areniscas.

Las calizas del Miembro Monforte deben entenderse como inconfundibles. Determinante es la coloración verde, rosácea, blanquecina y violácea por el manganeso diseminado, las metasilicitas muy saturadas de manganeso, así como las capas de grauvacas pardas intercaladas. A esto contribuye las relaciones de contacto con las Fms. La Sabina; Los Cedros y Yaguanabo, en algunas localidades.

Edad de la Formación El Tambor.

No se ha encontrado evidencia fosilífera reconocible en la Fm. El Tambor. Las lumaquelas encontradas en mármoles al sur de La Sierrita (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992) no tuvieron otra utilidad que la de indicar profundidad de los fondos en facies locales. Los radiolarios de las metasilicitas del Miembro San Blas están demasiado recrystalizados. Por su posición estratigráfica sobre la Fm. Yaguanabo, en el valle del mismo nombre y, sobre la Fm. La Sabina, en otros cortes presuimos que la Fm. El Tambor, tiene una edad de Cretácico Inferior tardío a parte baja del Cretácico Superior temprano; probablemente Cenomaniano a Turoniano. La base para esta asignación en parte se basa en consideraciones de correlación regional de eventos y comparaciones con las unidades de la Cordillera de Guaniguanico, equivalente del Macizo Metamórfico Escambray.

En todas las localidades El Tambor parece culminar la sección total del Grupo La Sierrita y en la totalidad de las regiones de afloramiento en la Cúpula de Trinidad, esta formación yace bajo los mantos tectónicos del Grupo San Juan en el centro Sur y septentrional de la Cúpula. Por esta razón y por su posición estratigráfica y relaciones estables con el resto de las unidades del Grupo La Sierrita, Millán y Álvarez-Sánchez (1992 y en Millán y Somin, 1985a) consideran a la Fm. El Tambor, como la formación más joven y la más alta del total del corte del Macizo Metamórfico Escambray.

Posibles correlaciones.

Si es aceptable la edad del Cretácico Inferior tardío a parte baja del Cretácico Superior (probablemente hasta Cenomaniano-Turoniano) basada solo por su posición estratigráfica, El Tambor podría ser correlativa en edad con algunas unidades de la Sierra del Rosario, de la Cordillera de Guaniguanico de Cuba occidental.

En un rango tan amplio de edad son varias las formaciones en esta región dentro de esa posibilidad. Entre ellas se encuentran la Fm. Polier de edad de Valanginiano al Albiano (Pszczótkowski *et al.*, 1975; Pszczótkowski, 1978) y su Miembro El Roble (Pszczótkowski, 1975) de su parte superior (Figura 166). En un nivel siguiente se encontrarían las Fms. Pinalilla del Albiano a Turoniano (Pszczótkowski, 1976); Carmita del Cenomaniano-Santoniano (Albiano-Cenomaniano, según Cobiella, 2000) (Truitt, 1953) y Moreno del Santoniano-Campaniano (Pszczótkowski, 1976). Ninguna de estas unidades es, por completo, un buen equivalente litológico de la Fm. El Tambor y el metamorfismo no contribuye en las comparaciones; si bien todas ellas fueron depositadas en ambientes de hemipelágicos a batiales como El Tambor y, algunas contienen secciones que sí pueden ser parciales equivalente faciales o en mecanismos de sedimentación.



Figura.166. Miembro El Roble de la parte superior de la Formación Polier (Berriasiano-Albiano). Cinturón Norte de la Sierra del Rosario. Cuba occidental (Foto cortesía de Claudio Bartolini).



Figura.167. Formación Carmita (Cenomaniano-Turoniano) de los cinturones sur y norte de la Sierra del Rosario (Foto cortesía de Claudio Bartolini).

El Miembro El Roble de Polier contiene areniscas y lutitas turbidíticas, estratificados en capas medias graduadas con abundantes bioglifos, intercalados con calizas micríticas y detríticas.

La Fm. Carmita (Figura 167), contiene turbiditas calcáreas en secciones de hasta 10 m de potencia (Pszczolkowski, 1999). Las semejanzas litológicas con El Tambor, son más bien moderadas. Sin embargo, en el Escambray rocas calcáreas verdes, rojizas, gris muy claro y chocolate claro, solo se encuentran en las Formaciones Los Cedros y Loma Quivacán y, más notables en el Miembro Monforte de la Fm. El Tambor.

Estas rocas peculiares, tanto en la Cordillera de Guaniguanico como en el Escambray; en un rango temporal similar o igual, depositadas todas ellas en condiciones de pelágicas a batiales; muestran claras evidencias de la dispersión de óxidos metálicos ferromanganesíferos relacionados con la actividad exhalativa del vulcanismo coetáneo o procesos de fragmentación continental en el substrato profundo.

La Fm. Moreno, consiste de calizas margosas, lutitas, limolitas areniscas, calciturbiditas y areniscas turbiditas polimícticas vulcanoclásticas en el tope de la Formación. Según Pszczolkowski, 1999: *los depósitos la Formación Moreno se originaron en condiciones de afluencia creciente de detritos volcánicos de un terreno de arco volcánico. Las lutitas y areniscas de la parte superior de la formación se interpretan como una evidencia de convergencia entre el margen pasivo del Cretácico Superior y un terreno de arco volcánico terrestre que se aproxima.*

Sedimentología de la Formación El Tambor.

La Fm. El Tambor se interpreta como una unidad de flysch⁵⁵ con olistostromas, un concepto progresivamente consolidado desde su primera descripción por Millán y Álvarez-Sánchez (1984) y enfatizado en trabajos subsiguientes (en Millán y Somin, 1985a; Millán y Álvarez-Sánchez, 1992; Millán, 1997a). De manera que cabe examinar las razones para tal denominación.

Son las areniscas donde se conservan las estructuras sedimentarias que dieron lugar a la interpretación de esta Formación como un flysch. Estratos de la base de ritmos de metaareniscas a menudo muestran grano grueso, próximo a grava, en graduación ascendente normal hacia arenisca laminada, cubierta por limolitas. Este comportamiento en las metaareniscas es visible y a menudo bien preservado, expresándose por la estratificación rítmica. Estos ritmos pueden interpretarse como producto de corrientes de alta densidad de las facies A y B con la aparente falta de la facies C de Bouma (1962). Probablemente otros componentes de sedimento del esquema clásico podrían observarse mediante una búsqueda minuciosa en segmentos menos metamorfizados.

La conservación de estructuras delicadas como la sección C es posible, pero dudoso identificarlas bajo el metamorfismo. En algunas localidades existen rasgos de los ritmos superiores laminados de la sección D (Figura 168). Se trata de paquetes con estratificación tabular, que parecen conservar una estratificación horizontal, formados por delgados estratos de esquistos de grano fino que parecen derivarse de metapelitas o siltitas muy arcillosas, posible resultado de eventos de flujos de baja densidad en el tope de una corriente o de facies de contornitas (Muñoz, 1976), rocas que pueden presentar un aspecto muy similar.

Independiente de la composición de la matriz, las metaareniscas revelan su carácter de mezcla de epiclásticos y piroclásticos redepositados y en algunos afloramientos se aprecian las claras evidencias del carácter episódico de la sedimentación expresadas a través de rasgos frecuentes en turbiditas (Figuras 169). Algunas estructuras con rasgos de desplomes y ruptura de la estratificación resultan de diferentes procesos, rápidos o lentos, que afectan la estabilidad de los sedimentos. Son frecuentes en los flysch de distinta composición litológica y suelen abundar en los flysch arenosos como El Tambor (Figura 170).

La presencia de epiclásticos y volcánicos con rasgos de deposición secundaria indica una fuente de remoción cercana; más probablemente el edificio de la actual Fm. Yaguanabo, ya que la composición de las metatufitas y ciertos esquistos verdes observados en la sección superior, coinciden en su composición con los de esa Formación.

En Resumen: Las características de la estratificación y la litología alternante y rítmica, sumados a cierta cantidad de indicios y vestigios que sobreviven al metamorfismo, indican que, durante el periodo final del ciclo sedimentario,

⁵⁵ **Flysch:** Sequence of shales rhythmically interbedded with thin, hard, graywacke-like sandstones. The rare fossils indicate marine deposition up to 2,000 m in marine waters, probably deposited from turbidity currents; coarse conglomeratic mudstones in some flysch may be a product of submarine mudflows. The term originally was applied to a formation of the Tertiary Period, occurring in the northern Alpine region but now denotes similar deposits of other ages and other places. (Encyclopædia Britannica 2010). Según McGraw-Hill Dictionary of Scientific & Technical Terms, 2003): "A type of flysch facies that represents a stratigraphic unit with irregularly sorted boulders resulting from fragmentation, and twisted, confused beds resulting from slumping or sliding due to the influence of gravity".

poco antes de la inmersión del dominio Escambray en un ambiente de subducción; se estableció una tectofacies de flysch⁵⁶.



Figura. 168. Formación El Tambor. Estratificación tabular conservada en sedimentos de grano fino metapelíticos o metalimolíticos. Probable ejemplo de una facies distal. Carretera Topes de Collantes-La Sierrita. Sur de la Cúpula de Trinidad.



Figura. 169. Facies de la Formación El Tambor. Posible rip up clasts de una metalutita calcárea o marga, incluido en un flujo amorfo de arenisca gruesa. Sur de la Cúpula de Trinidad.

⁵⁶ Según Mutti (2011), el término "flysch" fue introducido por Bernhard Studer en 1827, para describir ritmos monótonos de areniscas, lutitas y calizas en Alpes, relacionados íntimamente con el avance de los nappes y cinturones plegados, en la actualidad un sinónimo de tectofacies.



Figura. 170. Estructura de colapso de capas en metaareniscas y esquistos verdes metatufíticos en la Formación El Tambor. Sur de la Cúpula de Trinidad.

Esta Formación fue probablemente depositado en una cuenca marina de profundidad creciente aunque moderada, por encima de la lisoclina; frente a una plataforma continental muy fragmentada y deformada por plegamientos y traslados tangenciales de cabalgamiento; en proceso de transformarse o ya convertida en un complejo orogénico incipiente o embrionario. La Fm. El Tambor, en relación con este complejo deformado, se depositó en una cuenca adyacente al mismo, que pudo ser un dominio alargado en el margen de la sucesión continental orogénica ya emergida, es decir, en su **antepaís**. De las elevaciones limitrofes se aportaban sedimentos hacia rampas progresivamente profundas con la superposición vertical de diversas facies turbidíticas, depositadas en zonas neríticas a hemipelágicas en las llanuras de los fondos o en surcos de condiciones eufóticas no tan distantes de la paleolínea costera.

