

**ABRIL
SUPLEMENTO
2026**



MAYA

REVISTA DE GEOCIENCIAS



ABRIL
SUPLEMENTO
2026



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 cuál 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 desear participar o contribuir con algún manuscrito, por favor comuníquese 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: The Salt Wash is the basal member of the Upper Jurassic Morrison Formation in parts of Utah, Colorado, Arizona, and New Mexico (USA). The photo, by **Jhonny E. Casas**, was taken at Clay Canyon where the viewer can see thick fluvial braided channels amalgamated and floodplain successions, along several kilometers.

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 Ángel Valencia Flores (M.C.). Ingeniero Geólogo y Maestro en Ciencias en Geología, egresado de la Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura-Unidad Ticomán, Ciencias de la Tierra, del Instituto Politécnico Nacional. Cuenta con 25 años de experiencia. Ha trabajado en el Instituto Mexicano del Petróleo, Petróleos Mexicanos, Schlumberger, Paradigm Geophysical, Comisión Nacional de Hidrocarburos, Aspect Energy Holdings LLC, Facultad de Ingeniería de la

UNAM, actualmente es académico del Instituto Politécnico Nacional (posgrado y licenciatura) donde imparte asignaturas especializadas en la caracterización de yacimientos petroleros. Es estudiante del Doctorado en Energía en el IPN, especializándose en la exploración de Hidrógeno Natural y fuentes alternas de energías.

luis.valencia.11@outlook.com
lvalenciaf@ipn.mx



Bernardo I. García-Amador es Investigador Asociado “C” de Tiempo Completo del Instituto de Geofísica de la UNAM. En 2024 obtuvo su doctorado en Ciencias de la Tierra por la UNAM. Su línea de investigación versa en la aplicación del Paleomagnetismo, Magnetismo de Rocas y Anisotropía Magnética para resolver problemas en Tectónica, Geología Estructural, Vulcanología, y el

Análisis de Cuencas Sedimentarias; siendo autor y coautor de diversas publicaciones científicas. Además, desde el 2018 ha impartido el curso de Tectónica en la Facultad de Ingeniería de la UNAM, un tema que le apasiona en las geociencias.

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



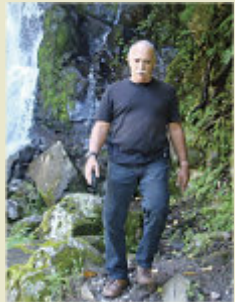
Claudio Bartolini (Ph.D.) is presently a senior exploration advisor at Petroleum Exploration Consultants Americas. He has more than 25 years of experience in both domestic and international mining and petroleum exploration, mainly in the United States and Latin America. Claudio was an associate editor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



Ing. Humberto Álvarez Sánchez. 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



Ramón López Jiménez (Ph.D.) 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



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

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

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 sismológica del siglo XX; a la historia del pensamiento sismológico 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



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



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

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.

ensilvacruz@gmail.com

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

diegogabriel807@gmail.com



Daniela Kristell Calvo-Ramos es Ing. Ambiental de la Univ. Politécnica de Chiapas, Maestría y Doctorado en Ciencias de la Energía en la Univ. Autónoma de Querétaro. Actualmente en estancia Posdoctoral en Centro de Geociencias UNAM-Juriquilla. Sus líneas prioritarias de investigación son: (1) síntesis de materiales fotocatalíticos, (2) síntesis de materiales grafénicos, (3) fotodegradación de colorantes en aguas, (4) foto-oxidorreducción de metales en agua y (5) contaminación de metales en agua. En su programa posdoctoral está

trabajando en preparación de muestras (separación en columnas de intercambio iónico) y análisis (Espectrometría de Masas Multicolector con Plasma Acoplado Inductivamente ICP-MMS) para medición de isótopos estables de zinc, cobre y hierro en diferentes materiales naturales (agua-roca). También es docente en la Escuela Nacional de Estudios Superiores (ENES-UNAM Juriquilla).

dcalvo@geociencias.unam.mx



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



Laura Itzel González León / Ingeniera geóloga ambiental

Profesionista inclinada a la Geología aplicada a obras de ingeniería civil y a riesgos geológicos desencadenados por fenómenos antrópicos y naturales. Experiencia en

levantamientos geológico-estructurales, logueo geológico, instrumentación geotécnica, cartografía de riesgos, supervisión de perforaciones y difusión de geopatrimonio.

gleon.laura@gmail.com



Rodolfo Rafael Avalos Alejandro Es ingeniero geólogo por la Facultad de Ingeniería (2022), actualmente estudiante de la maestría en ciencias de la Tierra por el Instituto de Geociencias. Realizó su estancia profesional en la unidad minera Fresnillo (2019), yacimiento correspondiente con su trabajo de tesis. Su principal interés es el entender procesos geológicos de escala regional enfocados en la exploración de yacimientos minerales a partir

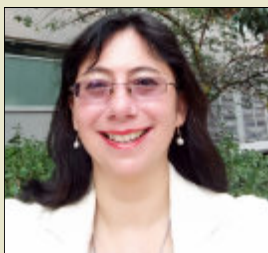
de análisis de Mineralogía Avanzada, estudiando variaciones en especies minerales, texturas, asociaciones, grados de cristalinidad, emulsiones por exsolución y elementos menores en solución sólida. Es divulgador científico centrado en la astronomía, historia de la ciencia y cultura desde 2015 en la plataforma Astro Camp MX, montañista entusiasta desde 2021 y fotógrafo de paisaje desde 2021.

r.avalos@astrocamp.mx



Dr. Alejandro Carrillo-Chávez. Ingeniero Geólogo del Instituto Politécnico Nacional, Maestría en La Universidad de Cincinnati, y Doctorado en la Universidad de Wyoming. Inició su trabajo en el Instituto Mexicano del Petroleo y después inició vida académica en la Universidad Autónoma de Baja California Sur. En 1998 ingresó al a Unidad Investigación en Ciencias de la Tierra (UNICIT) UNAM, Campus Juriquilla (actual Centro de Geociencias). Su trabajo inicial fue sobre petrografía ígnea y metamórfica. En academia inicio dando clases de petrología ígnea y metamórfica.

Actualmente es Tutor del Posgrado en Ciencias de la Tierra UNAM. Su maestría fue sobre yacimientos minerales metálicos y su doctorado sobre geoquímica ambiental. Actualmente sus líneas de investigación son: Metales Pesados en Medio Ambiente, Hidrogeoquímica, Geoquímica Isotópica de Metales Pesados e Hidrogeoquímica de Salmueras Petroleras. A la fecha es responsable de un Proyecto UNAM y CONAHcyT sobre Concentraciones de metales e isotopía estable de Zn y Hg en agua de lluvia, nieve y núcleos de hielo en glaciares mexicanos. ambiente@geociencias.unam.mx



La **Dra. Norma E. Olvera Fuentes**, estudió la carrera de Física en la Facultad de Ciencias, su Maestría en el Instituto de Física y su Doctorado en Ciencias de la Tierra, en el ICAYCC, UNAM. Sus líneas de investigación tanto en licenciatura como en maestría versaron sobre el problema cuántico de difracción espacio-temporal de Moshinsky para diversas geometrías.

Bajo la dirección del Dr. Carlos Gay, su investigación doctoral analizó por medio del uso de mapas cognitivos difusos los posibles impactos que el cambio climático puede tener sobre la vulnerabilidad hídrica de la ZMVM. Su tesis doctoral fue galardonada con el Primer Lugar del Primer Premio a la Investigación en Cambio Climático PINCC-UNAM, 2023.

Con casi 20 años de labor docente, ha impartido clases en la Facultad de Ciencias y en la Facultad

de Ingeniería de la UNAM, así como en la División de Ingeniería del Tecnológico de Monterrey, Campus Santa Fe. Institución que le otorgó la Presea por Excelencia Académica como profesora de Cátedra. Como escritora tiene publicados tres libros como única autora y 5 como coautora. El número de Impluvium Gestión Integral de Sequías, en el que el Dr. Gay y la Dra. Olvera son coautores de artículo, es referencia de consulta que el CENAPRED presento para su curso "Sequías: un reto en la reducción del riesgo", marzo del 2024.

Actualmente la Dra. Olvera es Investigadora Posdoctoral del Instituto de Ingeniería de la UNAM, miembro del Sistema Nacional de Investigadores e invitada como líder de opinión del periódico Excelsior.

norma.olvera@atmosfera.unam.mx

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 Andrés**, 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.*

Manuel Arribas Andrés. Fotógrafo de España: <https://www.instagram.com/manuel.arribas.andres/>



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

Normas editoriales de la Revista Maya de Geociencias:

Semblanzas: un máximo de 3 cuartillas.

Notas de pioneros en las geociencias: un máximo de 4 cuartillas.

Temas de interés para la comunidad: un máximo de 6 cuartillas.

Notas Geocientíficas: un máximo de 12 cuartillas.

Nota #1: el máximo de cuartillas es incluyendo figuras. Asimismo, recomendamos que la fuente sea Calibri, No. 11, párrafos justificados, e interlineado de 1,0-1,5.

Nota #2: el manuscrito lo pedimos tanto en WORD como en PDF. Las figuras, junto con sus pies de figuras, se agregan dentro del texto, en el orden que aparecerán (i.e., entre párrafos). Los pies de figura pueden tener un tamaño menor, p.ej., No. 10, eso se los dejamos a su consideración.

Editorial norms for the Revista Maya de Geociencias:

Biographical sketches: A maximum of 3 pages.

Geoscience pioneer notes: A maximum of 4 pages.

Community themes of interest: A maximum of 6 pages.

Geoscience notes: A maximum of 12 pages.

Note #1: Page maxima include figures. We also recommend that the font be Calibri size number 11, with justified paragraphs and line spacings of 1.0 or 1.5.

Note #2: We ask that the manuscript be in WORD as a PDF. The figures, together with their captions, should be added within the text in their order of appearance (i.e. between paragraphs). The figure captions may be in smaller size font; e.g. number 10, at your discretion.

Reglamento de la Revista Maya de Geociencias (RMG)

Los siguientes puntos se fundamentan en la experiencia editorial de más de cinco años (más de 60 números mensuales regulares) de la RMG:

- No se aceptarán temas relacionados a la política de ningún país.
- No se permitirá el manejo de temas religiosos, ni se publicarán materiales relacionados a estos, a menos que sea de carácter cultural.
- Se invita a la comunidad a construir temas que respeten en todo momento la equidad de género.
- Queda estrictamente prohibido cualquier tipo de insulto, comentarios soeces o ataques a individuos, asociaciones, instituciones, gobiernos, o cualquier clase de grupo.
- Es importante aclarar, como se menciona al inicio de cada número de la RMG que, las opiniones científicas, comerciales, culturales, sociales, etc., no son responsabilidad, ni son compartidas o rechazadas, por los editores y colaboradores de la RMG.

**ABRIL
SUPLEMENTO
2026**

EDICIÓN ESPECIAL XXIX



TABLA DE CONTENIDOS

Inirida Rodríguez Millán: Primera dama egresada como ingeniera geofísica de la ilustre Universidad Central de Venezuela Mariano Castro Mora.....	13
Daniel Alejandro Salcedo Rodríguez una impresionante trayectoria tanto profesional como docente. Individuo de Número de la Academia Nacional de la Ingeniería y el Hábitat, Venezuela Mariano Castro Mora.....	26
Estratigrafía del piedemonte meridional de la provincia de Pinar del Río. Flysch y olistostromas de la depresión de San Diego. Contribución al Léxico Estratigráfico de Cuba. Humberto Álvarez-Sánchez.....	38
Depósitos de bauxitas en el escudo de Guayana, Venezuela: Potencialidades y ventajas comparativas Vicente Mendoza S., Antonio Brojanigo, Allan Reyes, Héctor A. Márquez S.....	127

INIRIDA RODRÍGUEZ MILLÁN: PRIMERA DAMA EGRESADA COMO INGENIERA GEOFISICA DE LA ILUSTRE UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
Miembro Correspondiente Nacional de la Academia Nacional de la Ingeniería y el Hábitat, Venezuela.

Mariano Castro Mora
notasgeologiavenezuela@gmail.com



RESUMEN

El pasado martes 29 de julio del 2025, se celebró la Sesión Solemne de Incorporación de la profesora Inirida Rodríguez Millán como Miembro Correspondiente Nacional por el Estado Anzoátegui, de la Academia Nacional de la Ingeniería y el Hábitat, ANIH. El evento tuvo lugar en el salón de Sesiones de la Academia de Ciencias Físicas, Matemáticas y Naturales, ACFIMAN, en el Palacio de las Academias de Caracas, Venezuela.

Inirida Rodríguez es la primera dama egresada de la ilustre Universidad Central de Venezuela (UCV) como Ingeniera Geofísica en la Tercera Promoción de esa carrera en el año 1975. Tiene un Magister en Geofísica de la Universidad de Leeds, Inglaterra en 1979, y un PhD en Ciencias obtenido en la Universidad de Durham, Inglaterra en el 2013. Ha sido profesora en la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la UCV y ha desarrollado una brillante carrera administrativa que la ha llevado a ser Vicerrectora Académica de la ilustre Universidad Central de Venezuela.

Este trabajo rinde homenaje y tributo a una profesional de excepción y a un ser humano extraordinario, cuya influencia y rectitud inspiran a cuantos la conocen.

ABSTRACT

On Tuesday, July 29, 2025, Professor Inirida Rodríguez Millán was formally inducted as a National Corresponding Member for the State of Anzoátegui into the National Academy of Engineering and Habitat

(ANIH). The event took place in the Session Hall of the Academy of Physical, Mathematical, and Natural Sciences (ACFIMAN) at the Palace of the Academies in Caracas, Venezuela.

Inírida Rodríguez is the first woman to graduate from the prestigious Central University of Venezuela (UCV) with a degree in Geophysical Engineering, having graduated in 1975 as part of the third graduating class of that program. She holds a Master's degree in Geophysics from the University of Leeds, England (1979), and a PhD in Science from Durham University, England (2013). She has been professor at the School of Geology, Mining, and Geophysics at UCV and has accomplished a distinguished administrative career, culminating in her appointment as Academic Vice-Rector of the university.

This work is a tribute to an exceptional professional and an extraordinary human being, whose influence and integrity inspire all who know her.

Palabras claves: geofísica, geología, profesora, mentora, academia

Key Word: geophysics, geology, professor, mentor, academia

EDUCACION

Inírida Rodríguez Millán nace en Puerto La Cruz, estado Anzoátegui. Según sus propias palabras, su amor por las ciencias de la tierra se inició durante un período vacacional en Agosto del año 1966, cuando conoció la represa del Guri, el Cerro Bolívar y un grupo de compañeros de trabajo de su padre le regalaron una caja de muestras de diferentes tipos de rocas y mineral de hierro que aún atesora. Estudió bachillerato en el Liceo Aplicación de Caracas, y ya por aquella época en su mente comenzó a rondar la idea de estudiar arqueología por los viajes, aventuras y exploraciones que esta carrera podría brindarle.