Los cambios faciales de la Formación así como sus relaciones estratigráficas con unidades con ciertas diferencias en sus condiciones ambientales de formación; sugieren que la cuenca de El Tambor fue de fondos accidentados, con eminencias y depresiones probablemente causadas por fallas. Esta supuesta geometría evoca una imagen de diferentes clinoformas, más cercanas o más alejadas del frente de topografía positiva, pero afectadas por actividad tectónica durante la totalidad de la acumulación de la Formación. Es así que podemos suponer que el Miembro Monforte se acumuló en condiciones pelágicas, lejos de la costa y que recibió un notable aporte de exhalaciones hidrotermales que aportaron salmueras metálicas al medio de deposición. Álvarez-Sánchez (en Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, *ined.*), consideró, en ese trabajo, que la Fm. Ancón y el Miembro Monforte, son ecos faciales de la misma magnafacies.

En cambio, las características de estratificación y litología del Miembro San Blas permiten considerarlo como un protolito derivado de una facies de flysch distal (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, *ined.*), acumulado en condiciones profundas y restrictivas, probablemente en una zona profunda pelágica, cerca del límite inferior de agregación del carbonato o, en cambio, en una depresión submarina anóxica no necesariamente distal. El grafito estratificado y la saturación de este mineral en los gránulos detríticos, muestra la conversión gradual en grafito de la materia orgánica primaria en los sedimentos.

Un flysch es un sedimento orogénico relacionado con la tectónica final de un periodo de deformaciones y no representa las condiciones evolutivas relativamente tranquilas preorogénicas. La sedimentación de esta sucesión peculiar, que caracteriza la parte superior del Grupo La Sierrita, es un acontecimiento cardinal dentro de la sucesión sedimentaria del Escambray y corresponde con la denudación póstuma del complejo continental, que ya había dejado de ser, desde tiempo, un margen continental pasivo. Posterior a esta etapa, podemos asumir que se

estableció el siguiente ciclo geotectónico, consistente en la inmersión del complejo Escambray en una zona de subducción, quedando el complejo sustraído de la esfera de la sedimentación.

La posible certeza de las conjeturas e interpretaciones anteriores refuerza indirectamente la tesis de Millán y Somin (1981; Millán y Somin, 1985ab; Millán, 1990) sobre las deformaciones tectónicas premetamórficas, basada en las características de la geometría de las deformaciones de pliegues y mantos en la estructura actual, como resultado de una compresión anterior al metamorfismo, tan temprana como en el Albiano (Pardo, 2009); parte de cuya argumentación (pag. 55) es compartida por los autores. En opinión de Álvarez-Sánchez es probable que ocurriera aún mucho más temprano. La edad de la Fm. Yaguanabo según Furrzola-Bermúdez presumible desde el Tithoniano hasta el Cretácico Inferior (¿Berriasiano-Hauteriviano?) establece ciertas limitaciones para situar los límites entre tres etapas: 1-El final del vulcanismo Yaguanabo. 2-Tectónica capaz de inducir suficientes deformaciones como para dar lugar a la sedimentación de un flysch (la Fm. El Tambor) en una cuenca de tipo antepaís. 3-La subducción bajo condiciones de tiempo y espacio suficientes para provocar el metamorfismo de alta presión del Escambray, desde facies eclogítica, hasta facies de esquistos verdes de alta presión.

Todo indica que estos procesos se desarrollaron durante una etapa cronológica muy corta y concreta, ya que existen evidencias de exposición a la superficie de elementos del Escambray a partir del Maastrichtiano (Stanik *et al.*, 1981; Álvarez-Sánchez y Bernal, 2014).

Olistostromas. Discusión.

El término olistostroma aparece en escritos sobre el Escambray, tratado con cierta displicencia, sin precisar a cual objeto se hace referencia. A partir de los debates iniciales⁵⁷ en la actualidad el concepto está sometido a cierta discusión. La literatura moderna sobre el tema es abundante (Medley, 1994; Festa *et al.*, 2010; Wakabayashi & Dilek, 2011; Dilek *et al.*, 2012; Festa, 2013; Festa *et al.*, 2016 y una historia del concepto en Şengör 2009).

La evidencia de olistostromas en la Fm. El Tambor es más bien escasa, dispersa y merece discutirse. El origen de esta noción o juicio, parte de la descripción de un cuerpo de mármoles estratificados grafiticos y fétidos con capas de metapedernal de 100 m de potencia, en la Sección Tipo de El Tambor (en Millán y Somin, 1985a). Según Millán (*op. cit.*) litológicamente comparable con mármoles de la Fm. Mayarí del Grupo San Juan es interpretado como un olistolito deslizado dentro de la Fm. El Tambor. Otro cuerpo potente de mármoles estratificados, también en la Sección Tipo de El Tambor, consistía de mármoles coloreados, blanquecinos, rosáceos y verdosos, con intercalaciones de esquistos calcáreos de calcita-plagioclasa-mica, rosados a rojos (Millán y Somin, 1985a. En realidad se trata del Miembro Monforte de la Fm. El Tambor, ya descrito y no de una placa alóctona de la Fm. Loma Quivicán.

Definitivamente esta es una cuestión difícil de resolver. La documentación de Millán a lo largo de los 1,165 m del perfil tipo de El Tambor a lo largo del camino a Yaguanabo Arriba, nunca se ha publicado, de modo que se desconoce cual es la posición de las dos secciones de mármoles que registra la descripción de Millán.

La distancia entre los perfiles paralelos de Yaguanabo y El Tambor (v. Figura 151) es aproximadamente de 1,640 m como promedio y la más corta es apenas de 1,409 m. En la Figura 171 se reproduce esquemáticamente la sección documentada en los primeros 471 m, por la Expedición Escambray I, a partir del punto inicial del perfil tipo de Yaguanabo.

El segmento A de la Figura 171 representa con exactitud la documentación m/m original, (en Stanik *et al.*, 1981, pag. 49). El segmento B es una generalización de la documentación del segmento A. Lo representado en estos perfiles de la Figura 171 ¿es la Fm. Yaguanabo? Como se aprecia, más del 50% de la sección se compone de mármoles grises a gris oscuro. Entre 180 a ± 213 m (segmento A), ocurre un paquete de mármoles coloreados. Con claridad se observa que estos mármoles coloreados podrían correlacionar especialmente con el equivalente intervalo en el perfil paralelo

⁵⁷ Los deslizamientos de masas inducidos por la gravedad se mueven entre las categorías de los nappes de gravedad hasta las olistostromas. Las olistostromas difieren por su tamaño y estructura interna. Las principales diferencias se refieren a los límites de tamaño y la posición relativa en las secuencias sedimentarias. Las olistostromas consisten de capas gruesas de brechas y paraconglomerados y se intercalan en las formaciones del flysch eugeosinclinales, descargadas de las áreas elevadas y del frente de los nappes en avance (Abbate *et al.* 1970; 1981).

de El Tambor, según fue descrito por Millán, Somin y Álvarez-Sánchez (1985a) sin especificar su posición dentro del corte.

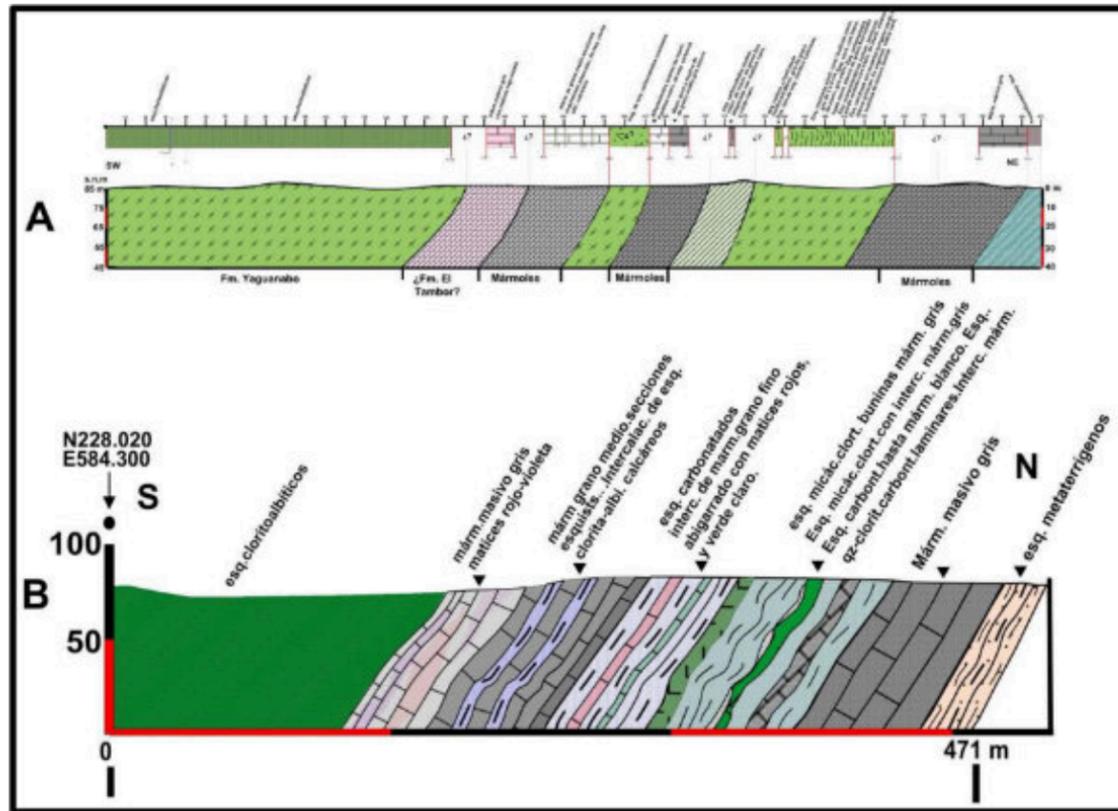


Figura. 171. El segmento A de la Figura 171 representa con exactitud la documentación m/m original, (en Stanik *et al.*, 1981, pag. 49). El segmento B es una generalización de la documentación del segmento A.

Si es aceptable esta prolongación hacia el perfil de El Tambor, también podríamos considerar aceptable, correlacionar espacialmente los paquetes de mármoles grises y oscuros; prolongándolos hacia el perfil de la Fm. El Tambor; o viceversa y, de este modo otorgando el derecho a la pregunta ¿a cual formación se pueden atribuir esta clase mármoles, tanto en un perfil como en el otro?

Lo cierto es que hasta aquí llegan los datos disponibles. El perfil de la Figura 171 contiene demasiados mármoles. El pozo PE-7 de 500 m, profundizado en la Fm. Yaguanabo al comienzo del perfil (Figura 128) prácticamente no contiene mármoles.

Tal pareciera que la Fm. Yaguanabo se encuentra solo desde el inicio hasta el metro 180 y, en adelante, se tratara de otra unidad. En todo caso los mármoles oscuros atribuidos por Millán a la Fm. Mayarí, son demasiado parecidos a los mármoles del perfil de Yaguanabo, que presentándose allí mejor aflorados e inter-estratificados con esquistos verdes, inclusive con algunas capas coloreadas, serían difícilmente atribuibles a la Fm. Mayarí.

En conclusión, parece mucho más aceptable que, en lugar de un olistolito de una olistostroma a la que, por cierto, le faltan los restantes atributos, se trate de:

- 1-Mármoles, estratigráficos prolongados entre ambos perfiles paralelos.
- 2-Una escama tectónica de mármoles jurásicos insertada a presión en El Tambor.

Buenas explicaciones para el acuñaamiento del cuerpo, referido por Millán lo son el boudinage y la intersección por fallas de rumbo SE-SW que menudean en esa localidad.

La última lectura sería la olistostroma, principalmente por el hecho del faltante de la matriz que tendría que observarse como medio de traslado de un cuerpo de mármol de tal potencia. El movimiento de masas rígidas a lo

largo de superficies inclinadas, que yacentes en su posición final, continúan siendo cubiertas por sedimentos estratificados normales no son olistostromas o, en todo caso, una secuencia normal con olistolitos aislados.

A pesar de las conclusiones desfavorables a la interpretación de una olistostroma; en la localidad discutida; no es posible excluir la presencia de bloques y placas rocosas en la matriz de la Fm. El Tambor, ya que en diferentes sitios se observan evidencias que requieren una interpretación. Tal pueden ser los casos observados de cuerpos métricos de mármoles grises de estratificación gruesa, alterados por un intenso clivaje y lineaciones; rodeados por esquistos metalimolíticos-metapelíticos de la Fm. El Tambor (Figura 172). Dadas las dimensiones pequeñas de estos cuerpos, es difícil decidir si se trata de placas rígidas de mármoles deslizadas desde promontorios, o de una facies de mármoles oscuros propias de El Tambor. La intervención de bloques semejantes a olistolitos con apariencia confusa de pertenecer a los mármoles San Juan, muestran los indicios de una actividad tectónica, durante la cual, al parecer, ocurría una tectónica tangencial premetamórfica responsable de despegues y movimientos de mantos tectónicos en aledaños al depocentro de El Tambor. Movimientos tectónicos premetamórficos con tales características se han reportado por Millán (1972; 1978); Millán, y Somin, (1981), Millán y Somin (1985ab) y Millán, 1990; interpretación basada en las características de la geometría de las deformaciones de pliegues y mantos en la estructura actual.



Figura. 172. Cuerpo de mármol de estratificación gruesa, cortados por un intenso clivaje y lineaciones; rodeados por esquistos metalimolíticos-metapelíticos de la Formación El Tambor en el corte de la carretera Topes de Collantes-San Blas.

Otras situaciones a examinar en la cuestión de las olistostromas, concierne a las serpentinitas y metabasitas, cuales también son reportadas como cuerpos relacionados con El Tambor (Millán, 1997). Esta observación fue compartida por Álvarez-Sánchez, pero en Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, ined. Existen tres casos a considerar en estas relaciones y dos de ellos se han tratado a lo largo del presente trabajo.

El primero es el de las serpentinitas situadas en el contacto de unidades tectónicas medianas (escamas-nappe) una característica fundamental de todas las unidades tangenciales del Escambray. Tales cuerpos de matriz de serpentinita casi siempre foliada y en gran medida metasomatizada, contienen metabasitas reducidas a bloque métricos y clastos; estructura obtenida por la combinación del aplastamiento y cizallamiento entre unidades rígidas.

El segundo es una consecuencia del anterior. A causa de la plasticidad y fluidez de las serpentinitas estas suelen proyectarse más allá de sus contornos principales e inyectarse a presión dentro de una misma formación, en finas hiladas métricas y hasta decimétricas. Estos casos se observan prácticamente donde quiera y simulan grandes

desplazamientos realmente inexistentes en el terreno; o tan considerables que con la simple cartografía de campo son imposibles de medir. En consecuencia es cierto que existen cuerpos pequeños "inyectados" a presión o flotando como pequeños facoides en secciones del metaflysch de la Fm. El Tambor (Millán y Somin, 1985a; Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, ined.); pero en este caso ¿ se trata de olistostromas?.

El tercer caso comprende cuerpos aislados de serpentinitas en forma de lentes métricos que flotan completamente inmersos y rodeados por una matriz del metaflysch El Tambor. Como en las situaciones arriba comentadas, no hay indicios de que estos cuerpos provienen de una masa cercana de la cual pudieran fluir las serpentinitas. También es muy dudoso que se puedan calificar estas situaciones como olistostromas. Pero si más adelante, las futuras investigaciones lo demostraran; la existencia de olistolitos de serpentinitas en la Fm. El Tambor sería una prueba de la autoctonía de rocas ultramáficas en el Escambray. Si vamos a aceptar que la Fm. El Tambor contiene olistostromas con olistolitos serpentiniticos, entonces también debemos aceptar como más probable que las serpentinitas ya existían como parte integrante del corte estratigráfico del Escambray, antes de la subducción y no son restos de un sobrecorrimiento de ofiolitas alóctonas desde una dirección cualquiera, como piensan algunos. Ya fueran dichas serpentinitas nativas y autóctonas del macizo, o que fueran protrusiones desde un substrato también autóctono del Escambray.

Referencias.

Abbate, E., Bortolotti, V. y Passerini, P., 1970, Olistostromes and olistoliths. *Sedimentary Geology, Volume 4, Issue 3, p. 521-557.*

Abbate, E., Bortolotti, V. & Saggi, M., 1981, Excursion No. 5: Olistostromes in the Oligocene Macigno formation (Florence area), introduction: an approach to olistostrome interpretation. *International Association of Sedimentologists, 2nd European Regional Meeting Bologna Tecnoprint, pp. 165-185.*

Adachi, M., Yamamoto, K., and Sugisaki, R., 1986, Hydrothermal chert and associated siliceous rocks from the Northern Pacific: Their geological significance as indication of ocean ridge activity. *Sedimentary Geology, 47 (1986) 125-148.*

Aliyari, F., Rastad, E. and Mohajjel, M., 2012, Gold Deposits in the Sanandaj-Sirjan Zone: Orogenic Gold Deposits or Intrusion-Related Gold Systems? *Resource Geology* Vol. 62, No. 3: 296–315.

Álvarez-Sánchez, H., 1972, Geología general y estructural de la Provincia de Pinar del Río, Cuba. *Instituto de Hidroeconomía. Pinar del Río, 341 Pág., 41 figs., 32 hojas 1:50,000. (Inédito).*

Álvarez-Sánchez, H. F. y Zamashicov, V., 1981, Sobre la búsqueda orientativa y detallada de talco en el sector de La Sabina. Cúpula occidental del macizo metamórfico de Guamuahaya. *65 pags. Empresa de Geología de Santa Clara (inédito).*

Álvarez Sánchez, H., 1981, Síntesis de la Evolución Geotectónica de la Sierra de los Órganos apoyada en el estudio de la Geología del Valle de Pons. *272 págs. 108 figs. CUPR. Tesis de la Universidad de Pinar del Río. Cuba. (Inédito).*

Álvarez-Sánchez, H., 1984 d, La secuencia de las Formaciones Pons, Ancón y Manacas, en la parte central de la Sierra de los Órganos. Cuba. *XXII Congreso Geológico Internacional. Moscú.*

Álvarez Sánchez, H., 1989, Mineralización y controles espacio temporales en los Macizos Metamórficos Escambray y Mabujina de Cuba central. Pronóstico y potencial. *Geología 1989. Resúmenes del Primer Congreso Cubano de Geología.* Empresa de Geología Santa Clara.

Álvarez-Sánchez, H., Millán-Trujillo, G., Mainegra, V., Bernal-Rodríguez, L.R., Andó, J., 1991, Significado geotectónico de las rocas eclogíticas de Cuba central. *Abstract. Décimo tercera Conferencia Geológica del Caribe, Pinar del Río, Cuba, Sociedad Cubana de Geología, 28-29.*

Álvarez-Sánchez, H., 2015b, Litoestratigrafía del Macizo metamórfico Escambray. Tomo Uno. https://www.academia.edu/38199910/LITOESTRATIGRAFIA_DEL_MACIZO_METAMORFICO_ESCAMBRAY.pdf; 161 pp; 67 figs.; 3 tbls.; 4 Láminas..

Álvarez-Sánchez, H y Bernal, L. 2015c, Litoestratigrafía del Macizo metamórfico Escambray. Tomo Dos. https://www.academia.edu/39084410/LITOESTRATIGRAFIA_DEL_MACIZO_METAMORFICO_ESCAMBRAY_TOMO_DOS; 71 pp; 101 figs.; 15 tbls.; 3 Lám.