Al no existir arqueología como carrera universitaria en Venezuela, ingresó a la Facultad de Ingeniería de la ilustre Universidad Central de Venezuela en septiembre del año 1968. Los años 1969 y 1970 fueron muy convulsos para la Universidad Central de Venezuela, durante el proceso conocido como “La Renovación Universitaria”. Los períodos de estudio se extendieron, los semestres se convirtieron en años, pero finalmente Inírida decide entrar a estudiar en la recién creada carrera de Ingeniería Geofísica. Tras la culminación de sus estudios Inírida Rodríguez se convierte en la primera dama egresada de la ilustre Universidad Central de Venezuela (UCV) como Ingeniera Geofísica en la Tercera Promoción de Geofísicos del año 1975. Sus compañeros de promoción fueron: Armenio Azabache, Freddy Fernández, Leroy Hernández, José Licheri, José Rafael López, Henry Pérez, Omar Pérez, Jorge Rangel Aldao y Jhon Rivas.

Su tesis de grado versó sobre el levantamiento gravimétrico realizado en la región nor-occidental de Venezuela : estados Zulia, Falcón y Norte de Lara, conjuntamente con la recopilación de información gravimétrica previamente conocida del área. El trabajo permitió la elaboración del Mapa de Anomalía de Bouguer a escala 1:250.000, en base a las cartas topográficas N°12-13-22-23 de la Cartografía Nacional. Para ello se dispuso de un total aproximado de 1500 observaciones gravimétricas, más información adicional de la República de Colombia, tomada de Case (1973). La aplicación de criterios estadísticos y de computación en el procesamiento de la información gravimétrica facilitó la interpretación de las anomalías residuales aisladas de la tendencia regional y el análisis de la información geológica obtenida de consultas bibliográficas permitió la evaluación geológico-geofísica del área, limitando así, la ambigüedad de la interpretación gravimétrica.

Inírida Rodríguez continuo su formación académica y profesional al completar el Magister en Geofísica de la Universidad de Leeds, Inglaterra en 1979 y un Doctorado en Ciencias, obtenido en la Universidad de Durham, Inglaterra en 2013.

CARRERA PROFESIONAL

Profesora y mentora

Al graduarse de Ingeniero Geofísico, Inírida Rodríguez comenzó la docencia como Instructora contratada, pasando casi inmediatamente a ser Instructora por concurso, marcando esto el inicio de una brillante carrera como docente en la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la ilustre Universidad Central de Venezuela.

Realizó un Magister en Geofísica de la Universidad de Leeds, Inglaterra en 1979. El tópico de su tesis fue sobre las anomalías gravimétricas de los plutones graníticos. Estos granitos homogéneos que constituyen macizos intrusivos dentro de las series sedimentarias o metamórficas donde están colocados usualmente muestran contrastes de densidad negativos con respecto a las rocas que los rodean, de allí que tiendan a causar anomalías gravimétricas negativas de amplitud moderada a grande, cuya interpretación puede conducir al conocimiento de la forma de los mismos en el subsuelo. En su trabajo de tesis Inírida Rodríguez discute, en primer lugar, el problema general asociado a la exploración granítica por métodos gravimétricos y detalla lo relativo a los plutones graníticos, sus características, origen y las anomalías gravimétricas que los distinguen. Seguidamente, presenta los resultados de una *'Investigación Gravimétrica con fines de Exploración Gravimétrica'* realizada en la región de Devon - Cornwall, suroeste de Inglaterra, a la vez que se expone la metodología recomendable a seguir en este tipo de estudios. Esta investigación se planteó con la finalidad de determinar la forma bajo el subsuelo y la probable conexión de las mesas graníticas expuestas en Kit Hill y Hingston Down, a profundidad. El levantamiento gravimétrico detallado cubrió un área de 70 km² y se tomaron 212 estaciones ordinarias, utilizando un Gravímetro La Coste & Romberg modelo G, cuya deriva fue registrada diariamente en la Estación Base 'Callington'. Para la reducción de los datos -correcciones de Bouguer y topográfica- se asumió una densidad de 2.7 gr/cm³. Los valores de Anomalías de Bouguer resultantes fueron representados gráficamente y se trazaron contornos isoanómalos a intervalos de 1 mgal. La principal forma observada en ese mapa es la anomalía negativa asociada con los Granitos de Kit Hill y Hingston Down. Se estima que el error máximo probable en la determinación de las Anomalías de Bouguer fue de ± 0.119 mgal. La tendencia regional fue determinada a partir del mapa de Anomalías de Bouguer del suroeste de Inglaterra (Bott et al. 1958) y se interpretaron tres perfiles de anomalías residuales. Luego se intentó una interpretación tridimensional, a partir de cuyos resultados se representó el plano del techo granítico. De allí se evidencia que los Granitos de Kit Hill y Hingston Down están efectivamente conectados a poca profundidad y que la mesa granítica en conjunto tiene un 'espesor' de 10 km aproximadamente. La importancia de este trabajo fue su posible aplicación de la metodología en Venezuela. Estos resultados fueron parte de su trabajo de ascenso de Profesor Asistente a Profesor Agregado en el año 1983, el cual versó sobre una investigación gravimétrica en la exploración de plutones graníticos.

Realizó un Doctorado en Ciencias, obtenido en la Universidad de Durham, Inglaterra en 2013. Es profesora en la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la UCV, con cuarenta años de experiencia, de Métodos Gravimétricos y Magnéticos, así como también ha sido coordinadora de trabajos de geofísica de campo y

servicios comunitarios en las Estaciones Experimentales de la Facultad de Agronomía y tutora de Trabajos Especiales de Grado en Geofísica. Adicionalmente, se ha desempeñado como Gerente Ejecutiva del Vicerrectorado Académico de la UCV y también como Representante Profesor Principal electa ante el Consejo Universitario. Fue electa por unanimidad como Vicerrectora Académica encargada de la Universidad Central de Venezuela, donde ocupa el cargo vacante por el fallecimiento del profesor Nicolás Bianco Colmenares.

En su síntesis curricular destaca su amplia experiencia en investigación en Gravimetría y Magnetometría para la exploración petrolera, minera y en estudios del subsuelo profundo, con particular aplicación e interés en estudios geológico - geofísicos integrados para el estudio y evolución de cuencas sedimentarias y tectónica del Caribe. Así mismo, ha sido investigadora responsable y asesora de proyectos de adquisición, procesamiento e interpretación de datos gravimétricos y magnéticos.

Inírida Rodríguez es autora de numerosas publicaciones científicas entre las que destacan: Análisis geoestadístico y espectral de datos aeromagnéticos de la zona centro-occidental del edo. Amazonas; Aplicación de Técnicas Geofísicas en el Diagnóstico de Integridad de Fosas. Proyecto Piloto, Fosa Santa Rosa, Anaco, edo. Anzoátegui; Interpretación geofísica integrada del Alto de Pirital; Modelaje gravimétrico-magnético para estimar espesores sedimentarios del pre-Cretácico en el Graben de Espino, Cuenca Oriental de Venezuela; Reprocesamiento y reinterpretación de datos aeromagnéticos del Sur de Puerto Ayacucho, estado Amazonas; Caracterización del yacimiento Eoceno C, Campo Ceuta, Lago de Maracaibo, mediante técnicas geoestadísticas y de similitud; Estudio del Sistema Petrolífero del Cretácico en el área de Perijá Central, Cuenca de Maracaibo, Estado Zulia; Interpretación Estructural y Estratigráfica 3D, Área 2 Sur, Campo Ceuta, Lago de Maracaibo; Interpretación Geofísica Integrada de un transecto NW-SE a través de Los Andes Venezolanos; Estudio Geofísico Integrado en la Peridotita de Tinaquillo, estado Cojedes; Acoplamiento Caribe-Suramérica: Delimitación del bloque norte de Venezuela; Levantamiento Gravimétrico región Oriental de Venezuela; Interpretación gravimétrica en la ensenada de Barcelona e Investigación de la Faja Petrolífera del Orinoco por métodos geofísicos no convencionales, trabajos éstos que se distinguen entre otros muchos más.

Inírida Rodríguez tiene 50 años de docente, investigadora y mentora de numerosas tesis de grado y proyectos de investigación en Gravimetría y Magnetometría para la exploración petrolera, minera y en estudios del subsuelo profundo, con particular aplicación e interés en estudios geológico-geofísicos integrados para el estudio y evolución de cuencas sedimentarias y tectónica del Caribe. Investigadora responsable y asesora de proyectos de adquisición, procesamiento e interpretación de datos gravimétricos y magnéticos.

Carrera Administrativa

Inírida Rodríguez compaginó sus labores docentes de pregrado, postgrado y de investigación en proyectos de la universidad y la industria con la actividad gerencial en la Facultad de Ingeniería, al frente del Departamento de Geofísica, la Coordinación de la Maestría en Geofísica y la Dirección de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Posteriormente, en el lapso del año 1994 hasta el 2000, la Secretaría Ejecutiva del Consejo Universitario. La década del 2000, fue un tiempo de consolidación académica y gerencial en la Jefatura del Departamento de Geofísica, con participación en proyectos de fuerte arraigo institucional entre Petróleos de Venezuela y la Universidad Central de Venezuela. Se realizaron levantamientos

gravimétricos en el Oriente de Venezuela, y una experiencia inédita, la creación de PetroUCV, empresa mixta entre Petróleos de Venezuela y la universidad, cuya Gerencia de Desarrollo de Capital Intelectual le correspondió ejercer por designación del Consejo Universitario de la Universidad Central de Venezuela.

En el año 2008, tras el proceso electoral de autoridades universitarias, Inírida Rodríguez pasó a ser Gerente Ejecutiva del Vicerrectorado Académico y Gerencia Académica universitaria para el desarrollo de capital intelectual.

Poco tiempo después, en el año 2009, fue electa como Representante Profesor Principal ante el Consejo Universitario y posteriormente Gerente Ejecutiva del Vicerrectorado Académico. Figura 1.



Figura 1: Dra. Inírida Rodríguez Millán, Gerente Ejecutiva del Vicerrectorado Académico apoya el acceso abierto al conocimiento. Repositorio Saber, 2019.

En el mes de Agosto del año 2022, la profesora Inírida Rodríguez Millán fue designada como Vicerrectora Académica interina de la Universidad Central de Venezuela para ocupar el cargo del profesor Nicolás Bianco Colmenares, quien falleció 27 de julio de este mismo año, ver Figura 2. Inmediatamente se realizó llamado a elecciones. La profesora Inírida Rodríguez se presentó como candidata ver Figuras 3 y 4.



FIGURA 2: Carta del Consejo Universitario nombrando a la profesora Inirida Rodríguez como Vicerrectora Académica encargada



FIGURA 3: Profesora Inirida Rodríguez como candidata a ser electa Vicerrector Académico de la ilustre Universidad Central de Venezuela



FIGURA 4: Invitación al acto de juramentación de las nuevas autoridades académicas de la Universidad Central de Venezuela

Se desempeña en el cargo de Vicerrectora Académica interina hasta el mes de Julio del 2023, cuando fueron juramentados los miembros del nuevo equipo rectoral electo para el período 2023-2027.

Actualmente desempeña los cargos de Gerente Ejecutiva del Vicerrectorado Académico y la Gerencia académica universitaria y desarrollo de capital intelectual.

PUBLICACIONES

A continuación, se presenta un listado en orden cronológico de algunas de las principales publicaciones de Inírida Rodríguez Millán:

RODRIGUEZ, I. 1975. **Investigación gravimétrica en la región noroccidental de Venezuela.** Boletín de Geología del Ministerio de Minas e Hidrocarburos. XII (23): 505-529 · Jan 1, 1975.

RODRIGUEZ, I. 1977. **Investigación de la Faja Petrolífera del Orinoco por métodos geofísicos no convencionales, Fase I.** Informe Técnico UCV · Jan 1, 1977.

RODRIGUEZ, I. 1983. **La investigación gravimétrica en plutones graníticos.** Trabajo de Ascenso, Departamento de Geofísica, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, UCV · Jan 1, 1983.

RODRIGUEZ, I.; CABANACH, A. 1983. **Potencialidad de la Gravimetría de Precisión en la detección de pequeños cambios de altura.** Memorias XXXIII. Convención Anual ASOVAC · Jan 1, 1983.

RODRIGUEZ, I.; BECERRA, E. 1983. **Un sistema para Procesamiento e Interpretación de Datos Gravimétricos, SPIDGRA.** Memorias XXXIII Convención Anual de ASOVAC · Jan 1, 1983.

RODRIGUEZ, I.; RODRIGUEZ, E. 1983. **Una investigación sobre anomalías gravimétricas – isostáticas en los Andes Venezolanos.** Memorias XXXIII. Convención Anual ASOVAC · Jan 1, 1983.

RODRIGUEZ, I. 1987. **La Cuenca Oriental de Venezuela: ¿Necesidad de imponer una carga adicional para producir la flexión observada en la litósfera?.** Memorias 1eras. Jornadas de Investigación en Ingeniería, Facultad de Ingeniería, UCV · Jan 1, 1987.

RODRIGUEZ, I.; MALAVE, M. 1988. **Interpretación gravimétrica en la ensenada de Barcelona.** Memorias Jornadas 50 Aniversario Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, UCV · Jan 1, 1988.

RODRIGUEZ, I. 1989. **Estudio del efecto de vibraciones en la presa La Vultosa.** Informe Técnico para Tecnoconsult, Ing. Consultores · Jan 1, 1989.

RODRIGUEZ, I.; ORIHUELA, N. 1990. **Levantamiento Gravimétrico región Oriental de Venezuela.** Informe Técnico, Corpoven · Jan 1, 1990.

RODRIGUEZ, I.; ORIHUELA, N. 1990. **Levantamiento Gravimétrico región El Tejero, Edo. Monagas.** Informe Técnico, Corpoven · Jan 1, 1990.

RODRIGUEZ, I.; BOSCH, M. 1992. **Acoplamiento Caribe-Suramérica: Delimitación del bloque norte de Venezuela.** Memorias VI Congreso Venezolano de Geofísica · Jan 1, 1992.

RODRIGUEZ, I.; BOSCH, M. 1992. **Acoplamiento Caribe-Suramérica: Delimitación del bloque norte de Venezuela.** Memorias VI Congreso Venezolano de Geofísica · Jan 1, 1992.

RODRIGUEZ, I. 1994. **El Ciclo Educativo.** Memorias XXII Congreso Venezolano de Ingeniería, Arquitectura y Profesiones Afines. · Jan 1, 1994.

RODRIGUEZ, I.; ALOISI, C.; DIAZ, M.A.; DUERTO, L.; ESCALONA, A.; ESPESO, A.; MIRENA, J.; SALAZAR, J. 1995. **Estudio Geofísico Integrado en la Peridotita de Tinaquillo, Estado Cojedes.** XLV Convención Nacional ASOVAC, Acta Científica Venezolana, Vol. 46. · Jan 1, 1995.

RODRIGUEZ, I.; ESCOBAR, I. 1995. **Modelaje Gravimétrico sección NW-SE en Los Andes Venezolanos.** XLV Convención Nacional ASOVAC, Acta Científica Venezolana, Vol. 46 · Jan 1, 1995.