Azer, M. K., 2013, Evolution and economic significance of listwaenites associated with Neoproterozoic ophiolites in South Eastern Desert, Egypt. *Geologica Acta. Vol. 11, No.1. March 2013, 113-128.*

Bagby, W. C. and Berger, B. R., 1985, Geologic characteristics of sediment-hosted, disseminated precious-metal deposits in the western United States. *In Geology and Geochemistry of Epithermal Systems; eds. Berger, B.R. and Bethke, P.M. Reviews in Economic Geology, Soc. of Econ. Geol., Vol. 2, 169–202.*

Barnes, J. D., Selverstone, J., and Sharp, Z. D., 2004, Interactions between serpentinite devolatilization, metasomatism and strike-slip strain localization during deep-crustal shearing in the Eastern Alps. *J. metamorphic Geol., 2004, 22, 283–300.* doi:10.1111/j.1525-1314.2004.00514.x.

Barnes, J. D., Beltrando, M., Lee, A., Cin-Ty., Cisneros, M., Loewy, S., Chin, E., 2014, Geochemistry of Alpine serpentinites from rifting to subduction: A view across paleogeographic domains and metamorphic grade. *Chemical Geology 389 (2014) 29-47.*

Bassaget, J-P., Michel, R., et Richard, F., 1967, Les rodingites et les ophisphérites du massif ultrabásique de la province de Mugla (Taurus occidental, Turquie). Comparaison avec des analyses chimiques récentes de rodingites des Alpes. *Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 43, 1967.*

Bebout, G. E., and Barton, M. D., 2002, Tectonic and metasomatic mixing in a high-T, subduction-zone mélange—insights into the geochemical evolution of the slab–mantle interface. *Chemical Geology 187 (2002) 79–106.*

Bell, J. M., Clarke, K. G., Marshall, P., 1911, The Geology of the Dun Mountain subdivision. *New-Zealand Geol. Survey, 12.*

Bilgrami, S. A. and Howie, R. A., 1960, The mineralogy and petrology of a rodingite dike, Hindubagh, Pakistan. *The Amer. Mineral., vol.45, July-August, 1960.*

Biriukov, V., Messina, V., Ponce, N., Navarro, N., 1969, Informe sobre los resultados de los trabajos de búsqueda y levantamiento a escala 1: 50 000 realizados en los años 1967-68 en la parte Oriental de la provincia de Pinar del Río región La Palma. *Oficina Nacional de Recursos Minerales, Ministerio de Energía y Minas, La Habana (Inédito).*

Boggs, S. Jr., 2006, Principles of Sedimentology and Stratigraphy. 4th ed. *P. Prentice Hall. ISBN 0-13-154728-3.*

Bolotin Y., Yidkov, A. Y., Maximov, A. A., Sosa, R., 1970, Yacimiento de minerales sulfurosos de la serie metamórfica Escambray en la parte noroeste del macizo montañoso del mismo nombre. *Revista Tecnológica. Vol.8 No.2. 35-48 p.*

Boschi, Ch., Früh-Green, G. L., and Escartín, J., 2006, Occurrence and significance of serpentinite-hosted, talc-and amphibole-rich fault rocks in modern oceanic settings and ophiolite complexes: an overview. *Ofoliti, 2006, 31 (2), 129-140.*

Bouma, A. H., 1962, Sedimentology of some Flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. *Elsevier Publish. Co, 168 Pags. Amsterdam.*

Cabrera, R., Kramer, J. L., Dobrovolskaya, M., Catá, A., 1986, La formación menífera auro-listvenítica del yacimiento Descanso en Villa Clara (Cuba). *Ciencias de La Tierra y el Espacio. 11/86. Acad. de Cienc. de Cuba.*

Canet, C., Prol-Ledesma, R. M., 2006, Procesos de mineralización en manantiales hidrotermales submarinos someros. Ejemplos en México. *Boletín Soc. Geol. Mexicana. Vol. Centen. Revisión de algunas tipologías de depósitos minerales de México. Tomo LVIII, núm. 1, p. 83-102.*

Cobiella-Reguera, J. R., 2000, Jurassic and Cretaceous Geological History of Cuba. *International Geology Review. Vol. 42. 2000. p. 594-616.*

Coleman, R., 1967, Low-Temperature Reaction Zones and Alpine Ultramafic Rocks of California, Oregon and Washington. *Geological Survey Bulletin 1247.*

Comisión Norteamericana de Nomenclatura Estratigráfica, 2010, Código Estratigráfico Norteamericano. *Universidad Nacional Autónoma de México. Boletín 117.*

Corona-Rodríguez, A., Orosco-Melgar, G., y Rodríguez-Vega, A., 2014, Presencia de rodingitas en las rocas de dique asociadas a gabros de la zona de Yaguaneque, Moa, Holguín. *Minería y Geología / v.30 n. 2 / abril-junio / 2014 / p. 1-18 ISSN 1993 8012.*

Corrales, I., Rosell, J., Sánchez, L., Vera, J. A., Vilas, L., 1977, Estratigrafía. *Ed. Rueda. Madrid.*

Chidester, A. H., 1961, Petrology and geochemistry of selected talc-bearing ultramafic rocks and adjacent country rocks in north-central Vermont. *United States Geological Survey professional paper 345.*

De Golyer, E. L., 1918, The geology of Cuban petroleum deposits. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., New York, 2:140-141*

Dilek, Y., Festa, A., Ogawa, Y., and Pini, G. A., 2012, Chaos and geodynamics: Mélanges, mélange-forming processes and their significance in the geological record. *Tectonophysics 568–569, 1–6. Special Issue.*

Dublan, L., Álvarez-Sánchez, H. (Editores): Dublan, L.; Álvarez-Sánchez, H.; Mlcoch, B.; Mañour, J.; Soucek, J.; Lledíaz, J., P.; Molak, B.; Vázquez, C.; Snopkova, P.; De los Santos, E.; Pérez, M.; Mihailova, A.; Bernal, L.; Zoubek, J.; Ordoñez, M.; Morousek, J.; Svetska, J.; Marshall, W.; Pérez-Conde, R.; González, E.; Rodríguez, R., 1986, Informe Final del levantamiento geológico y evaluación de los minerales útiles en escala 1:50,000 del Polígono CAME-I, Zona Centro. *Centro Nacional del Fondo Geológico. La Habana. 1,402 Págs. 250 mapas. (Inédito).*

Ducloz, Ch et Vuagnat, M., 1962, À propos de l'âge des serpentinites de Cuba. *Archives des Sciences. Soc. Phys. et d' Histoire Naturelle. Génève Vol. 15, Fasc. 2. 309-332.*

Festa, A., Pini, G. A., Dilek, Y., Codegone, G., 2010, Mélanges and mélange-forming processes: a historical overview and new concepts. *International Geology Review. Vol. 52, Nos. 10–12, pp 1040–1105.*

Festa, A., Mélanges, processes vs. geodynamic settings of their formation. *Presentation. Pisa 2013)*

Festa, A., Ogata, K., Pini, G. A., Dilek, Y., Alonso, J. L., 2016, Origin and significance of olistostromes in the evolution of orogenic belts: A global synthesis. *Gondwana Research 39 (2016) 180-203.*

Franco-Álvarez, G. L. (Editor), 1992, Acevedo-González, M., Álvarez-Sánchez, H., Artime-Peñeñori, C., Barrientos-Duarte, A., Blanco-Bustamante, S., Cabrera, M., Cabrera, R., Carassou-Aragan, G., Cobiella-Reguera, J. L., Coutin-Lambert, R., Albear, J.F. de,

de Huelbes, J., Torre y Callejas, A. de la, Delgado-Damas, R., Díaz de Villalvilla, L., Díaz-Otero, C., Dilla-Alfonso, M., Echeverría-Hernández, B., Fernández-Carmona, J., Fernández-Rodríguez, G., Flores, R., Flores-Abín, E., Fonseca, E., Furrázola-Bermúdez, G., García-Delgado, D., Gil-González, S., González-García, R. A., Gutiérrez-Domech, R., Linares-Cala, E., Milián-García, E., Millán-Trujillo, G., Moncada-Ferrera, M., Montero-Zamora, L., Orbera, L., Ortega-Sastriques, F., Peñalver, L.L., Perera, C., Pérez-Arias, J. R., Pérez-Lazo, J., Pérez-Rodríguez, E., Pifheiro-Pérez, E., Recio-Herrera, A. M., Sánchez-Arango, J. R., Saunders-Pérez, E., Segura-Soto, R., Triff-Oquendo, J., Zuazo-Alonso, A., Psczółkowski, A., Brezsnýánszky, K., Slavov, I., y Myczyński, R., 1992, Léxico Estratigráfico de Cuba. *Centro de Nacional de Información Geológica, La Habana, 658 p. (Primera versión). (Inédito).*

Fonseca, E., 1988, Geoquímica de la Asociación Ofiolítica de la Provincia de Pinar del Río. *Rev. Tecnológica. Vol. XIII, No. 4, 1988.*

Furrázola-Bermúdez, G. y Sánchez, H., 1978, Nuevo esquema de correlación estratigráfica de las principales formaciones geológicas de Cuba. *Revista La Minería en Cuba, volumen 4 No. 3.*

Furrázola-Bermúdez, G., Gil, S., Díaz de Villalvilla, L., García Delgado, D., Delgado Damas, R., Peñalver Hernández, L. L., 1994, Léxico Estratigráfico de Cuba. Segunda Versión. *Proyecto 305 del Inst. de Geología y Paleontología. La Habana. Cuba (inédito).*

Gasc, J., Hilairet, N., Yu, T., Ferrand, Th., Schubnel, A., Wang, Y., 2017, Faulting of natural serpentinite: Implications for intermediate-depth seismicity. *Earth and Planetary Science Letters 474 (2017) 138–147.*

Gargiulo, F., Bjerg, E., Mogessie, A., 2011, Caracterización y evolución metamórfica de las rocas ultramáficas de la Faja del Río de las Tunas, Cordillera frontal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina 68 (4): 571 - 593 (2011).*

Grosch, E. G., Vidal, O., Abu-Alam, T., and McLoughlin, N., 2012, P-T Constraints on the Metamorphic Evolution of the Paleoproterozoic Kromberg Type-Section, Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Jour. of Petrol. Vol. 53. Num.3. pp. 513-545.*

Hansen, L. D., and Dipple, G. M., 2005, Carbonated serpentinite (listwanite) at Atlin, British Columbia: A geological analogue to carbon dioxide sequestration. *The Canadian Mineralogist. Vol. 43, pp. 225-239 (2005).*

Hatten, Ch. W., 1957, Geology of Central part Sierra de los Órganos. Pinar del Río Province Cuba. *48 pags. 19 figs. Fondo Geológico Nacional. La Habana. Cuba.*

Harlov, D. E., and Austrheim, H., 2013, Metasomatism and Chemical transformation of Rock. *The Role of Fluids in Terrestrial and Extraterrestrial Processes. Lecture Notes in Earth System Sciences. Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2013. DOI 10.1007/978-3-642-28394_4.*

Hattori, K. and Guillot, S., 2007, Geochemical character of serpentinites associated with high- to ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Alps, Cuba, and the Himalayas: Recycling of elements in subduction zones. *Geophysics, Geosystems. Volume 8, Number 9. Q09010, doi:10.1029/2007GC001594. ISSN: 1525-2027.*

Hernández, L. B. y Barra, F. P., 1997, Hidrogrosularia-Uvarovitass, Vesuvianita y Perovskita: Productos de rodingitización de rocas ultramáficas del área de La Cabaña, IX Región, Chile. *VIII Congreso Geológico Chileno. Actas Vol. II. Secc. Temática, p. 1309-1313.*

Herrera N. M., 1961, Contribución a la estratigrafía de la Provincia de Pinar del Río. *Rev. Soc. Cubana de Ingenieros. Vol. LXI. No. 1,2. pags. 2-24.*

Hill, Patrick. A., 1959, Geology and structure of the north-west Trinidad Mountains, Las Villas Province, Cuba. *Geol. Soc. Amer. Bull., v. 70, p. 1459-1478. Baltimore.*

Huelbes Alonso de, J. y Colectivo de autores, 2013, Léxico Estratigráfico de Cuba. Tercera versión. *Inst. de geol. y Paleont. Serv. Geol. de Cuba. La Habana. Cuba. ISBN: 978-959-7117-58-2.*

Karkalis, Ch., 2018, Serpentinization and Metasomatism. (MSc Thesis). *National and Kapodistrian University of Athens. Faculty of Geology and Geoenvironment. Department of Mineralogy and Petrology.*

Khudoley, K. M. and Meyerhoff, A. A., 1971, Paleogeography and geological history of Greater Antilles. *Geol. Soc. Am. Mem. 129, 1-199.*

Khudoley, C. M., Furrázola-Bermúdez, G., 1968, Estratigrafía y fauna del Jurásico de Cuba. *Inst. Cub. de Recursos Minerales. Acad. de Cienc. de Cuba.*

Knipper, A. L. y Cabrera, R., 1974, Tectónica y geología histórica de la zona de articulación entre el mio y eugeosinclinal del cinturón hiperbásico de Cuba. *Public. Especial n. 2. Contribución a la geología de Cuba Instituto de Geol. Acad. de Ciencias de Cuba. 15-77.*

Koutsovitis, P., Magganis, A., Pomonis, P., Ntaflos, Th., 2013, Subduction-related rodingites from East Othris, Greece: Mineral reactions and physicochemical conditions of formation. *Lithos 172–173 (2013) 139–157.*

Large, R. R., Bull, S. W., and V. Malennikov, 2011, A Carbonaceous Sedimentary Source-Rock Model for Carlin-Type and Orogenic Gold Deposits. *Economic Geology, v. 106, pp. 331–358*

López Kramer, J. M., Pimentel, H., Redwood, S., Gandarillas Hevia, J., Pérez Vázquez, R. G., 2008, Depósitos primarios de oro y plata del archipiélago cubano. *Revista Ciencias de la Tierra y el Espacio. No. 9 (2008).*

Macdonald, G. C., 1977, A re-evaluation of the serpentinites and serpentinized rocks of the Northwest Trinidad Mountains, Las Villas province, Cuba. *Carleton University. Thesis. Ottawa.*

Maximov, A., Grachev, G., Sosa, R., 1968, Geología y minerales útiles de las pendientes nor-occidentales del sistema montañoso Escambray. (inédito). *Oficina Nacional del Fondo Geológico. La Habana. 188 pags. 16 Anexos.*

Medley, E. W., 1994, The Engineering Characterization of Melanges and Similar Block-in-Matrix Rocks (Bimrocks). *Thesis. Doctor of Philosophy. University of California at Berkeley. 338 pp.*

Millán, G., 1972, Presencia de grandes estructuras de cabalgamiento en la región metamórfica del Escambray. *Acad. Cienc. Cuba. Bol. Actas 2, pp 17-18.*

Millán, G., 1973, Los dos complejos litológicos existentes en las metamorfitas del Escambray. Provincia de Las Villas. *Acad. Cienc. de Cuba. Bol. Actas No. 3, pp 39-42.*

Millán, G., 1978, Tectónica y metamorfismo de las secuencias mesozoicas de las montañas del Escambray, Cuba. *C. Sc. Tesis, Inst., Física de la Tierra. AN. SSSR. Moscú. 134 pp (en ruso).*

Millán, G., y Somin, M. L., 1981, Litología, estratigrafía, tectónica y metamorfismo del macizo de Escambray. *Editorial Academia. La Habana. 104 páginas.*

Millán, G., Psczółkowski, A., 1982, Sobre los depósitos más jóvenes de la secuencia metamorfizada del macizo Escambray. *IX Jornada Científica. Inst. de Geol. y Paleont. Academia de Ciencias de Cuba.*

Millán, G. y Somin, M. L., 1985 a, Contribución al conocimiento geológico de las metamorfitas del Escambray y del Purial. *Reporte de Investigación Nº 2. IGP. Academia de Ciencias de Cuba. 74 Pág.*

Millán, G. y Somin, M. L., 1985 b, Condiciones geológicas de la constitución de la capa granito-metamórfica de la corteza terrestre de Cuba. *Pub. Esp. Inst. de Geol. y Paleont. La Habana. 83 p.*

Millán, G.; Díaz-Machín, J., 1988, Estudio de factibilidad de la C.H.A. Centro. Variante San Blas (Capítulo sobre las características geológicas de la región): *Instituto de Hidroeconomía (inédito)*

Millán Trujillo, G., 1990, Evolución de la estructura del Macizo Metamórfico Escambray, Sur de Cuba central. *En D. K. Larue y G. Draper (eds.): Transactions of the 12th Caribbean Geological Conference. St. Croix, U.S. Virgin Island. , Miami Geol. Soc., pp. 82-94.*

Millán G. y Álvarez Sánchez, H., 1992, Geología del sector de La Sierrita. Macizo Metamórfico Escambray. *IGP La Habana y Empresa de Geología de Santa Clara. Cuba (Informe inédito).*

Millán, G., 1997a, Geología del Macizo Metamórfico Escambray. *En G. Furrázola-Bermúdez y K. E. Nuñez Cambra (edits.): Estudios sobre geología de Cuba. Inst. de Geol. y Paleont. Centro Nacional de Información Geológica . La Habana. Pags. 271-289.*

Martyn, E. & Johnson, G. L., 1986, Corrigendum: Geological setting and origin of fuchsite-bearing rocks near Menzies, Western Australia. *Australian Journal of Earth Sciences, 33:3, 373-390.*

Miller, D. P., Marschall, H. R., Schumacher, J. C., 2009, Metasomatic formation and petrology of blueschist-facies hybrid rocks from Syros (Greece): implications for reactions at the slab–mantle interface. *Lithos 107, 53–67.*

Moore, T. E., 1986, Petrology and tectonic implication of the blueschist bearing Puerto Nuevo melange complex; Viscaïno Peninsula, Baja California Sur, Mexico. *In Blueschists and Eclogites. The Geol. Soc. of Am. Memoir 164.*

Muñoz J., N. G., 1976, Contornita y su importancia en facies marinas profundas. *GEOS 21:47. UCV. Caracas.*

Mutti, E., and Nilsen T. H., 1981, Significance of intraformational rip-up clast in deep-sea fan deposits. *I.A.S. 2nd Eur. Mig. Bologna, Abstr.*

Ortiz-Hernández, E., 1999, Petrogénesis de la rodingita del Cretácico Inferior de la Sierra de Guanajato, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. Vol. 16. No. 2. pp. 147-154.*

Palmer, R. H., 1945, Outline of the geology of Cuba. *The Journ. of Geology. Vol. 53. No. 1, pp. 1-34.*

Pardo Echarte, M., Millán, G., Rodríguez, A., 1993, An occurrence of Black Shales in Cuba (manuscrito inédito).

Pardo, G., 2009, Geology of Cuba: *AAPG Studies in Geology No. 58. 73 pag. ISBN 089181065X, 9780891810650.*

Psczółkowski, A.; Piotrowska, K.; Mycznski, R.; Piotrowski, J.; Skupinski, A.; Grodzicki, J.; Danilewski, D. y Haczewski, G., 1975, Texto explicativo al mapa geológico a escala 1:250 000 de la provincia de Pinar del Río. *Brigada Cubano- Polaca, Inst. Geol. Paleont., Minist. Indust. Bas., La Habana (inédito).*

Psczółkowski, A., 1976, Stratigraphic- facies sequences of the Sierra del Rosario (Cuba). *Bull. Acad. Polon. Sci., Ser. Sci. Terre, Varsovie, 24(3-4):193-203.*

Psczółkowski, A., 1978, Geosynclinal Sequences of the Cordillera de Guaniguanico in Western Cuba. Their lithostratigraphy facies development and paleogeography. *Acta Geologica Polonica. Vol. 28. Nº. 1. 96 pags. 32 figs. 6 pls.*

Psczółkowski, A., 1999, The exposed passive margin of North America in western Cuba. *En P. Mann (Ed.) Caribbean Basins, (Series ed. K. J. Hsü) Sedimentary basins of the World 4. Elsevier Science B.V. Amsterdam. The Netherlands, pp. 93-121.*

Psczółkowski, A. and Myczyński, R., 2003, Stratigraphic Constraints on the Late Jurassic-Cretaceous Paleotectonic Interpretations of the Placetas Belt in Cuba. *In C. Bartolini, R.T. Buffler, and J. Blickwede, eds., The Circum-Gulf of Mexico an the Caribbean Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79, p. 101-104.*