RODRIGUEZ, I.; ESCOBAR, I. 1995. **Interpretación Geofísica Integrada de un transecto NW-SE a través de Los Andes Venezolanos.** IV Congreso Internacional de la Sociedad Brasileña de Geofísica y I Congreso de la Unión Latinoamericana de Geofísica · Jan 1, 1995.

RODRIGUEZ, I.; BENHAYON, M.; PINTO, J. 1998. **Interpretación Estructural y Estratigráfica 3D, Área 2 Sur, Campo Ceuta, Lago de Maracaibo.** IX Congreso Venezolano de Geofísica · Jan 1, 1998.

RODRIGUEZ, I.; MEZA, R.; WHITE, C. 1999. **Estudio del Sistema Petrolífero del Cretácico en el área de Perijá Central, Cuenca de Maracaibo, Estado Zulia.** Memorias Jornadas de la Facultad de Ingeniería. · Jan 1, 1999 Memorias Jornadas de la Facultad de Ingeniería. · Jan 1, 1999.

RODRIGUEZ, I.; BENHAYON, M.; PINTO, J. 1999. **Caracterización del yacimiento Eoceno C, Campo Ceuta, Lago de Maracaibo, mediante técnicas geoestadísticas y de similitud.** Memorias Jornadas de la Facultad de Ingeniería · Jan 1, 1999.

RODRIGUEZ, I.; SORRENTINO, N. 2000. **Compilación Legislativa de la Universidad Central de Venezuela.** Ediciones UCV, 3 Tomos · Jun 1, 2000.

RODRIGUEZ, I. 2001. **Teleeducación en la Facultad de Ingeniería.** Jornadas Asociación Iberoamericana de Enseñanza Superior de la Minería (AIESMIN), Potosí, Bolivia · Jan 1, 2001.

RODRIGUEZ, I. 2002. **Aplicación de Técnicas Geofísicas en el Diagnóstico de Integridad de Fosas. Proyecto Piloto, Fosa Santa Rosa, Anaco, Edo. Anzoátegui.** Informe Técnico PDVSA-Anaco · Jan 1, 2002.

RODRIGUEZ, I.; RODRIGUEZ, J. 2002. **Gravity and magnetic modelling across the Guárico Sub-Basin, Espino Graben, Venezuela.** Géodynamique andine: résumés étendus, ParisToulouse: Institut de recherche pour le développement. IRD - Université Paul Sabatier · Jan 1, 2002.

RODRIGUEZ, I.; ROMERO, L.; MARTINEZ, J. A. 2002. **Interpretación geofísica integrada del Alto de Pirital.** Memorias Jornadas de Investigación Facultad de Ingeniería, UCV. · Jan 1, 2002.

RODRIGUEZ, I.; ANGEL, E.; HERNANDEZ, A. 2002. **Análisis geoestadístico y espectral de datos aeromagnéticos de la zona centro-occidental del edo. Amazonas.** Memorias Jornadas de Investigación Facultad de Ingeniería, UCV · Jan 1, 2002.

RODRIGUEZ, I.; RIOS, K.; ARMINIO, J.F. 2002. **Modelaje gravimétrico-magnético para estimar espesores sedimentarios del pre-Cretácico en el Graben de Espino, Cuenca Oriental de Venezuela.** XI Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas. · Jan 1, 2002.

RODRIGUEZ, I.; SIERRA, R.; HERNANDEZ, A. 2002. **Reprocesamiento y reinterpretación de datos aeromagnéticos del Sur de Puerto Ayacucho, Estado Amazonas.** Memorias Jornadas de Investigación Facultad de Ingeniería, UCV · Jan 1, 2002.

RODRÍGUEZ, I., S. GRANDE, N. ADRIÁN, R. AZUAJE, A. DÍAZ, N. ESCORIHUELA, L. LOZANO, L. MORGADO, M. PÉREZ y E. VARGAS. 2006. **Modelaje cortical del Escudo de Guayana, Venezuela, con base en datos gravimétricos y magnéticos.** En: Backbone of the Americas, Patagonia to Alaska, Geol. Soc. America, 3 al 7 Abril 2006.

ARRAIZ, D., E. DINIS, I. RODRÍGUEZ y F. URBANI. 2008. **Interpretación integrada del macizo ígneo-metamórfico de El Baúl, Edo. Cojedes,** Mem. XIV Congreso Venezolano de Geofísica.

PROYECTOS

Inírida Rodríguez Millán lideró para el Departamento de Geofísica de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela el proyecto que aborda la creciente preocupación por el aumento de los gases de efecto invernadero y la necesidad de desarrollar tecnologías más responsables con el medio ambiente. «Es necesario encontrar soluciones sostenibles», enfatiza la profesora Rodríguez, destacando el carácter global del problema y la importancia de buscar alternativas para mitigar los efectos de las emisiones de gases. El proyecto se centra en la aplicación de métodos geofísicos de prospección, particularmente la integración de técnicas sísmicas y gravimétricas, para identificar y delimitar posibles zonas de almacenamiento de gases en el subsuelo profundo. Estas zonas pueden incluir domos salinos, acuíferos subterráneos y pozos petroleros agotados, que, tras las adecuadas adaptaciones, pueden servir como almacenes de gases.

Adicionalmente ha estado involucrada en la integración de los métodos sísmicos y gravimétricos como fundamento para el éxito de la etapa de exploración. «Mientras más métodos se aplican con un fin determinado basándose en que el subsuelo responda a ese problema, se refuerzan las soluciones y las posibilidades de que sea exitosa la exploración». Estos métodos permiten analizar las propiedades del subsuelo, como la densidad de las rocas y la velocidad de propagación de las ondas sísmicas, para identificar estructuras geológicas que puedan ser adecuadas para el almacenamiento de gases.

La profesora Inírida Rodríguez está comprometida en ofrecer soluciones prácticas para la gestión de gases en Venezuela y el mundo. La profesora Rodríguez señala que en el país se desaprovecha una gran cantidad de gas natural que se libera a la atmósfera, lo que representa una pérdida económica y un impacto ambiental negativo. Se espera que esta investigación tenga un impacto significativo en la aplicabilidad de la integración sísmico-gravimétrica para la caracterización de zonas de almacenamiento de gases, especialmente en la exploración costa afuera. El desarrollo de herramientas de análisis más asequibles y accesibles, mediante el uso de software libre y el desarrollo de códigos en Python, podría favorecer una caracterización más precisa de las estructuras geológicas y contribuir a ubicar y delimitar con mayor exactitud las posibles zonas de almacenamiento de gases. Además de los beneficios científicos y tecnológicos, la investigación también tiene un impacto en la formación de recursos humanos y la dotación de equipos en la Universidad Central de Venezuela. Con este proyecto, la profesora Rodríguez y la Universidad Central de Venezuela reafirman su compromiso con la generación de conocimiento científico y el desarrollo de soluciones innovadoras para los desafíos del siglo XXI, como la sostenibilidad ambiental y la gestión eficiente de los recursos energéticos. Figura 5



Figura 5: La Universidad Central de Venezuela se encuentra a la vanguardia en la investigación de soluciones sostenibles para la gestión de gases, con un proyecto que integra métodos geofísicos avanzados para la exploración de petróleo y gas costa afuera y la posible delimitación de áreas para el almacenamiento de gases. Tomado de Miroslava Suarez, 2025.

RECONOCIMIENTOS Y NOMBRAMIENTOS

El pasado martes 29 de julio del 2025, se celebró la Sesión Solemne de Incorporación de la profesora Inírida Rodríguez Millán como Miembro Correspondiente Nacional por el Estado Anzoátegui, de la Academia Nacional de la Ingeniería y el Hábitat, ANIH. El evento tuvo lugar en el salón de Sesiones de la Academia de Ciencias Físicas, Matemáticas y Naturales, ACFIMAN, en el Palacio de las Academias. La profesora Rodríguez Millán fue acompañada al pódium de los oradores por los académicos Eduardo Buroz Castillo y Marianela Lafuente. Pronunció el discurso de respuesta el Académico Julio César Ohep, quien estuvo acompañado por los expresidentes de las academias nacionales Dres. Enrique López Loyo de la Academia Nacional de Medicina y Claudio Bifano de la Academia Nacional de Ciencias. El Presidente de la Academia Nacional de la Ingeniería y el Hábitat, Dr. Rafael Isidro Quevedo Camacho pronunció las palabras de bienvenida, en las cuales destacó las cualidades humanas, profesionales, científicas y gerenciales de la Académica Rodríguez Millán. El trabajo de incorporación académica se tituló: *“Interpretación Integrada de Anomalías Gravimétricas y Magnéticas, a partir de Datos Satelitales, en el Escudo de Guayana: Estados Bolívar y Amazonas”*. En las Figuras 6 y 7 se presentan imágenes del solemne acto de juramentación en el Palacio de las Academias en Caracas.



FIGURA 6: Momento de la juramentación



FIGURA 7: Discurso de la profesora Inírida Rodríguez ante los académicos y público presente.

El pasado mes de Diciembre de 2025, la Sociedad Venezolana de Ingenieros Geofísicos reconoció 50 años de una trayectoria excepcional, marcada por el éxito profesional y dedicada al servicio académico e industrial, demostrando siempre, un compromiso inquebrantable y una responsabilidad ejemplar. La Sociedad celebró con orgullo a la primera mujer en graduarse como Ingeniero Geofísico en Venezuela y al primer profesional de esta especialidad en ser incorporado a la Academia Nacional de la Ingeniería y el Hábitat, marcando dos hitos trascendentales que engrandecen la profesión de ingeniero geofísico. En la Figura 8 se presenta la placa de reconocimiento recibida por la profesora Inírida Rodríguez.



FIGURA 8: Placa de reconocimiento de la Sociedad Venezolana de Ingenieros Geofísicos destacando el invaluable aporte de la profesora Inírida Rodríguez al servicio de la docencia y la industria.

La profesora, Dr. Inírida Rodríguez Millán es un ejemplo de arduo trabajo, tesón, constancia, perseverancia y un orgullo para las ciencias de la tierra en Venezuela. Su visión, liderazgo y entrega han dejado una huella imborrable en la comunidad geoscientífica venezolana e internacional. Estas líneas nacen del deseo de honrar no solo una carrera brillante, sino también la calidez de un ser humano que deja una huella profunda en todos aquellos que le conocen.

REFERENCIAS

Acto Incorporación Acad. Inírida Rodríguez Millán, Miembro Correspondiente por el estado Anzoátegui. <https://www.youtube.com/watch?v=nzcQOhmQsm0>

Efecto Cocuyo 2022. Inírida Rodríguez es designada como vicerrectora académica de la UCV. <https://efectococuyo.com/la-humanidad/inirida-rodriguez-es-designada-como-vice-rectora-academica-de-la-ucv/>

Inírida Rodríguez Millán: Miembro Correspondiente Nacional de la Academia Nacional de la Ingeniería y el Hábitat. <https://www.blogger.com/blog/post/edit/3624982215231918412/2860130784496748048>

Repositorio Saber UCV 2019. <https://x.com/saberucv/status/1140663744437149696>

Rodriguez Millan, Inírida 2014. **Gravity Anomalies, Geodynamic Modelling and the Eastern Venezuela Basin Evolution**. Doctoral thesis, Durham University.

SUAREZ, M. 2025. **UCV desarrolla investigación geofísica para el almacenamiento de gases y exploración costa afuera**. UCV Noticias <https://ucvnoticias.ucv.ve/ucv/investigacion-geofisica-para-el-almacenamiento-de-gases-y-exploracion-costa-afuera/>

**Daniel Alejandro Salcedo Rodríguez una impresionante trayectoria tanto profesional como docente.
Individuo de Número de la Academia Nacional de la Ingeniería y el Hábitat, Venezuela.**

Mariato Castro Mora
notasgeologiavenezuela@gmail.com



RESUMEN

El martes, 25 de marzo de 2025 tuvo lugar la Incorporación como Individuo de Número de la Academia Nacional de la Ingeniería y el Hábitat, Sillón IX, de nuestro querido colega, profesor y amigo, el geólogo Daniel Salcedo. El solemne acto tuvo lugar en el Paraninfo del Palacio de las Academias, en la avenida Universidad de Caracas, Venezuela.

Para todos los que estudiamos en la Universidad Central de Venezuela las materias Geotecnia I y Geotecnia II, el profesor Salcedo es un ejemplo no tan solo de altísima calidad técnica y didáctica sino de valores y ética. Los ejemplos con fotos de casos reales que presenta en clases son un libro abierto para aplicar la teoría aprendida y de como ejecutarla de la mejor manera posible con altísima responsabilidad.

Este trabajo desea rendir un pequeño homenaje a un gran profesor, profesional y mejor ser humano que sabe combinar la excelencia profesional con la calidez humana, recordándonos que el éxito no sirve de nada sin integridad.

ABSTRACT

On Tuesday, March 25, 2025, our dear colleague, professor, and friend, geologist Daniel Salcedo, was inducted as a Full Member of the National Academy of Engineering and Habitat, Chair IX. The solemn ceremony took place in the Auditorium of the Palace of the Academies, on Avenida Universidad in Caracas, Venezuela.

For all of us, who studied Geotechnics I and Geotechnics II, at the Central University of Venezuela, Professor Salcedo is an example not only of the highest technical and pedagogical quality but also of values and ethics. The examples with photos of real-world cases that he presents in class are an open book for applying the theory learned and how to execute it in the best possible way with the utmost responsibility.

This paper is intended as a small tribute to a great professor, professional, and even better human being who knows how to combine professional excellence with human warmth, reminding us that success is meaningless without integrity.

Palabras claves: geología, geotecnia, geoingeniería, profesor, consultor, académico

Key Word: geology, geotechnics, geoengineering, professor, consultant, academic

INTRODUCCION

Daniel Alejandro Salcedo Rodríguez nace en Coro, estado Falcón, el 29 de enero de 1945, en el seno de una familia numerosa. Estudió en el Colegio Salesiano Pío XII de Coro, estado Falcón. A partir del 3er año de bachillerato continuó su educación en el Liceo Andrés Bello, uno de los centros educativos más emblemáticos de la ciudad de Caracas.

GRADOS ACADEMICOS

Daniel Salcedo se graduó en la primera promoción de ingenieros geólogos en la ilustre Universidad Central de Venezuela en el año 1967. Su tesis de grado versó sobre la geología y geotecnia del área de deslizamientos de San Rafael, municipio Mesa Bolívar, estado Miranda.

En el año 1971 obtuvo un Master of Science en ingeniería civil con especialidad en mecánica de suelos e ingeniería de fundaciones en la Universidad de Missouri-Rolla, en los Estados Unidos.

ACTIVIDAD PROFESIONAL

Daniel Salcedo es ingeniero consultor en Geotecnia para estudios geológicos y de caracterización de masas rocosas; estudios de sectorización de amenazas geotécnicas; estudios geotécnicos para fundaciones y muros; proyectos de obras de estabilización; control de calidad de terraplenes y pavimentos e instrumentación geotécnica.