Rigassi-Studer, D., 1963, Sur la géologie de la Sierra de Los Organos, Cuba. *Extrait des Archíves des Sciences, Geneve, vol 16, fasc 2. pp 339-350, 11 fig., 1 tbl.*

Sengör, A. M. C., 2009, The Large-Wavelength Deformations of the Lithosphere: Materials for a History of the Evolution of Thought from the Earliest Times to Plate Tectonics. *Geological Society of America Volume 196.*

- Spalletti, L. A., 2006, Ftanitas (cherts) y sedimentos silíceos. *Cátedra de Sedimentología, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. 2006-2009.*
- Somin, M. L. y Millán, G., 1974, Algunos rasgos estructurales de los complejos metamórficos mesozoicos de Cuba. *Geotektonica, 5, pp.19-30.* (en ruso).
- Somin, M. L., Arakelians, M. M., Kolesnikov, E. M., 1992, Age and tectonic significance of high-pressure metamorphic rocks of Cuba. *International Geology Review, 34, No. 2, pp. 105-118.*
- Stanik, E., Mañour, J., Ching, R., Suchanek, Z., Shaloupsky, J., Schovaneck, P., Valecka, J., Koverdysnsky, B., Mlcoch, B., Zoubek, J., Vyjidak, B., Holak, J., Prochazka, J., Eisenreich, M., Vazquez, C., 1981, Informe del levantamiento geológico, geoquímico y trabajos geofísicos, realizados en la parte Sur de Cuba Central, en las Provincias Cienfuegos, Sancti Spiritus y Villa Clara. *Centro Nacional del Fondo Geológico. La Habana. Cuba. 555 pags. (Inédito).*
- Thiadens, A. A., 1937, Geology of the southern part of the province Santa Clara (Las Villas) Cuba. *Geog. Geol. Mededeelingen, Phys. Geol. Reeks, N° 12, Min. geol. Inst. Rijksuniv; pp.1-69. Utrecht.*
- Tolkunov, A. E., Bolotin, I. A., Cabrera, R., Maximov, A. A., Zarianov, D. P., 1974, Regularidades de la distribución y condiciones de formación de los yacimientos tipo "Lentes piritosas" en el anticlinorio de Trinidad. *En: Geología de los yacimientos minerales útiles de Cuba. Publicación Especial Número 3, Instituto de Geología y Paleontología, Academia de Ciencias de Cuba, La Habana.*
- Truitt, P. and Brönnimann, P., 1955, Preliminary report on the geology of the Viñales area, Pinar del Río province. *Centro Nac. Fondo Geol., Minist. Indust. Bas., La Habana (inédito).*
- Vuagnat, M., 1953, Sur un phénomène de métasomatisme dans les roches vertes du Montgenèvre (Hautes Alpes). *Bull. Soc. franc. Min. Crist., 76, p. 438-450.*
- Vuagnat, M., 1959, Preliminary Report on the investigation of ultramafic rocks in Cuba. *Comisión de Fomento Nacional para el mapa geológico de Cuba. La Habana. (Edit. for private circulation). Inst. Cubano de Cartografía y Geodesia. La Habana. 35 pags.*
- Wakabayashi, J. and Dilek, Y., 2011, Introduction: Characteristics and tectonic settings of mélanges, and their significance for societal and engineering problems. *Geological Society of America Special Papers 2011;480;v-x doi: 10.1130/2011.2480(00).*
- Wassall, H.; Pardo, G., 1952, Geological memorandum HW-II, Sagua-Calabazar, Area. *CNFG. La Habana (inédito).*
- Yamamoto, K., 1987, Geochemical characteristics and depositional environments of cherts and associated rocks in the Franciscan and Shimanto Terranes. *Sedimentary Geology, 52(1-2), 65-108, doi:10.1016/0037-0738(87)90017-0.*
- Zharikov, V. A., Pertsev, N. N., Rusinov, V. L., Callegari, E. & Fettes, D. J., 2007, Metasomatism and metasomatic rocks. In: Fettes, D. & Desmons, J. (eds.): *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms. New York, Cambridge University Press, 58-69*



Ing. Humberto Álvarez. Más de 5 décadas dedicadas al estudio de la geología de Cuba occidental y central. Editor cubano de la Expedición checoslovaca Escambray II realizó cartografías de los macizos metamórficos Escambray, Complejo Anfibolítico de Mabujina y ofiolitas de Cuba central. Es autor-coautor de 23 formaciones y litodemas del Léxico Estratigráfico de Cuba y miembro extranjero de las subcomisiones del Jurásico, Cretácico y Paleógeno de la Comisión del Léxico Estratigráfico de Cuba. Descubrió el mayor depósito cubano de fosforitas marinas y nuevos prospectos de Cu y Au en la Cordillera Central de Panamá. Country Manager de Big Pony Gold de Utah, exploró el potencial de oro del greenstone belt de Uruguay. Geólogo Senior de Gold Standard Brasil, exploró regiones auríferas en rocas del Paleozoico y Phanerozoico en los Estados de Paraná, Santa Catarina y Mato Grosso del Norte. Ha dirigido exploraciones para Juniors

canadienses en Panamá, Andes de Perú, Honduras y otros países. Nombrado por el Ministro de Comercio e Industrias Miembro de la Comisión "Ad Honorem" del Plan Maestro de Minería de Panamá, fue su redactor encargado por el Banco Interamericano de Desarrollo del Proyecto de Geología y Minería y Miembro de su Misión Especial para entrega del proyecto al Gobierno panameño. Consultor del BID para la descentralización de la Autoridad Nacional del Ambiente. Anterior Miembro del Consejo Científico de GWL de la Federación Rusa y Representante del Servicio Geológico de Inglaterra en América central. Director de Miramar Mining Panamá y Minera Santeña, S. A., reside en Panamá y redacta obras sobre geología de Cuba y Panamá. En el repositorio Academia edu, se encuentran 22 artículos suyos de diferente volumen.

geodoxo@gmail.com



Luis Ramón Bernal Rodríguez es Ingeniero con más de 35 años dedicados a la actividad geológica, fundamentalmente en el campo de la geología regional, en la especialidad de cartografía geológica en la región central de Cuba. Ha sido autor de varios informes de levantamientos y jefe de proyecto. Participó en la generalización 100 000 del mapa geológico de Cuba. Ha dedicado varios años al estudio de sitios de interés geológico en todo el país, fundamentalmente enfocado en el inventario de los estratotipos de las unidades

geológicas descritas. Autor de la Instrucción Metodológica para el Mapa Geológico de Cuba a escala 1: 50 000. La Habana. Instituto de Geología y Paleontología – Servicio Geológico de Cuba (IGP – SGC). Autor del Código cubano de estratigrafía y miembro de la comisión ad hoc para la revisión de la traducción al español del Código Estratigráfico Norteamericano. Actualmente lidera el proyecto Actualización y completamiento del Léxico estratigráfico de Cuba. Es secretario de la Comisión Nacional del léxico Estratigráfico de Cuba.

Las voces arahuacas del petróleo cubano.

Rafael Tenreyro Perez
Melbana Energy Limited

Por una razón poco esclarecida la mayoría aplastante de los yacimientos cubanos llevan por nombre voces arahuacas. Tal vez esto se deba al reglamento, dudosamente escrito alguna vez, pero seguido casi escrupulosamente de nombrar los pozos exploratorios por el topónimo más cercano al pozo, en el mapa 1:50 000 de las hojas del servicio cartográfico cubano. Aparentemente, la abundancia de nombres tainos en geografía de la isla ha sido decisivo para que la inmensa mayoría de los yacimientos lleven hoy nombres arahuacos.

Bacuranao yacimiento descubierto en 1864 en las cercanías del poblado y playa del mismo nombre. Aparentemente esta cercanía es lo que le da el nombre al yacimiento. Llevan ese nombre, además de la playa y el poblado, el río y la ensenada cercanos. El topónimo posiblemente derivado de **bagua** - mar y **nauyu** – ensenada por lo tanto significa eso - entrada o brazo del mar. **Bacuranao** nos recuerda la frase **Bagua Maorocoti**, que refieren las fuentes era una interjección o apelativo a las fuerzas extraterrenales. **Bagua** significa agua o mar y **Maorocoti** significa la madre. Otro de los nombres de **Atabey** la diosa madre de todos. Otros nombres cercanos de la geografía cubana son el río **Bacunagua** o la ensenada y cañón de **Bacunayagua**. En Puerto Rico, **Bacupey** es un lugar de los campos de Arecibo.

Camarioca yacimiento descubierto en 1977. Este es un topónimo frecuente en Cuba no solo en la provincia de Matanzas donde hay poblado, río, puerto (Boca de **Camarioca**) y montañas (Tetas de **Camarioca**) sino también en otras provincias de Cuba. Es probable que sea un derivado de **Camarique** que significa alto con palmas de costa. Es

posible que se derive de la palabra **canari** que significa olla de barro y **que** – lugar.

Canasí yacimiento del año 1999 contiguo al yacimiento anteriormente descubierto en Puerto Escondido. Toma el nombre de los arcos y cuevas aledaños. Pero también en las cercanías están la boca y un poco al sur el poblado del mismo nombre. **Canasí** posiblemente se deriva de **Cana** – tipo de palma (palma cana) y si por **ti** – alto, arriba. El término Canasí es probable que signifique palmas altas o elevado con palmas.

Cantel yacimiento de 1974 con varios topónimos en Cuba, incluyendo poblado y elevaciones denominadas Lomas de **Cantel**. **Cantel** probablemente es un derivado de **Canatey** que es una especie de palmera o que provenga de **canistel** árbol frutal.

Cupey yacimiento descubierto en 1994. Toma el nombre de un cayo cercano y este a su vez del árbol homónimo de la familia de las clusiáceas (*Clusia rosae*). Según el sabio cubano Antonio Bachiller y Morales (1812-1889) los aborígenes utilizaban la voz “copei” para denominar el petróleo, cuando dice: “copei, bálsamo ó betún”.¹ Del árbol Copey (*Clusia rosea*), obtenían los aborígenes la resina negruzca con la que confeccionaban las pelotas para el juego de batos y quemaban en las hogueras para sahumerios. Los conquistadores, faltos de papel y tinta, aprovechaban las hojas de este árbol y con un palillo de punta, o un alfiler, se escribían y daban avisos y partes. Los aborígenes para hablar de sus cosas se alejaban de los árboles de Copey para que los españoles no se enteraran de sus conversaciones. Algunas locaciones cubanas que llevan el nombre ‘copey’ coinciden con importantes manaderos de petróleo, como en Bahía de Cárdenas y Placetas.

Guanabo es un yacimiento el 8 de enero de 1968. Es un topónimo de Cuba pero también de Haití, Puerto Rico y Jamaica. En Haití es la pequeña isleta perteneciente al cacicazgo de Xaragua. Dice Las Casas: “en la isla que allí está, que se llamaba por los indios **Guanabo**”.² Hoy, por corrupción del vocablo, se escribe **Gonaive**. **Guanabo** es uno de los poblados de **Jaragua** uno de los cacicazgos

principales de Santo Domingo y es un topónimo de Jamaica – **Guanaboa**. **Guanabo** recuerda la mítica cueva de **Iguanaboina** de donde salieron el sol y la luna.³

El nombre **Guanabo** pudiera provenir de **Guana** palmera o de **Guano**, árbol (*Bombax pyramidale*). En Cuba se aplica el vocablo a las distintas variedades de palmeras de yagua. La terminación **bo** es frecuentemente asociado a las montañas. Dice el doctor Chanca de los árboles de **guana**: “se han visto árboles que llevan lana y harto fina tal que los que saben del arte dicen que podrán hacer buenos paños de ella”.⁴ En Puerto Rico se utiliza para rellenar almohadas; y en Inglaterra en la fábrica de sombreros llamados de castor. **Guainabo** es también un poblado donde habitaba el cacique borinqueño **Mabó**. Es también un poblado y un municipio al sur de San Juan y un río tributario del Bayamón. En otras fuentes se escribe **Guaynabo**.

Guásimas, yacimiento descubierto en 1977, lleva su nombre por la zona donde esta enclavado. Evidentemente, corresponde a la denominación del árbol (*Guazuma ulmifolia*) con amplias y reconocidas propiedades medicinales. Dice Las Casas “De este árbol solo sacaban fuego los indios: tomaban dos palos de él, muy secos, el uno tan gordo como dos dedos, e hacían en él con las unas o una piedra una mosquecita, e ponían este palo debajo de los pies, e el otro palo era más delgado, Como un dedo, la punta redonda, iduesta en la muesca, con ambas palmas de las manos traíanlo a manera de un taladro, éste con mucha fuerza.” Oviedo escribe **guásuma**.⁵ **Guásimas**, topónimos de Cuba: Guásimas las, loma Guásimas, Guasimal: barrios del pueblo de Arecibo Puerto Rico.

Jarahueca yacimiento del 1942. Toma el nombre del poblado cercano. Se conoce que existió en la región un cacicazgo o un yucayeque con el mismo nombre. No es difícil adivinar que es una deformación de **Jaraguaque** o lugar de la **Jaragua**. Llevan el nombre de **Jaragua** varios topónimos de Cuba poblados y

accidentes geográficos. En La Española **Jaragua** era posiblemente el más importante de los cacicazgos de la isla. Se conocía también con el nombre de **Aniguayagua**. En el momento de la conquista su cacique era **Bojequio** o **Bohekio**. Comprendía las provincias de **Hanigagua**, **Yaquino**, **Yaguana**, **Guacayarina**, **Cahaya** y la isleta **Guanabo**. Las Casas escribe **Xaragua**.

Jaruco, Este yacimiento fue descubierto en 1971. No se cono con exactitud su traducción. Es posible que sea una combinación de **jaragua** y **ocuco** – monte o selva. La Bahía de Boca de **Jaruco** se menciona en la literatura de la conquista. Dice el capitán Bernal Díaz del Castillo al narrar la Verdadera historia de los sucesos de la conquista de la Nueva España: “nos hicimos a la vela en el puerto de **Jaruco**, que ansi se llama entre los indios, y es de la banda del Norte”.⁶ En Cuba **Jaruco** es bahía, poblado condal durante la colonia, río y lomas denominadas **Escaleras de Jaruco**.

Jatibonico yacimiento de Cuba central fue descubierto el primero de mayo de 1954. Además del poblado del mismo nombre en Cuba otros accidentes geográficos llevan ese nombre entre ellos dos ríos **Jatibonico** del Sur y **Jatibonico** del Norte y una sierra. Pero este nombre es muy frecuente en la geografía taina y se encuentra **Jatibonico** o **Hatibonico** tanto en Jamaica, como en La Española y en Borinquen. **Jatibonico** significa “El Gran Sitio Alto de las Aguas Sagradas” y en todas las islas de las antillas mayores como las se tiene un sitio alto que como dice el nombre carácter sacro. Las Casas menciona la zona de Puerto río y dice “llámase **hatibonico** en el lenguaje de indios.”⁷ Ese río es llamado ahora **Artibonito**. Se denominaba así al poblado o yucayeque donde radicaba **Orocobix** el principal cacique borinqueño. Este cacique con posterioridad fue encomendado a don Diego Colón.

Se encuentran otras corruptelas de esta voz en la geografía de las Antillas Mayores, todo parece indicar que la voz primigenia es **Jatibonico**. Así nos describe este territorio Fernando Miyares González en 1775, cuando hizo un recorrido por la Isla de Puerto Rico: “A

dos leguas de este pueblo (**Coamo**), está elevada la montaña de **Laybonito**, después de una agria subida de lengua y media; la cima, que es desigual, tiene algunos pedazos cultivados que producen con abundancia cuanto da la Isla, y lo restante está lleno de árboles de desmesurada magnitud. La temperatura (respectivo a los demás pueblos) es extremadamente fresca, de modo que disfrutan de un moderado invierno” Esta es la zona de **Aibonito** en Puerto Rico.

Majaguillar, yacimiento descubierto en 1990. Esta ubicado en la parte central de la ciénaga del mismo nombre. Es muy probable que el topónimo este relacionado con la **Majagua**. En Cuba tres especies se conocen con este nombre: la majagua propiamente dicha **Hibiscus tiliaceus**, el líber de Cuba **Hibiscus elatus** y otra de flores color amarillo y rojo púrpura **Hibiscus macrophyllus**. Todas tienen preferencia por los terrenos cenagosos y anegadizos por lo que son propios de las cercanías de las cienagas. De los tres arboles se extrae la suc-corteza filamentosa o líber aprovechada en la cordelería. La madera de la última de ellas es apreciada en ebanistería.

Motembo: Fue descubierto en 1881. San Juan de **Motembo** es el topónimo de la región donde se descubre el yacimiento. La leyenda local dice que el Conquistador Don Diego de Velásquez, encontrándose en las Playas de Sierra Morena, carenando sus naves, hubieron de presentárseles distintas tribus **siboneyes** pidiendo protección y amparo contra la ira desatada de sus Dioses en aquella región, donde temblaba la tierra amenazando destruir sus campos y sus vidas, lo que en ocasiones negaba a surgir el fuego desde las entrañas de la tierra.⁸ Sin embargo no se ha podido encontrar esta historia ni en la correspondencia atribuida a Diego Velázquez ni en ninguna de las crónicas españolas de la época. De alguna forma se ha venido transmitiendo de publicación en publicación que **Motembo** traducido del lenguaje

indígena quiere decir “tierra del fuego”. Esta por comprobar esta versión, resulta sospechoso el hecho que en ningún otro lugar del Caribe se repite este topónimo ni se conoce ninguna acepción similar o corruptelas parecidas en los diccionarios tainos. De hecho fuego entre los pueblos de la isla era la voz **guatu** mientras que el espíritu del fuego era **bayamanaco**. Nada que recuerde ni por asomo la voz **motembo**. Por otro lado, la región de **Motembo** era conocida por su inaccesibilidad en los siglos 17, 18 y 19. Estas sierras secas y áridas, dadas estas características, fue un lugar donde proliferaron los palenques de negros cimarrones. Resulta significativo que en idioma bantú existe la palabra **Motembo** y significa selva elevada, pero pudiera estar relacionado con el grupo tribal de los congos **motembos**. Todo parece indicar que Motembo no es una palabra arahuaca sino una voz bantú.

Pina es un yacimiento descubierto en 1991 en la parte central de Cuba. A pesar de ser un vocablo español, del latín **pineae**, lo incluimos por el carácter exclusivamente americano de la fruta (**Ananas comosus L.**). Las Casas dice: "la pinha es fructa de olor e sabor admirables, no la había en esta isla (**Hayti**), sino que de la isla de San Juan se trujo." Oviedo anota: "De las piñas, que llaman los chrystianos, porque lo parecen: la qual fructa nombran los indios **yayama**, e a cierto género de la misma fructa llaman **boniama**, e a otra generación dicen **yayagua**."⁹

Seboruco yacimiento de 1999. La denominación **Seboruco** es una corrupción de **sibaorucu** - Lomas pedregosas. En Cuba y en las Antillas son numerosas las denominaciones de accidentes y pueblos con este nombre o similares. Particularmente en Cuba tenemos punta de **Seborucos**, Pico de **Seboruco**, Loma del **Seboruco**, Hoyo de **Seboruco** y otros. La voz **Seboruco** recuerda a **Bahoruco**, la gran cadena de elevadísimas montañas, orógeno reciente de Dominicana producto del choque entre meso placas del Caribe. Cacicazgo de La Española a la llegada de los conquistadores con una intempestuosa historia de choque con los europeos que concluye con la trágica ejecución de la hermosa

Anacaona en Santo Domingo. Las Casas escribe **Baoruco** sin h, también se ha escrito **Bajoruco**.

Yumurí yacimiento descubierto en 1996. En Cuba existen numerosos topónimos relacionados con este nombre así tenemos el Abra del **Yumurí**, el río de **Yumurí**, Cañón de **Yumurí**, valle del **Yumurí**. Boca de **Yumurí**. Así como numerosas leyendas y mitos populares relacionados con los indios de Cuba Occidental. Numerosos topónimos de Bahamas, La Española y Puerto Rico tienen relación con esta voz. **Yu** – Blanca, **mu** – alto, cima o cabeza, **ri** por **ti** alto. Alta cima blanca.