Adicionalmente es instructor de cursos de capacitación y mejoramiento profesional para ingenieros y técnicos y desde el año 1976 es socio fundador de Ingeotec C. A. Ingenieros Geotécnicos Consultores.

ACTIVIDAD DOCENTE

El profesor Salcedo ha realizado una destacable labor docente y de mejoramiento profesional siendo Profesor Asociado en la ilustre Universidad Central de Venezuela dictando las cátedras de Geotecnia y Geología Aplicada a Obras Civiles en las escuelas de Geología, Minas y Geofísica y en Ingeniería Civil. Es profesor de postgrado en ingeniería de rocas en el Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad Simón Bolívar en el Valle de Sartenejas, Caracas.

A continuación, se resume su prolífera labor en la formación de recursos humanos en Venezuela e internacionalmente:

- 1981: Dictó cursos de postgrado y trabajos de investigación en Mecánica de Rocas como profesor invitado (Research Associate) en la Universidad de Berkeley en California.

- 1968-1998: Profesor Asociado. Cátedras de Geotecnia y de Geología Aplicada a Obras Civiles. Universidad Central de Venezuela (UCV). Pietro de Marco y mi persona tuvimos el privilegio de conocer al profesor Salcedo en 1977, como sus alumnos en el curso de Geotecnia I, dictado en la Escuela de Geología, Minas y Geofísica, de la Facultad de ingeniería de la Universidad Central de Venezuela. Pietro de Marco describe su capacidad excepcional para transmitir conocimientos de manera clara y dinámica despertando su interés por la geología aplicada a obras de ingeniería, lo que le motivó a cursar la asignatura Geotecnia II. Recuerda como cada una de sus clases era dictada en forma magistral, combinando acertadamente los aspectos teóricos con la aplicación práctica necesaria para la sólida formación técnica de los futuros profesionales en las áreas de geotecnia, mecánica de suelos, mecánica de rocas, hidrogeología y geología aplicada. Gustavo Moreno, quien trabajó con el profesor Salcedo por 23 años, lo describe como un profesor entregado a sus clases descritas como insuperables, acompañadas de su colección de rocas donde se gana el respeto y la admiración de todos sus alumnos.
- 1974-2012: Profesor de postgrado en Ingeniería de Rocas. Departamento de Ingeniería Civil. Universidad Simón Bolívar. Caracas, Venezuela.
- 2011- 2018: Profesor de la Maestría en Geotecnia de la Universidad Industrial de Santander. Bucaramanga, Colombia.
- 2001: Jurado (Guest Critic) invitado por Columbia University, New York, para evaluar varias tesis de maestría en la Escuela de Arquitectura y Planificación Urbana.
- Profesor guía y tutor de 15 tesis de pregrado y postgrado en ingeniería geológica e ingeniería civil en las universidades Central de Venezuela, Simón Bolívar y Católica Andrés Bello. Pietro Di Marco realizó su tesis de grado para optar al título de Ingeniero de Minas bajo la tutoría y guía del profesor Salcedo. Su relación académica evolucionó al campo profesional cuando el profesor Salcedo lo invitó a formar parte de su empresa INGEOTEC. Así Pietro Di Marco comenzó una trayectoria de más de seis años en la compañía de Daniel Salcedo donde le transmitió no solo sus vastos conocimientos técnicos, sino que le inculcó sus valores éticos y su inquebrantable compromiso con el país, la universidad y el gremio geotécnico.
- Profesor invitado por diferentes universidades nacionales para dictar conferencias sobre temas de geotecnia. (Universidad Central de Venezuela, Universidad Católica Andrés Bello, Universidad Metropolitana, Universidad Simón Bolívar, Universidad Santa María, Universidad de los Andes, La Universidad del Zulia, Universidad Centroccidental Lisandro Alvarado, Universidad Nueva Esparta, Universidad José María Vargas).
- Profesor invitado en los Cursos Panamericanos de Movimientos en Masas, organizados por la Sociedad Internacional de Mecánica de Suelos y Fundaciones y por la Sociedad Internacional de Mecánica de Rocas.
- Profesor invitado por diferentes universidades extranjeras para dictar conferencias sobre temas geotécnicos. (University of California-Berkeley, Columbia University, New York, Universidad de Sao Paulo, Brasil, Universidad Industrial de Santander, Colombia, Chile, Costa Rica y República Dominicana).
- Integrante del grupo de profesores seleccionados para los Cursos Latinoamericanos de Movimientos en Masa y para Cursos de Prevención de Desastres.
- Profesor guía de numerosas tesis de grado tanto en Geología como en Ingeniería Civil.

EXPERIENCIA PROFESIONAL

Actividad profesional en Venezuela:

- Múltiples trabajos profesionales relacionados con estudios y proyectos geotécnicos y estructurales para urbanismos, vialidad, túneles, presas, desarrollos urbanos, estabilización de taludes, obras de reparación de deslizamientos, fundaciones para edificaciones, instrumentación y control de calidad de obras civiles.
- Gerencias Técnicas e inspecciones de obras. Autopista Antonio José de Sucre. Galerías exploratorias Deslizamiento en sector del Viaducto No. 1. Autopista Caracas-La Guaira. 1991. Sistema Ferroviario Caracas-Tuy Medio. Consorcio Inspecciones Ferroviarias Túnel Tazón de 6.79 km de longitud y Canalización de Quebradas Canoas y Tributarias. Eje Ferroviario Caracas-Cúa. 1997-1999. Rehabilitación de Carretera Local 03. Tramo El Orza- La Ye de Los Curitos. Estado Apure (71 km). 2005. Obras de estabilización (Cortina de Pilotes ancladas, Muro sobre pilotes y obras de protección contra la socavación). Sector entre la Urbanización La Toma y Quebrada La Guairita. Estado Miranda.
- Elaboración de mapas geológicos, de procesos geodinámicos y de sectorización de riesgos geológicos para zonas de desarrollo urbano de moderado a alto costo y para zonas de la ciudad informal. Sectorización de amenazas geotécnicas dentro del marco de la Habilitación Física de Barrios de Caracas para las Unidades de Planificación Física (UPF) y las Unidades de Desarrollo Urbano (UDU) Ojo de Agua, Catia Noreste, Cotiza, Petare Norte y Sur, Catia Oeste, 23 de Enero – San Martín, Cementerio-cota 905, Antímano, La Vega, Valle-Coche, Las Minas, Macarao, Caricuao. Estudios de sectorización de riesgos geotécnicos Proyecto de Habilitación Integral de Galipán, Cuenca de Quebradas Catuche y Anauco. Cuencas Piedra Azul, Osorio, Guanape, San Julián, Carmen de Uria en el Estado Vargas. Evaluación de amenazas y vulnerabilidad de los Diques de la zona industrial de Matanzas, Ciudad Guayana, Edo. Bolívar.
- Consultor para la Autoridad Unica de Area del Estado Vargas con motivo del desastre originado por los flujos torrenciales de Diciembre 1999.
- Consultoría técnica para solución de problemas relativos a las capas permeables de la Presa Borda Seco. Desurca. Desarrollo Uribante-Caparo c. a. Filial de CADAPE.
- Integrante de la Comisión de Expertos con el Dr. Richard Goodman y el Dr. Rodolfo Sancio para investigar las causas y el comportamiento de un deslizamiento que estaba generando la falla de un Viaducto. Autopista Caracas-La Guaira. Venezuela.
- Integrante de la Comisión de Expertos en Hidráulica y Geotecnia designada por el Consejo Nacional de la Vivienda, Ministerio de Infraestructura, para atender la emergencia generada por los flujos torrenciales de Diciembre de 1999.
- Organizador e instructor de numerosos Cursos de Mejoramiento Profesional en el área de Geotecnia y de Prevención de Desastres.

Actividad profesional internacional:

- Integrante de la Comisión de Expertos Internacionales con el Dr. Wynfrith Riemer y el Dr. Antonio Soriano para la investigación de los deslizamientos (coluvios y taludes en roca) que afectan la vía sustitutiva del Proyecto Hidrosogamoso, Bucaramanga, Colombia.

- Proyecto de obras de estabilización y obras correctivas. Bastión 1. Puente Río Espino. Carretera Nueva a San Carlos. Sección Sifón-La Abundancia. Costa Rica.
- Entrenamiento profesional y elaboración de Manual de Capacitación para la Caracterización, Clasificación y Criterios de ruptura de masas rocosas. Para Geólogos e Ingenieros del Instituto Colombiano de Geología y Minería, Ingeominas. Bogotá, Colombia.
- Entrenamiento profesional a Ingenieros y elaboración de Guía Geotécnica y Ambiental para Caminos Vecinales para la Secretaría de Estado de Obras Públicas y Comunicaciones (SEOPC) de la República Dominicana.
- Estudio geológico-geotécnico Carretera Sucre-Potosí-Tarija (500 km), República de Bolivia. Incluye estudio de sitios de puentes y sitios especiales con problemas de deslizamientos.
- Consultoría Técnica. Evaluación de pavimentos y geotecnia. Fase I. Carretera Cochabamba-Chimoré (187 km). Secretaría Nacional de Transporte y Aeronáutica Civil del Ministerio de Desarrollo Económico de la República de Bolivia.
- Estudio geológico y caracterización de masas rocosas. APNA Property. Slope Stability at Seroe Mansinga and Caracas Bay. Golder and Associates. Curacao.
- Participación como invitado por la JTC-1, the Joint ISSMGE, ISRM and IAEG, para el taller titulado "Workshop on the Mechanics and Velocity of Large Landslides", Courmayer, Italia. Technical Committee on Landslides and Engineering Slopes in Association with the Politecnico di Turino, and the Ecole Polytechnique Fédérale Switzerland. Artículos publicados en Engineering Geology (Elsevier) 109. 2009.
- Consultor para Gobiernos e Instituciones Internacionales (Banco Mundial y Banco Interamericano de Desarrollo) en problemas de carácter geotécnico y de prevención de desastres. Consultor del Banco Interamericano de Desarrollo y del Banco Mundial para el dictado de Cursos de Prevención de Desastres y para la elaboración del Código de Edificaciones para la República Dominicana y para la República de Bolivia.
- Consultor del Banco Mundial para la atención de problemática geotécnica relacionada con zonas de ciudades no formales en Guatemala.
- Ensayos en roca para el Proyecto de mejoramiento de la Planta Termoeléctrica de Bahía Las Minas, Panamá.

PUBLICACIONES

Autor y coautor de más de 50 artículos publicados en boletines y revistas técnicas nacionales e internacionales, en el campo de la Geotecnia. Autor de Guías y Manuales simplificados para la comunidad, orientados a la identificación y prevención de problemas geotécnicos.

Entre sus publicaciones destacan:

- SALCEDO, D. Evaluación de la estabilidad de túneles en macizos rocosos mediante el método del bloque crítico
- DE MARCO Z., P.; HERNANDEZ V., F.; SALCEDO, D. Evaluación y análisis de algunos problemas de estabilidad de taludes en las excavaciones mineras del Cerro Bolivar, Estado Bolivar
- CAPRILES ROJAS, A. R.; SALCEDO, D. Diseño geotécnico del túnel Mochima sector Santa Fe, Estado Sucre

- SANSEVIERO S., R. A.; SALCEDO, D. Aplicaciones de métodos geofísicos y geotécnicos en el desarrollo urbano Lomas de la Alameda, Estado Miranda
- SALCEDO, D. Guía simplificada para identificación y prevención de problemas geotécnicos en desarrollos urbanos
- SALCEDO, D. Geología geotecnia del área de deslizamientos de San Rafael, Municipio Mesa Bolívar, Estado Mérida
- SANCHEZ v., C.E., SALCEDO, D. Caracterización geotécnica de masas rocosas metamórficas de la Cordillera de la Costa Venezolana
- COSTA MACHADO, T.; SALCEDO, D. Caracterización geotécnica de las masas rocosas sedimentarias de la serranía del interior oriental
- SALCEDO, D. 1978. El uso de las proyecciones hemisféricas como técnica de predicción y análisis de problemas relativos a estabilidad de taludes en macizos rocosos. Seminario del uso de las proyecciones hemisféricas como técnica de previsión y análisis de problemas relativos a estabilidad de taludes y macizos rocosos.
- SALCEDO, D. 2000. Los flujos torrenciales catastróficos de Diciembre de 1999, en el estado Vargas y en Caracas: Características y lecciones aprendidas. XVI Seminario de Geotecnia.
- SCHUSTER, R.L.; SALCEDO, D.; VALENZUELA, L. 2002. The Geological Society of America: Boulder. GSA Reviews in Engineering Geology 15:1-34, January 2002
- SALCEDO, D. 2009. Behavior of a landslide prior to inducing a viaduct failure, Caracas—La Guaira highway, Venezuela. Engineering Geology 109 (1):16-30, February, 2009

Guías y manuales profesionales:

- Guía Geotécnica y Ambiental para Caminos Vecinales, Consultoría para la Secretaría de Estado de Obras Públicas y Comunicaciones (SEOPC) de la República Dominicana y entrenamiento profesional a Ingenieros en el año 2002.
- Manual de Capacitación para la Caracterización, Clasificación y Criterios de Rotura de Masas Rocosas. Entrenamiento Profesional a Geólogos e Ingenieros del Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS. Bogotá, Colombia en el año 2009.
- Autor de Guías y Manuales simplificados para la comunidad, orientados a la identificación y prevención de problemas geotécnicos en desarrollos urbanos de moderado a alto costo, y en zonas de desarrollos urbanos no controlados. Ver Figura 1.

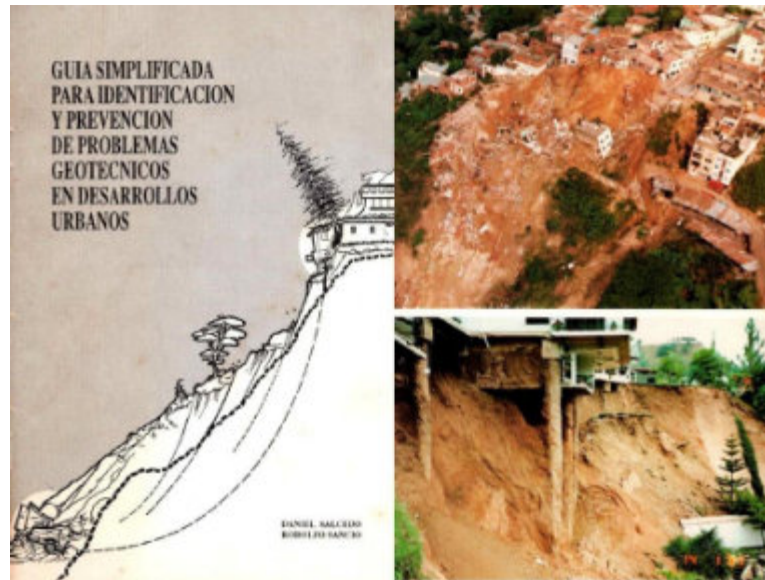


Figura 1: Carátula de la Guía Simplificada para Identificación y Prevención de Problemas Geotécnicos en Desarrollos Urbanos

SOCIEDADES PROFESIONALES

- Presidente de la Junta Directiva de la Sociedad Venezolana de Mecánica del Suelo e Ingeniería de Fundaciones. (1982-1984). Presidente del Grupo Nacional de Venezuela de la Asociación Internacional de Ingeniería Geológica. (IAEG). Pietro Di Marco recuerda que, durante su gestión en la Junta Directiva de la Sociedad Venezolana de Mecánica del Suelo e Ingeniería de Fundaciones, promovió la visita a Venezuela de los más destacados especialistas en el campo de la ingeniería de suelos y geomecánica de rocas. A través de sus conferencias, estos expertos transmitieron valiosos conocimientos y experiencias sobre importantes obras de ingeniería a nivel mundial.
- Miembro Activo de la American Society of Civil Engineers (ASCE), International Association of Engineering Geology (IAEG), International Society for Rock Mechanics (ISRM), International Society of Soil Mechanics and Foundation Engineering (ISSMFE), Sociedad Venezolana de Geotecnia. (SVG). Sociedad Colombiana de Geotecnia (SCG). Geotechnical Society, University of California-Berkeley.