Notas finales

Cuando los conquistadores llegaron a América con Colon al frente creyeron haber arribado a la China pero los nativos no se parecían a los chinos así que decidieron llamarle indios a los nativos, creando así la confusión más grande de la historia. Cuba y las islas que hoy conocemos como las Antillas estaban habitadas por pueblos que habían alcanzado un grado de civilización comparable al neolítico superior de los antiguos pueblos europeos pero perfectamente adaptados a las condiciones ambientales del Caribe. Los pueblos autóctonos provenían de las cuencas de los ríos Orinoco, en

Venezuela, y Xingú y Tapajos, en las Guayanas. Esta ocupación, sin embargo, no parece haber sido continua, y los arqueólogos actuales convienen en que se efectuó a través de varias oleadas migratorias a lo largo de más de doce siglos.

El significado de la conquista ha sido altamente discutido. Para unos es el testimonio de la tremenda vitalidad de la Europa saliendo de la modorra de finales de la edad media y tomando la hegemonía mundial. Como resultado de esto se ha conformado este aglomerado de pueblos del otro lado del Atlántico que por igual se siente heredero de las culturas de todas partes del mundo. Pero otra parte es resultado de los viajes el exterminio de los nativos por malos tratos y enfermedades y el crecimiento del comercio de esclavos a través del Atlántico y el Pacífico. Jose Barreiro, dijo una vez “dentro de cada mestizo hay un indio muerto o un indio que espera re emerger”. Esa savia taina aparentemente quiere emerger no solo de los cromosomas de los vestigios de aquella gran nación. También de las entrañas de la madre tierra o Atabeira como la conocían nuestros antepasados esta raza aparentemente exterminada está felizmente regresando.

¹Bachiller y Morales, A. 1883. “Cuba primitiva. Origen, lengua, tradiciones e historia de los indios de las Antillas Mayores y las Lucayas.” Segunda Edición. Librería Miguel de la Villa. Calle Obispo 58 y 60. Habana.

²Casas Bartolomé de las Brevisima relación de la destrucción de las Indias (1542)

³Arrom José, J., (1985): “Mitología y arte prehispanico en las Antillas”, Siglo XXI, D. F., Mexico.

⁴Alvarez Chanca, Diego Doctor. Viajes de Cristóbal Colón ISBN: 978-1-01-673624-4 EAN: 9781016736244 Editorial: Legare Street Press

⁵Fernández de Oviedo Gonzalo Historia general y natural de las Indias (Sevilla, 1535).

⁶Díaz del Castillo Bernal Historia verdadera de la conquista de la Nueva España. Redactada en torno a 1555 (Madrid, 1632)

⁷Casas Bartolome de las. Op Cit. t. v. página 270

⁸Del Rio Tames Abel Motembo 1880-1944. Talleres Topográficos de Maza Caso y Cia. Agosto 31 de 1944

⁹Fernández de Oviedo Gonzalo Sumario de la natural historia de las Indias (1526) lib.Vil, cap. XIV)



Rafael Tenreyro Pérez, se gradúa de ingeniero en geofísica de exploración de petróleo en 1974 en la Academia Estatal de Petróleo de Azerbaiyán, Master en Ciencias en Geología del Petróleo en la Universidad Politécnica CUJAE de la Habana en 1981 y Doctor en ciencias en Geofísica de Exploración la Universidad de Petróleo Gubkin de Moscú, Rusia, en 1987.

Tiene cuarenta y ocho años de experiencia en la Industria petrolera en Cuba y en otros países fundamentalmente en la especialidad de exploración de yacimientos de petróleo y gas. Durante este tiempo transitó desde ingeniero geofísico de adquisición hasta Jefe de Exploración de la empresa petrolera nacional de Cuba - Cupet, cargo que ocupó por 16 años hasta su retiro en 2016. Investigador científico también recorre desde Aspirante a Investigador a Investigador Titular. Fue Jefe técnico del programa de exploración en la Zona Económica Exclusiva del Golfo de México. Director Técnico del Comisión para la Plataforma Extendida de Cuba. Tiene más de doscientas publicaciones que incluyen artículos científicos, presentaciones en eventos, conferencias, mapas, monografías y libros de texto. Premio de Geología Antonio Calvache Dorado de la Sociedad Cubana de Geología en 1992. En estos momentos trabaja en la empresa australiana Melbana Energy Limited. tenreyro2015@gmail.com

Foro de discusión Discussion Forum

A sugerencia de uno de nuestros lectores, a partir de la revista de agosto de 2022, estaremos incluyendo las opiniones y discusiones de nuestros lectores en relación a las Notas Geológicas publicadas, lo que permitirá la participación activa de los interesados. En definitiva, este foro de discusión será de gran valor para mantener el interés en una gran variedad de temas geológicos, y creará un ambiente de colaboración cordial entre nuestras comunidades de Geociencias.

Por favor envíen sus observaciones, comentarios y sugerencias a cualquiera de los Editores de la Revista Maya de Geociencias.

At the suggestion of one of our readers, beginning with this August issue we will be including opinions and discussions from our readers relating to the published geological notes. This will permit active participation by interested parties. This discussion forum will certainly have great value for maintaining interest in a wide variety of geological themes, and will create a cordial, collaborative atmosphere among our geoscience community.

Please send your observations, comments and suggestions to any of the Editors of the Revista Maya de Geosciencias.

COMO PARTE DE LAS ACTIVIDADES DE DIFUSIÓN DE NUESTRA REVISTA DE GEOCIENCIAS, TENEMOS UNA RELACIÓN DE BUENA FE Y AMISTAD CON LAS ESCUELAS, SOCIEDADES Y ASOCIACIONES GEOLÓGICAS EN OTROS PAÍSES DEL MUNDO.

Universidad Tecnológica de la Habana, CUJAE - <https://cujae.edu.cu/>

Escuela de Geofísica: <https://t.me/ConoceGeofisicaCujae.edu.cu/>

Instituto Nacional de Geoquímica (México). <https://www.inageq.com/>



Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo

<https://aggep.org/>



Geología Médica

<http://www.medgeomx.com/>



Sociedad Geológica de España

<https://sociedadgeologica.org/>



Sociedad Cubana de Geología

<http://www.scg.cu/>



GeoLatinas

<https://geolatinas.org/>



Sociedad Dominicana de Geología

<http://sodogeo.org/>

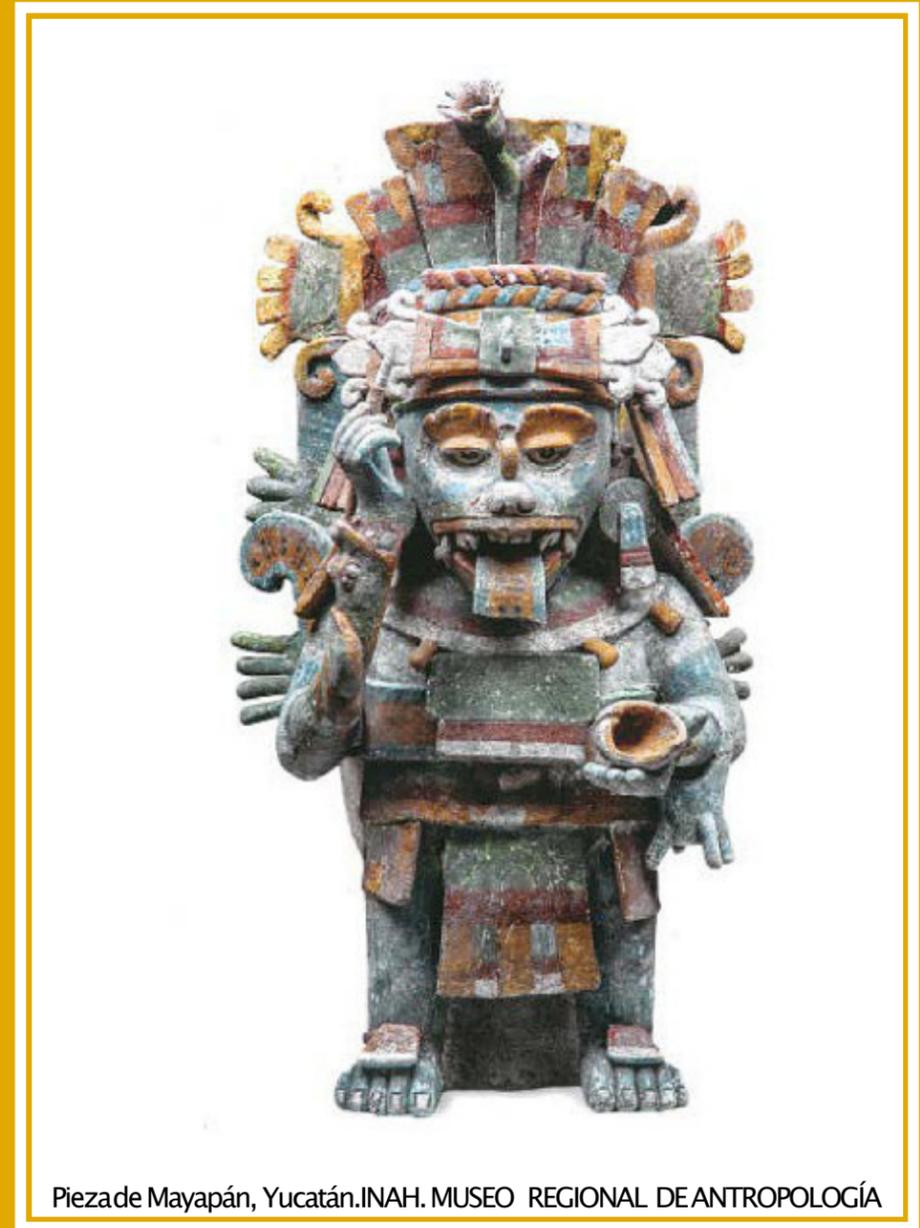


Universidad Tecnológica del Cibao Oriental, República Dominicana

<https://uteco.edu.do/>



<http://cbth.uh.edu/>



Piezade Mayapán, Yucatán. INAH. MUSEO REGIONAL DE ANTROPOLOGÍA

¿QUIERES COLABORAR CON NOSOTROS?

ENVÍANOS UN CORREO A:

luis.valencia.11@outlook.com; bernardo.garcia@ingenieria.unam.edu