DISTINCIONES RECIBIDAS

- Miembro de la Sociedad de Honor Phi Kappa Phi, University of Missouri-Rolla, 1971.
- Mención Honorífica por Trabajo de ascenso, Universidad Central de Venezuela, 1978.
- Orden Francisco de Miranda en Segunda Clase, Colegio de Ingenieros de Venezuela, 1982.
- Orden José María Vargas en Segunda Clase, Universidad Central de Venezuela, 1995.
- Orden 18 de Julio en Tercera Clase, Universidad Simón Bolívar, 1999.
- Seleccionado para la "Annual Distinguished Lecture" del año 2001, en la Universidad de California-Berkeley, donde se le designa Miembro Vitalicio de la "Geotechnical Society" de dicha universidad.

- Orden "El Precursor" en su Tercera Clase, instituida para enaltecer la memoria del Generalísimo Francisco de Miranda, epónimo del estado Miranda. Orden conferida por la Gobernación del Estado Bolivariano de Miranda en el año 2011.

Individuo de Número de la Academia Nacional de la Ingeniería y el Hábitat.

Daniel Salcedo cumplió el requisito para la incorporación a la Academia Nacional de la Ingeniería y el Hábitat (ANIH) de Venezuela, con el trabajo titulado "Contribuciones al uso de herramientas y procedimientos básicos para la caracterización de masas rocosas en la práctica de la geotecnología de taludes". Esta disertación fue estructurada en diez capítulos con un total de 564 páginas, 11 Anexos y una extensa lista de referencias bibliográficas. Le fue asignado el Sillón IX, que previamente había sido ocupado por el distinguido Académico Alfredo Guinand Baldó.

El contenido del trabajo de incorporación ha sido organizado por el profesor Salcedo con la intención de que sirva de material de apoyo a estudiantes universitarios; que los motive al ejercicio profesional con conocimiento de causa y con espíritu crítico. El profesor Salcedo espera que la disertación contribuya al reconocimiento y manejo de las incertidumbres aleatorias y epistémicas inherentes a la geotecnología, particularmente aquellas presentes en las actividades de caracterización y clasificación de masas rocosas y en la elaboración de los modelos geológico-geotécnicos requeridos para los análisis de estabilidad de taludes. En dicho trabajo de incorporación se presentan los resultados y conclusiones relevantes de una investigación realizada para evaluar la anisotropía de resistencia en rocas de la Cordillera de la Costa de Venezuela, en la cual se utilizaron herramientas sencillas y ensayos básicos. Se describen los diferentes mecanismos de rotura de taludes en masas rocosas, y se aborda la problemática de estabilidad de taludes en materiales constituidos por bloques de roca embebidos en una matriz de granulometría más fina, cuyo comportamiento mecánico es particularmente complejo. Se realiza una descripción de los principales sistemas de clasificación de masas rocosas aplicables a la ingeniería de taludes, destacando su utilidad, limitaciones, y posibles errores de interpretación.

La Incorporación de Daniel Alejandro Salcedo Rodríguez como Individuo de Número de la Academia Nacional de la Ingeniería y el Hábitat de Venezuela, Sillón IX tuvo lugar el martes 25 de marzo de 2025. Ver Figuras 2, 3 y 4.



Figura 2: Invitación al acto de Incorporación como Individuo de Número de la Academia Nacional de la Ingeniería y el Hábitat, Sillón IX

Durante su discurso de incorporación, Daniel Salcedo destacó, que *“En la práctica profesional y en labores docentes relacionadas con la ingeniería de rocas, he percibido que existe una exagerada y común ansiedad por utilizar programas de computadoras, restándole importancia a los aspectos conceptuales asociados a los parámetros requeridos como datos de entrada, con el agravante que tales programas por su impactante presentación de resultados con gráficos varicoloreados en dos y tres dimensiones, dan la impresión, por demás falsa, de elevada confianza en los resultados. En otras palabras, el deseo de utilizar los programas de computadora está limitando la planificación de actividades y la dedicación necesaria para la obtención de los datos confiables requeridos, a ser incorporados en los modelos geológicos y geotécnicos que servirán de base para las subsiguientes fases del proceso de diseño. Esta práctica ha sido responsable de numerosas fallas en obras de ingeniería, atribuidas a la elaboración de modelos sesgados, en ocasiones combinada con secuencias y defectos constructivos que desvirtúan las hipótesis del proyecto.”*



Figura 3: Daniel Alejandro Salcedo Rodríguez durante su discurso de Incorporación como Individuo de Número de la Academia Nacional de la Ingeniería y el Hábitat, Sillón IX



Figura 4: Juramentación de Daniel Salcedo como Individuo de Número de la Academia Nacional de la Ingeniería y el Hábitat, Sillón IX

ANECDOTAS Y TESTIMONIOS. FRAGMENTOS DE VIDA

Los colegas de Daniel Salcedo, los profesionales que han interactuado con él en su larga carrera, dan testimonio de sus capacidades resaltantes como líder técnico. También de sus cualidades como un jefe

cercano, meticuloso y respetuoso, que incentivaba a su equipo a proponer ideas y a formarse continuamente.

Josefina Ortas recuerda “que optó por cursar Geología Aplicada con otro profesor, pues el profesor Daniel Salcedo tenía fama de ser exigente y muy riguroso, y yo, como buena alumna prudente, pensé: “mejor no me meto en ese lío”. Tiempo después, gracias a la recomendación del profesor Andrés Pesti, comenzó a trabajar con él. Lo que comenzó como una relación profesor-asistente se transformó en más de 30 años de colaboración en geotecnia y, con el tiempo, también en una verdadera amistad. Descubrí entonces que esa exigencia que antes me intimidaba era, en realidad, una de las cualidades que más admiraría de él. A lo largo de estos años, he podido comprobar que Daniel Salcedo es un profesional que ama profundamente su disciplina. Para él, la geología y la geotecnia, no son solo una carrera, sino una vocación. Su pasión por la profesión guía su manera de pensar y de abordar cada problema técnico. Es un excelente formador y mentor, exigente y ético, que se preocupa porque sus alumnos y colaboradores no se limiten a ejecutar procedimientos, sino que realmente comprendan, razonen y asuman su responsabilidad como ingenieros. Al mismo tiempo, es una persona cercana y muy humana, con un gran sentido del humor que muchas veces alivia tensiones y crea un ambiente de respeto y confianza en su equipo. No puedo dejar de mencionar el trío que formamos Daniel Salcedo, Luis Salas y mi persona trabajando en proyectos y obras durante todos estos años. Entre desafíos técnicos y aprendizaje constante, acumulamos tantas vivencias y anécdotas especiales que sería imposible resumirlas aquí, pero estoy segura de que, al leer estas líneas, muchas le vendrán a la mente y le sacarán una sonrisa. Gracias, Daniel Salcedo, por tu enseñanza, tu ejemplo y tu amistad. Trabajar y aprender a tu lado ha sido uno de los grandes privilegios de mi vida profesional y personal. Este homenaje refleja todo el aprecio, respeto y reconocimiento que mereces”

Pietro Di Marco indica que “Daniel Salcedo fue pionero en Venezuela en el uso de las proyecciones hemisféricas aplicadas a la solución de problemas de estabilidad en masas rocosas, así como en la aplicación de clasificaciones geomecánicas para la solución de problemas de ingeniería de rocas. Su vocación de servicio lo ha llevado a colaborar incondicionalmente con autoridades y organismos públicos para la resolución de problemas complejos de ingeniería, aportando su experiencia para generar soluciones efectivas y sostenibles. Su preparación, experiencia profesional y cualidades como docente, sirvieron para formar profesionales que se han desempeñado en las principales empresas e instituciones relacionadas con la geotecnia. Es admirable su extraordinaria inquietud por ampliar su propia formación, revisando continuamente los artículos técnicos publicados en revistas científicas de reconocida calidad técnica e importancia internacional. Además de sus cualidades como persona, docente y profesional, Daniel Salcedo posee un carisma único, nunca inicia una conferencia sin antes “romper el hielo” mediante algún comentario ingenioso para captar la atención total de la sala, manteniendo el interés de la audiencia gracias al estilo ameno de sus presentaciones y la calidad del material visual expuesto. Daniel Salcedo aporta un extraordinario legado en sus innumerables publicaciones, que se han convertido en material de consulta obligatoria tanto para la formación de nuevos profesionales como para la resolución de los desafíos cotidianos en la ingeniería geotécnica”.

Gustavo Moreno evoca el año 1977 “cuando por recomendación llegó al piso 9 del edificio La Línea, en Caracas, para asistir a una entrevista de trabajo con el Ingeniero Daniel Salcedo, para optar al cargo de jefe de laboratorio para su compañía denominada Ingeotec, C.A. Como resultado de la entrevista fui aceptado para el cargo y comencé un largo trayecto como jefe de laboratorio durante 23 años. Desde el primer momento, aprecié a un hombre muy culto y educado que me explicaba los procesos de su empresa. De mi experiencia trabajando con él, afiancé una serie de valores y mística para el trabajo, así como

conocimientos en mecánica de rocas y geología, donde ha sido y es uno de los más brillantes profesionales de este país. Como anécdota recuerdo que estábamos conversando un día y yo le pregunté, Ingeniero por qué trabaja tanto, sábados, domingo, feriados, Usted no tiene necesidad de hacerlo, Usted tiene dinero, y me dijo, “cuando uno tiene las responsabilidades que yo tengo no es cuestión de dinero, uno deja de pertenecerse” y eso se me quedó grabado”.



Figura 5: El profesor Salcedo que todos admiramos y respetamos profundamente

Rendir homenaje a Daniel Alejandro Salcedo Rodríguez es reconocer no solo una trayectoria profesional impecable, sino una vida dedicada a sembrar conocimiento y valores. Más allá de su innegable excelencia académica y su rigor profesional, lo que verdaderamente deja una huella imborrable en nosotros es su calidad humana. Es un maestro que enseña con el ejemplo, demostrando que la verdadera grandeza reside en la humildad y la empatía.

El profesor Salcedo con su arduo trabajo, incansable dedicación, compromiso y sólidos valores es ejemplo e inspiración para la comunidad de las ciencias de la tierra en Venezuela e internacionalmente.

AGRADECIMIENTOS

Todo mi agradecimiento y reconocimiento para Pietro Di Marco, Josefina Ortas y Gustavo Moreno. Gracias por sus anécdotas y tiempo dedicado a este homenaje. Mi reconocimiento especial para Elizabeth Hernández y Omar Colmenares por sus amables y gentiles sugerencias.

REFERENCIAS

Incorporación del ingeniero Daniel Alejandro Salcedo Rodríguez como Individuo de Número, Sillón IX de la ANIH. 25 de marzo de 2025. <https://acading.org.ve/wp-content/uploads/2025/07/Incorporacion-del-Ingeniero-Daniel-Salcedo-Rodriguez-como-Individuo-de-Numero-ANIH.pdf>

SALCEDO, D.; SANCIO, R. 1989. **Guía Simplificada para Identificación y Prevención de Problemas Geotécnicos en Desarrollos Urbanos**. Publicación patrocinada por Lagoven S.A., Filial de Petróleos de Venezuela S.A.

Sesión Solemne de incorporación del Ing. Daniel A. Salcedo Rodríguez, como Individuo de Número ANIH. <https://www.youtube.com/watch?v=CW6opCNljDk>

ESTRATIGRAFÍA DEL PIEDEMONTES MERIDIONAL DE LA PROVINCIA DE PINAR DEL RÍO. FLYSCH Y OLISTOSTROMAS DE LA DEPRESIÓN DE SAN DIEGO. *Contribución al Léxico Estratigráfico de Cuba.*

Humberto Álvarez-Sánchez (1).

1) Miramar Mining Corp. Panama Republic. Miembro de la Comisión del Léxico Estratigráfico de Cuba. Instituto de Geología y Paleontología. La Habana.

EXORDIO

El presente trabajo contiene los resultados del levantamiento geológico realizado entre 1972 y 1974 en el occidente de la Depresión de San Diego (provincia de Pinar del Río), entre Boca de Galafre y Consolación del Sur, entre los 83°54' y 83°36'. En esta región, notable por su complejidad sedimentaria y tectónica, se nombraron varias unidades litoestratigráficas incorporadas al Léxico Estratigráfico de Cuba y se identificaron unidades de avalanchas submarinas y olistostromas; uno de los primeros reportes en Cuba (Konev & Segura Soto, 1979). Aunque algunos resultados principales se comunicaron en eventos científicos nacionales e internacionales, el conjunto del estudio no se publicó en su integridad. Las nuevas unidades en distintas ediciones del Léxico Estratigráfico, a causa del esfuerzo de síntesis propias de esta clase de obras, sumaron errores y redacciones interpretativas de los originales y así surgió la persistencia de discrepancias y problemas de interpretación en la literatura y la cartografía regional. En esta ocasión se presenta una versión ampliada y actualizada del estudio original, orientada a una revisión crítica de ciertos aspectos de la geología regional y de los modelos tectónicos propuestos para el occidente de Cuba. La preparación de la cuarta edición del Léxico Estratigráfico de Cuba, marcada por mayores exigencias a la litoestratigrafía y persistentes problemas de nomenclatura, ofrece un marco oportuno para recuperar y precisar estos resultados, con el objetivo de contribuir a los estudios actuales y futuros de la geología del occidente cubano.

1. INTRODUCCIÓN.

Los trabajos de cartografía geológica de campo se iniciaron en 1972-73, apoyados en los estudios clásicos de Vermunt (1937), Buttica (1946) y Herrera (1961), considerados las fuentes más confiables sobre la geología y estratigrafía regional de la época y base de referencia. Las determinaciones paleontológicas, realizadas en la DGGG¹ en La Habana, estuvieron a cargo de Gustavo. Furrázola-Bermúdez, Silvia Blanco Bustamante y Jorge Sánchez Arango. El levantamiento alcanzó una escala convencional basada en catorce perfiles N-S con controles y amarres transversales sobre mapas 1:50 000 y aerofotografías 1:40 000, cuyos trazados comenzaban o terminaban sobre las metamorfitas de la Faja Cangre, al norte de la Depresión de San Diego. La columna estratigráfica síntesis (**Figura 1**) contiene las nuevas Formaciones Río Feo y Río Guamá (K₂), San Sebastián, El Guayabo y La Majagua (Pg₁), esta última segregada de la Formación Capdevila (Pg₂₋₁) (Palmer, 1934). La Formación San Juan (K₂) (Herrera, 1961) fue redefinida y dividida en la nueva Formación Río Guamá, correspondiente a la sección terrígena con capas intercaladas de rudistas y la unidad calcárea constituida por un biostromo compacto de calizas de rudistas, que conserva en sentido estricto la denominación de Formación San Juan. En el área estudiada se reconocen así tres grupos estratigráficos bien definidos: las formaciones Río Feo, Río Guamá y San Juan, asignadas al Cretácico Superior (Campaniano–Maastrichtiano); las formaciones San Sebastián, El Guayabo (dividida en los miembros Río Rancho y El Calabozo). La Majagua, correspondientes al Paleoceno, con posible ausencia parcial o total del Daniano; y la Formación Capdevila, del ¿Paleoceno?-Eoceno Inferior según su microfauna diagnóstica; al igual que la suprayacente Formación Universidad (Pg₂₋₁) (Bermúdez, 1937), que no fue estudiada en detalle durante el levantamiento. La Formación Loma Candela (Bermúdez, 1950) no aflora en el área cartografiada y la Formación Paso Real (*op cit.*) yace en discordancia sobre todas las anteriores, mientras que la parte inferior de la sucesión registra los eventos finales asociados a la actividad postrera del Arco Volcánico Cretácico.

¹ Dirección General de Geología y Geofísica.

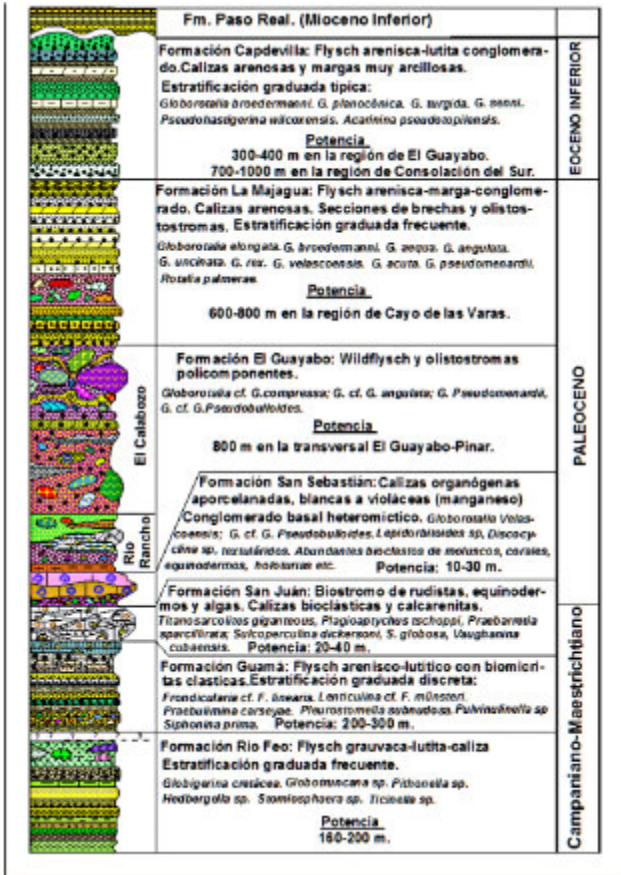


Figura.1.Columna estratigráfica de la región del levantamiento de la Depresión de San Diego. Original de 1974 sin modificaciones.

2. INFORMACIÓN DISPONIBLE A FINALES DE 1970.

2.1. Louis W. J. Vermunt (1937ab).

Con mapas militares imprecisos y rutas a la brújula, Vermunt (1937a) levantó en la Depresión de San Diego (DSD) el mapa de la “Facies Este” de la Formación Habana (Palmer, 1934), esencialmente terrígena y con restos de un biostromo maastrichtiano (Tabla 1); compuesto por una mezcla de rudistas, algas, pelecípodos y otros variados organismos marinos, cementados por caliza areno-arcillosa. En el linde norte con las montañas, esta facies afloraba entre la Fm. Habana sin dividir (Figura 2). En otras localidades (Figura 2B) olistolitos de calizas de rudistas flotaban en unas olistostromas paleocenas (Álvarez-Sánchez, 1974). Como se aprecia en Vermunt 1937 (Figura 2A), su posición alineada sugiere sedimentación sobre un elevado estructural. Sus remanentes, como cuerpos separados, se prolongan por más de 100 km al sur de la Cordillera de Guaniguanico, concordantes con el rumbo de la Falla Pinar, probable evidencia de control estructural por la misma falla; con una clara acentuación en el tramo curvado de la Falla Pinar, al oeste de Pinar del Río. Por lo demás, su trabajo constituyó la primera fuente confiable y disponible para los geólogos posteriores a Vermunt, al disponer de cartografía real sobre estas rocas, más tarde denominadas “Formación San Juan” por Herrera (1961). En la actualidad, estos espacios de afloramientos separados por rocas terciarias en el mapa de Vermunt; aparecen rellenos en los mapas actuales por una versión de la Fm. San Juan. Esta representación difundida es irreal, por no decir falsa. La Fm. San Juan se describe con la misma definición propuesta por Herrera (**op. cit.**) y es representada, erróneamente, en contacto permanente con la Fm. Arroyo Cangre a lo largo de la Falla Pinar. En dichos mapas la Fm. San Juan se dibuja buzando entre 20 y 25° al sur y con unos 700 m entre contactos sur y norte. Parámetros según los cuales la Fm. San Juan alcanzaría un espesor de 500–600 m; cifra absurda para esta unidad.

Tabla.1. Distribución de los rudistas en localidades de la Figura 2. Página 263 (Vermunt, 1937b).

Localidad	Rudistas
V.614 (W de San Juan y Martínez)	<i>Chiapasella pauciplicata</i> Müllerried. <i>Titanosarcolites giganteus</i> Whitfield. <i>Sphaerucrapina</i> sp.
H.774 (N de San Juan y Martínez)	<i>Orbignya</i> sp. <i>Barrettia sparcilirata</i> Whitfield. <i>Bournonia thiadensi</i> Vermunt, n. sp. <i>Chiapasella pauciplicata</i> Müllerried. <i>Titanosarcolites giganteus</i> Whitfield. <i>Caprinula</i> cf. <i>annulata</i> Palmer. <i>Biradiolites</i> sp. <i>Bournonia</i> sp y <i>Caprinidae</i> .
M.940. (Localidad. Tranca)	<i>Titanosarcolites giganteus</i> Whitfield. <i>Caprinula</i> cf. <i>annulata</i> Palmer.
M.938. (Localidad. Tranca)	<i>Biradiolites</i> cf. <i>Aquitanicus</i> Toucas. <i>Bournonia thiadensi</i> Vermunt, n. sp.
A.647. (Norte de Río Feo)	<i>Titanosarcolites giganteus</i> Whitfield
A.645. (Norte de Río Feo)	<i>Titanosarcolites giganteus</i> Whitfield
L.818 (NNW de Pinar del Río)	<i>Orbignya müllerriedi</i> Vermunt, n. sp. <i>Pironaea</i> cf. <i>Peruviana</i> Perth. <i>Biradiolites</i> or <i>Bournonia</i> sp.indet.

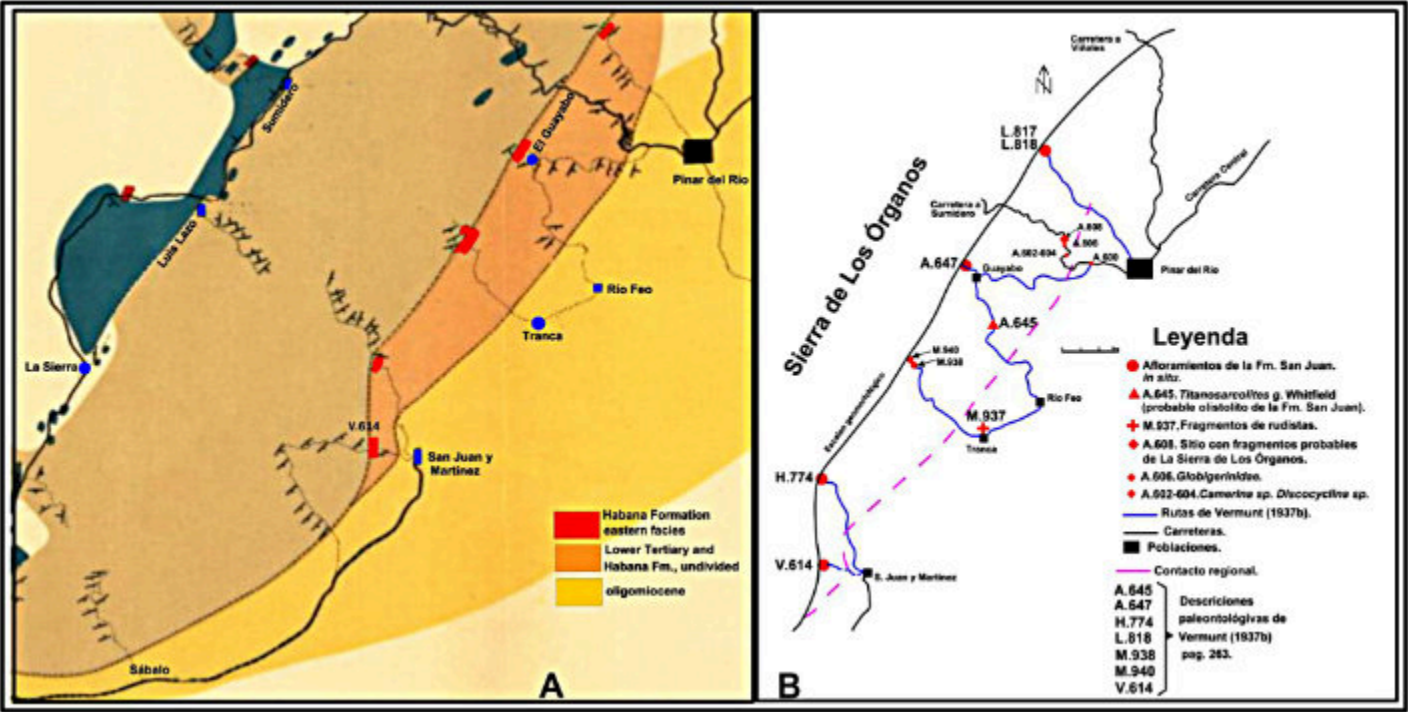


Figura.2. A. Sector del mapa de Vermunt (1937) entre San Juan y Martínez y Pinar del Río, en el respaldo sur de la Sierra de Los Órganos (Falla Pinar). En rojo afloramiento de las calizas de rudistas del Maastrichtiano. La localidad utilizada por Herrera (1961) para la definición de la Fm. San Juan se encuentra próxima al punto V.614 (de Vermunt). B. Detalle del Mapa de Localidades de Vermunt (1937a). El sitio M.937 con rudistas clásticos yace a ± 3.5 km de M.940 en flysch del Paleoceno-Eoceno Inferior. A.645 con *Titanosarcolites* a unos 2.5 km al norte de A.647 que parece *in situ*. En realidad yace en olistostromas paleocenas. A.608 es una localidad donde Vermunt describe clastos de caliza azul y violeta probablemente derivados de la Fm. San Andrés². La gran dispersión de fragmentos de rudistas en términos de clastos decimétricos hasta grandes bloques métricos, presentes en las olistostromas, es una de las fuentes de errores en el establecimiento de los límites de la verdadera Fm. San Juan del Maastrichtiano *in situ*³.

2.2. Pierre Buttica (1946ab).

Buttica (1946a, *ined.*) levantó un mapa 1:40 000 de la Depresión de San Diego, entre San Juan y Martínez y San Diego de los Baños, apoyado en trabajos sismológicos y gravimetría de balanza de torsión. Asimismo, confeccionó la primera columna estratigráfica y los perfiles que aún hoy expresan con cierta precisión los rasgos principales de la

estructura de esta región. Buttica señaló contrastes en las facies clásticas entre las localidades de San Juan y Martínez y San Diego de los Baños, con una zona de transición próxima al meridiano de la ciudad de Pinar del Río. Al occidente dominaban los clásticos gruesos y biostromos del Campaniano-Maastrichtiano. Hacia el oriente, el material clástico se afinaba y las facies biolíticas se acuñaban; variaciones destacadas no por cambios en los mecanismos de relleno, sino por la textura de los sedimentos. Otro aporte significativo de su trabajo es la puntualización de la estructura general sinclinal al sur de la Falla Pinar, presentada en perfiles detallados apoyados en la geofísica de la época y en sus propias observaciones de campo. Buttica (1947b) realizó una medición del espesor de los depósitos a lo largo de la transversal Sitio Peña–Consolación del Sur, con resultado de 1300 m, alrededor de 1000 m corresponderían a la Fm. Capdevila, cifra aceptable para la época, cuando aún no existían otros criterios de división.

2.3. Nicolás M. Herrera (1961).

En un trabajo clásico sobre la estratigrafía de Cuba occidental, Nicolás M. Herrera (1961) presentó su columna estratigráfica de la Depresión de San Diego de los Baños, compuesta por el Grupo Habana (Palmer, 1934); la Formación San Juan; y las Formaciones Madruga (Lewis, 1932) redescrita por Bermúdez, 1961), Capdevila (Palmer, 1934) y Universidad (Bermúdez, 1937), coronadas por la Fm. Loma Candela (Bermúdez, 1950) discordante (Figura 3). La nueva Fm. San Juan se describía compuesta por rocas terrígenas y calizas. Estas calizas contenían restos de una variada fauna de rudistas y de otros numerosos organismos marinos de aguas someras. Por debajo de San Juan, Herrera señaló un complejo de “serpentinitas y otros ígneos” en contacto con la Falla Pinar. Por lo demás, el ordenamiento de las Fms. Capdevila y Universidad propuesto por Herrera fue correcto y coherente según los hechos de campo conocidos por entonces (v. Buttica, 1946a). Las investigaciones posteriores demostraron la estratigrafía de Herrera más próxima a la realidad. La autoría y el nombre de la Fm. San Juan se respetaron hasta hoy; no así el concepto de su composición, redefinido posteriormente por Álvarez-Sánchez (1974).

3. MARCO GEOLOGICO REGIONAL.

Las unidades tectónicas de Cuba occidental entre el Macizo Metamórfico Pinos y el borde sur de la Cordillera de Guaniguanico yacen bajo el mar somero del Golfo de Batabanó y la Llanura Sur de Pinar del Río. Se trata de un perfil clave de gran importancia; pero incomparable por su conocimiento con los perfiles de la Cordillera de Guaniguanico, la Faja Cangre y las Zonas de Bahía Honda y La Esperanza; destinos de repetidas campañas de levantamiento geológico y materia de diversidad de teorías sobre su desarrollo geológico. A pesar del menor conocimiento de la sección sur del territorio insular, es imposible sortear la geología de esta región meridional en las teorías sobre los mantos tectónicos de Cuba occidental; razón por la cual es de la mayor importancia conceder a estas estructuras la significación e interés que poseen. Este requerimiento no se ha cumplido y hoy es un problema que permanece y lo escaso de nuestro conocimiento se refleja en la variedad nombres recibidos por las estructuras regionales⁴. No obstante, la geofísica posterior a 1959 agregó nueva información del perfil entre la costa del Golfo de Batabanó y la frontera meridional de la Cordillera de Guaniguanico limitada por la Falla Pinar (v. Shablinskaya y Shatsilov, 1971; Echevarria-Rodríguez *et al.* 1974; Cotilla Rodríguez, 1999; Prol y Rifá, 2005; Toucet *et al.* 2005), suficiente para describir a grandes rasgos los elementos principales y distinguir las estructuras formadas, al menos en tierra firme,

3.1. Alto del Guan.

El Alto del Guan (también llamado Alto de La Coloma) (Ducloz, 1956; Truitt y Brönnimann, 1956) (Figura 3); es un promontorio orientado NNE, descubierto temprano por datos de balanza de torsión (v. *et.* Dickerson, 1934). Se refleja en superficie por una anomalía de 80 mGal, con centro de 100 mGal (Soloviev *et al.* 1964; Furrázola-Bermúdez *et al.*, 1964) y anomalías magnéticas hasta +200 Gammas (Soloviev *et al.*, 1963).

² Jurásico de la Sierra de Los Órganos.
³ Obsérvese los lugares de encuentros de rudistas en la localidad Tranca en la Figura 5B, probados con seguridad como bloques u olistolitos de las calizas de rudistas, flotando en secciones de olistostromas de la Fm. Capdevila.
⁴ Sinclinal Los Baños y Zona de San Diego de Los Baños (Furrázola-Bermúdez *et al.*, 1964); Depresión de Los Palacios (Khudoley, 1967; García Sánchez, 1978. Zona San Diego de Los Baños (Pszczółkowski *et al.*, 1975; Piotrowska, 1978). Cuenca Superpuesta Los Palacios-Cortés (López Rivera *et al.*, 1987). Cuenca Los Palacios (Pardo, 1975; Flores Nieves *et al.*, 2003).

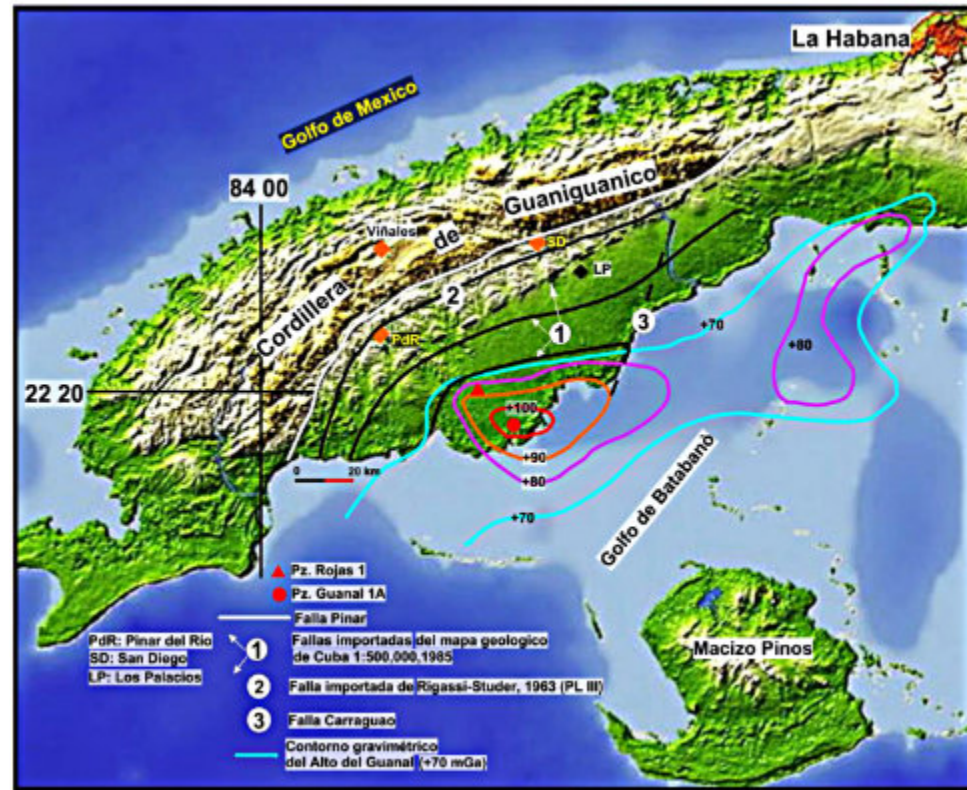


Figura.3. Croquis del occidente de la Isla de Cuba. Fallas principales al sur de la Cordillera de Guaniguanico forman un sistema de grandes fracturas paralelas cubiertas por sedimentos del Mioceno. Los datos de su existencia provienen de los levantamientos gravimétricos y sismológicos realizados en la región desde los años 40 del pasado siglo, continuados hasta la actualidad.

Una anomalía positiva de 72 mGal rodea los intensos campos anómalos. Bajo la cubierta miocénica los Pozos Guanál 1A (873 m) y Rojas 1 (820 m) tocaron un complejo volcánico y serpentinitas⁵. Bajo las vulcanitas, a la profundidad de 11 km, el método de ondas refractadas identifica una superficie denominada basamento cristalino (Shablinskaya y Shatsilov, 1971; Shein y Kleschov, *et al.*, 1974; García-Sánchez, 1978; Prol *et al.* 2005). Este gran espesor cortical de la sección volcánica se interpreta como extensión del Arco Volcánico del Cretácico (AVC) aflorado en Cuba central (García-Sánchez, 1978; Prol y Rifá, 2005; Toucet *et al.*, 2005). Los flancos de la estructura son fallas detectadas en el registro geofísico (Echevarría-Rodríguez *et al.*, 1974; Bush y Sherbacova, 1986). El límite norte es la Falla Guanál (Figura 4 No. 1) de rumbo ENE y arqueada hacia el oeste, enfatizando su carácter compresivo. Al NW y N se hunde a gran profundidad (> 800 m) hacia la Cuenca Los Palacios, según datos del Gradiente Total Normal de la Gravedad (GTN) (Díaz Duque, 1980; Díaz Duque *et al.*, 1989).

3. 2. Cuenca de Los Palacios.

La columna estratigráfica de la Cuenca de Los Palacios de espesor cercano a los 5,000 m, contiene sucesiones volcánicas y carbonatadas a partir del Cenomaniano-Turoniano (García-Sánchez, 1978). Frecuentes cambios faciales, espesores muy variables y sedimentos de ambiente pelágico adyacentes a rocas de arrecife acumuladas sobre pedestales tectónicos, caracterizan la influencia de fallas del fondo volcánico en la sedimentación.

En el fondo del Pozo Candelaria 1 (4384 m), Pardo (2006) comenta sobre las calizas de arrecife reportadas por Fernández *et al.* 1987; como posibles representantes de restos de la Fm. San Juan (Herrera, 1961), aflorada al norte

⁵ One possibility is that the serpentinites and mafic rocks are clastic material in a conglomerate. Alternatively, they may be blocks of ophiolites and mafic rocks similar to those found along thrust faults in the Guaniguanico Terrane. The third possibility is that these rocks are ophiolites and volcanic arc section similar to that found in the Bahía Honda area (Fig. 1). None of these data and interpretations can be reconciled with the cross-sections presented by Piotrowska (Figs. 2 and 3). Iturralde-Vinent, 1994.

junto a la Falla Pinar, a unos 15 km del pozo, lo que constituye una buena evidencia del influjo de las fallas en la morfología de la cuenca.

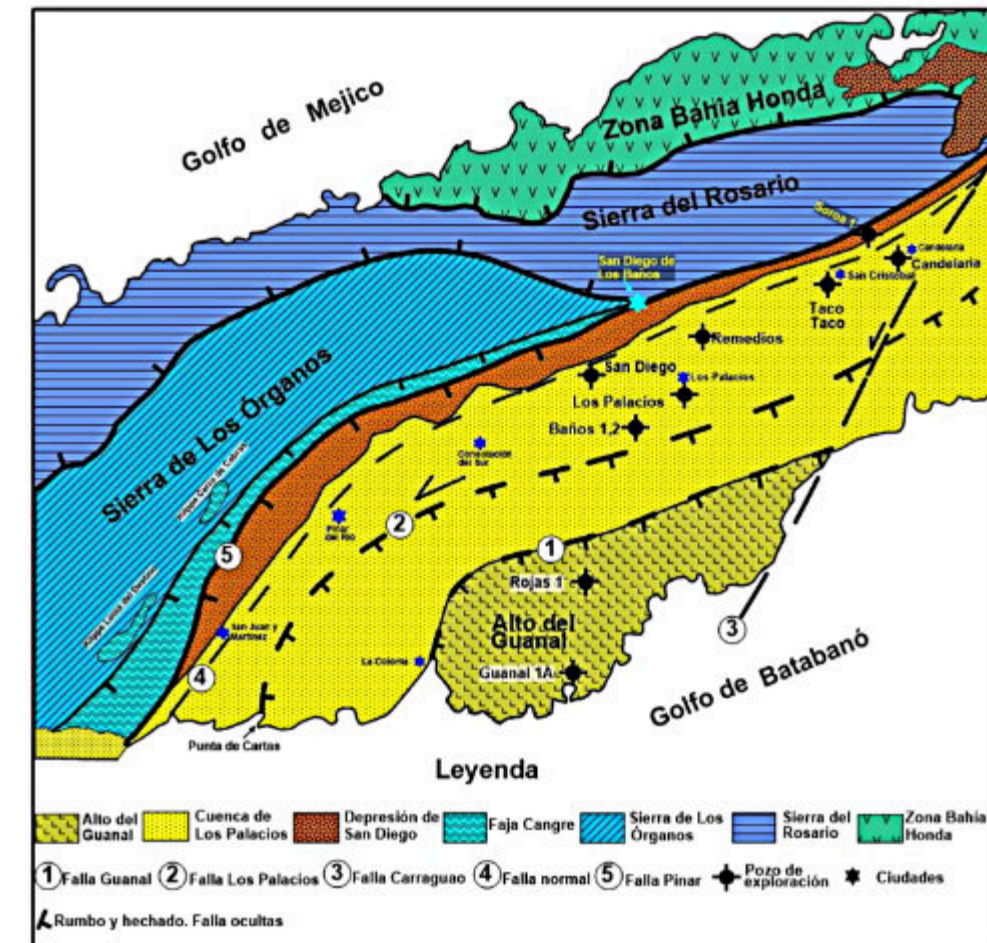


Figura.4. Estructuras principales del occidente de Cuba⁶. De sur a norte el Alto del Guanál, enmarcado al norte por la Falla Guanál (1). En la Cuenca Los Palacios se destaca la gran Falla Los Palacios (2). Al norte la franja de afloramientos de la Depresión de San Diego, limitada al sur por una falla cubierta (4), miembro probable de un sistema en escalón, solidario con la Falla Los Palacios. El límite al norte es la Falla Pinar (5). Al este de San Diego de Los Baños buza al sur con una pequeña inclinación o es vertical. Pero al oeste de esa localidad buza al sur y, más al oeste se inclina progresivamente al SE y el ángulo llega a suavizarse hasta 30° SE, al NW de la ciudad de Pinar del Río. Al norte de su tramo occidental la Falla Pinar delinea a la Faja Metamórfica Cangre (HPLT), cabalgada sobre la Sierra de Los Órganos. La Falla Carraguao (3) derecha, corta la mayor parte de las estructuras y al norte parece unirse con la Falla Pinar.

Flores Nieves *et al.* 2003 reporta un hiato de ± 19 Ma entre el Eoceno Inferior y el Oligoceno Superior en el Pozo San Diego 1; una prueba de áreas emergidas entre bloques de falla. Linares Cala *et al.* 2023 señalan la Fm. Bruja (Coniaciano-Santoniano) entre 1975 m y 2950 m del Pozo San Diego 1 y la Fm. Provincial (Albiano-Cenomaniano) hasta el final del pozo; ambas pertenecientes a la sucesión del AVC de Cuba central. Otra prueba de intersección del arco volcánico bajo la Cuenca de Los Palacios.

La falla principal de la Cuenca es la Falla Los Palacios (Figura 4. No. 2) en una estructura de escalones inclinados hacia el sur (Butticaz (1946a), cortada al Este por la Falla Carraguao (Figura 5. No. 3) lateral siniestra (Ducloz, 1956; Rigassi-Studer, 1963). Redescubierta por Shablinskaya y Shatsilov, 1971; Bush, y Sherbacova, 1986, Bush y Kondakov, 1986; la Falla Los Palacios fue discutida por Cotilla Rodríguez, 1999 y estimada de profundidad mántica. Cotilla (2006) señaló a Álvarez-Sánchez (1981), quien apoyado en Buttica, *op. cit.*, interpretó la falla como principal de Cuba occidental, activa, cortical y más importante que la Falla Pinar. Díaz Duque, 1980 y Díaz Duque *et al.*, 1989, determinaron el buzamiento de la Falla Los Palacios al NE con ángulo 45-50° y profundidad mántica.

3.3. Depresión de San Diego.

La Depresión de San Diego (DSD) se extiende como una faja estrecha al sur de la Cordillera de Guaniguanico (Figura 4). La base estratigráfica debuta por un flysch vulcanomórfico del Campaniano bajo secuencias terrígenas y calcáreas del Maastrichtiano. A un probable hiato daniano sucedió un relleno del Paleoceno-Eoceno Inferior, mayor a 2500 m;

⁶ Datos de: Lewis, 1932; Buttica, 1946; Ducloz, 1956; Rigassi-Studer 1963; Puscharovskiy *et al.* 1965, 1989; Shablinskaya y Shatsilov, 1971; Echevarría *et al.*, 1974; Pérez Pacareu, 1977; García Sánchez, 1978; Díaz Duque, 1980; Pérez Othon y Yarmoliuk, 1985; López Rivera *et al.* 1987; Mossakovsky y Nekrasov, 1988; Puscharovskiy *et al.*, 1989; Díaz Duque *et al.* 1989; Bralower & Iturralde, 1997; Cotilla Rodríguez, 1999; Millán, 2003; Toucet *et al.* 2005; Pardo, 2006).

periodo de inestabilidad general en la cuenca caracterizado por frecuentes sismos sinsedimentarios, reflejados en secuencias semiperiodicas de olistostromas, englobadas por flysch normal (Álvarez-Sánchez, 1974; 1984, 1989). La Fm. Loma Candela (Bermúdez, 1950), del Eoceno Medio, con solo volcánicos redepositados, testifica el fin de los aportes del AVC al relleno principal de la estructura. La Fm. Loma Candela (Bermúdez, 1950), del Eoceno Medio, con solo volcánicos redepositados, testifica el fin de los aportes del AVC al relleno principal de la estructura.

Los límites de la DSD no se encuentran precisados con exactitud. No obstante, existen evidencias de una falla cubierta paralela a la Falla Pinar, ya cerca de la superficie (Falla sin nombre No. 4 en la Figura 4), como posible límite sur; también señalada por Iturralde-Vinent en una figura que ilustra la definición de dos estructuras a las que llama Graben San Cristóbal y Graben La Coloma (Figura 5). La Falla Los Palacios podría ser su límite al sur. La Falla Pinar es el límite norte. A partir del poblado de San Diego de Los Baños, la DSD contacta al este con la Sierra del Rosario y al oeste con la Faja Cangre, metamórfica (de Millán, 1972, 1988).

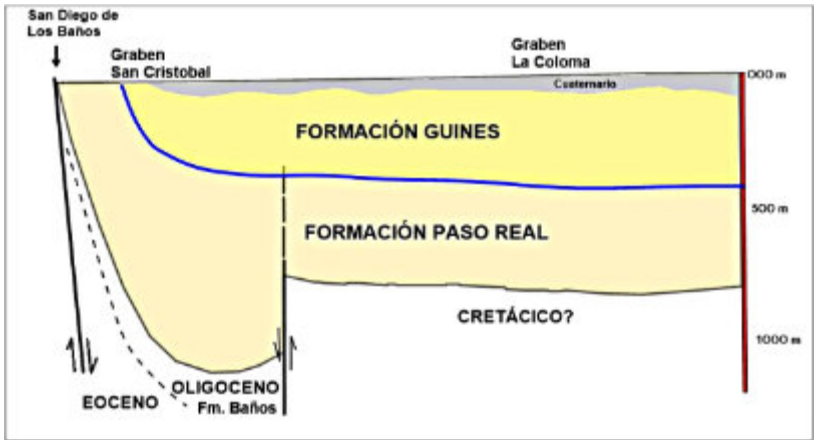


Figura.5. Perfil de los depósitos del Oligo-Mioceno al sur de la Falla Pinar a partir del poblado de San Diego de Los Baños (adaptada de Iturralde-Vinent, 2011).

La Falla Pinar, es un rasgo polémico de Cuba occidental (Tabla 2). No se conoce el nombre de su autor y proponente. En un mapa de Vermunt (1937a)⁷ (Figura 6) aparece una de las primeras representaciones. Se le suponen desplazamientos laterales considerables (Bresznyánszky & Iturralde-Vinent 1978; Piotrowska 1978; Gordon y Man *et al.* 1997), pero la magnitud de los desplazamientos es materia de especulaciones solo basadas en huellas de cinética (Gordon y Man, *op cit.*; Ordaz *et al.* 2013 y otros). En términos generales son aceptables datos que confirman movimientos de la Falla Pinar a lo largo de su rumbo. También importantes movimientos de resultante vertical sin duda ocurrieron y rasgos significativos de compresión pueden probarse, para integrar un complejísimo cuadro dinámico, variable en el tiempo.

Hay varios criterios aplicables que confieren valor de prueba al movimiento lateral de las fallas⁸, entre ellos:

- 1-Rocas frescas y rocas metamórficas en contacto a través de la falla.
- 2-Rectitud del trazo; característico de las grandes fallas de desgarre.
- 3-Posibilidad de restablecer a su posición primitiva complejos litológicos o rasgos estructurales desplazados por la falla.

Existen más criterios, pero considero los enumerados los principales para el caso.

⁷ The Southern boundary is a large fault which is based chiefly on morphologic arguments (the abrupt ending of the mountain region). Vermunt, 1937a.

⁸ Es muy complicado y requiere una gran cantidad de datos determinar el desplazamiento total de la falla con un grado de certidumbre razonable y las dificultades en la determinación del desplazamiento lateral y la cantidad de factores que intervienen para conseguir tal fin son numerosos (Sylvester 1988).

1-El primer criterio funciona bien en el tramo al oeste de San Diego de Los Baños, límite con la Faja Cangre. Las rocas frescas de la DSE contactan con metaterrígenos jurásicos HPLT de la Faja Cangre. Al contrario, pierde su validez al este de San Diego de Los Baños, con rocas sin metamorfismo en ambos contactos de la supuesta Falla Pinar continua. La Sierra del Rosario al norte y la DSD al sur.

Tabla.2. Estilos y edades de la Falla Pinar.

Autor	Estilo principal	Edad	Comentarios
Vermunt, 1937	Falla al este de San Diego de Los Baños.	¿	Oeste de San Diego ¿como un contacto geológico?
Rigassi-Studer, 1963	Omitida por completo		Trazo cortado por la Falla San Andrés.
Piotrowska, 1978.	Desgarre diestro (160-180 km y verticales 1,5-2 km.	No más antigua de Eoceno Medio. Fase principal pre-transgresión del Mioceno.	Contemporánea con la fase tectónica 1 ^{orden} . Activa en el Neógeno y el Pleistoceno.
Bresznyánszky & Iturralde-Vinent, 1978.	Desgarre siniestro	Eoceno Superior tardío a Oligoceno Inferior a Medio	Activa hasta el Oligoceno Inferior a Medio. Convertida en una falla normal en época posterior.
Rosencrantz, 1990.	Desgarre siniestro	Activa durante el cabalgamiento del Paleógeno en Cuba.	Extensión en tierra de fallas submarinas del margen occidental de la cuenca del arco posterior de Yucatán.
Gordon y Mann <i>et al.</i> 1997.	Desgarre siniestro	Eoceno temprano	Define la Fase 2 de la colisión.
Pardo, 2006	Falla lítrica	Eoceno. Más probable Maastrichtiano.	Relación con los mantos de Guaniguanico. ¿Tan vieja como Campaniano?
Cobiella-Reguera, 2008	¿	Cenozoico.	La Falla Pinar, es posterior a los sobrecorrimientos, cortantes de las secuencias del paleomargen mesozoico.
Ordaz <i>et al.</i> 2013.	Desgarre siniestro	Posterior al Paleoceno superior-Eoceno inferior	Activa hasta el presente.

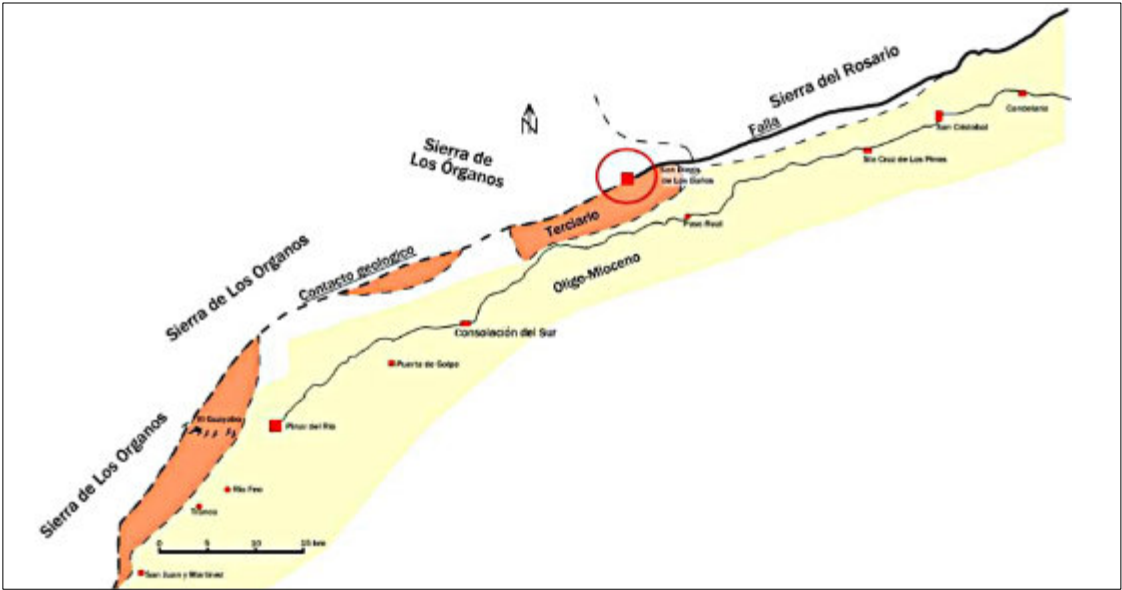


Figura.6. Croquis basado en el Mapa Geológico de la Provincia de Pinar del Río de Vermunt, 1937. Vermunt dibujó su trazo oriental como una falla regional. Mientras el occidental se representa como un contacto indeterminado; por tanto, dos segmentos divergentes con centro en San Diego de Los Baños, en la demarcación W-E de las Sierras de Los Órganos y del Rosario.

2-Como señalaron Hatten & Meyerhoff (1956), la Falla Pinar es un arco paralelo a estructuras de compresión. La Figura 7 muestra la casi perfecta coherencia de la falla con los ejes estructurales de la Cordillera de Guaniguanico. Por si no fuera suficiente, también es paralela a las Fallas Los Palacios y Guanai y con los ejes de las Cuencas Los Palacios y Batabanó; como ilustración de una compresión duradera y normal a todas las zonas faciales y mantos tectónicos de Cuba occidental. Sin embargo, las grandes fallas de desgarré en todo el planeta, sesgan toda clase de estructuras y rumbos sin respetarlos.

3-La posición paralela a la Falla Pinar de la totalidad de las estructuras regionales (Cordillera de Guaniguanico, Faja de La Esperanza. Zona de Bahía Honda) no condiciona la necesidad de reestablecer a su posición primitiva complejos litológicos ni estructuras, decenas o centenas de kilómetros; a la derecha (Piotrowska, 1978) o a la izquierda (Iturralde-Vinent, 1981) al sur o al norte de la Falla Pinar.

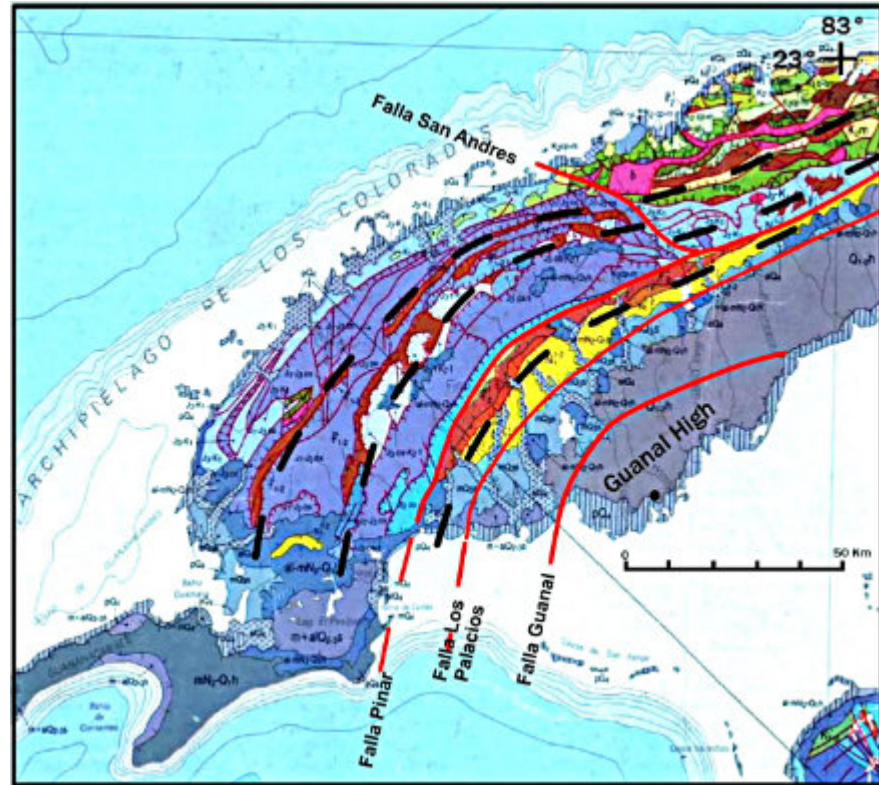


Figura.7. Cuba occidental, según el Mapa Geológico de Cuba 1: 1, 000,000 (de Formell-Cortina *et al.* 1988) reducido del Mapa 1: 1, 250,000. En negro los ejes estructurales de la Cordillera de Guaniguanico (Sierra de Los Óranos y Sierra del Rosario) y la Zona de Bahía Honda (Gráfica nueva del Autor).

El mal resultado en la aplicación de los criterios más apropiados y usuales en la verificación del carácter y de la magnitud del movimiento lateral, enfatiza la duda de que este sea el estilo principal de la Falla Pinar e invita a pensar si no se trata de una falla tardía de compresión entre complejos litológicos, acomodada o algo sesgada entre los contactos heredados de eventos, sin relación alguna con la falla o anteriores a ella. O pueden ser dos fallas amalgamadas, incluso de edades diferentes como una alternativa, por cierto tan buena como cualquier otra.

Ninguna de estas posibilidades necesita excluir cierto movimiento por el rumbo de la Falla Pinar ni de ninguna de las grandes fallas paralelas a ella. En vista de todo lo anterior, es posible que la Falla Pinar; en el tramo entre el norte de Boca de Galafre, hasta San Diego de los Baños, en nada se parezca a lo que por rutina se publica en numerosos trabajos hasta hoy.

El valor de su inclinación cambia paulatinamente entre ambas poblaciones. En el tramo comprendido entre San Diego de Los Baños y San Juan y Martínez buza al Sur y SE. A la altura de la intersección del Río Feo con la falla, un poco al oeste de Pinar del Río, en un afloramiento limpio, rocas estratificadas de la Fm. Río Feo se encuentran en contacto parietal de centímetros con esquistos metaterígenos de la Fm. Arroyo Cangre, sin apreciarse efectos de falla; sin que se esté afirmando aquí que no la hay.

Más al este el ángulo aumenta gradualmente, y al este de San Diego de Los Baños el ángulo se hace cercano a vertical y en adelante ya se pueden encontrar brechas de falla y cuerpos de calizas jurásicas oscuras recrystalizadas por fricción y presión, incluso fétidas y muy similares a las calizas de la Fm. Jagua de la Unidad metamórfica Mestanza. De modo que, cuando se habla de la Falla Pinar es preferible aclarar de cual localidad, punto de observación o lugar específico se habla.

Es singular, en un geólogo tan competente como Rigassi-Studer (1963), la omisión de la Falla Pinar de sus mapas, como no fuera otra la causa que sus posibles dudas al respecto. Lo mismo puede decirse de Vermunt (1937b), quizá con mayor razón; ya que, al cartografiar las calizas de rudistas contiguas a la Falla por más de 70 km, Vermunt tuvo todas las oportunidades de observación. Sin embargo, solo destacó como “falla” al tramo oriental (v. Figura 6) y, no por casualidad, el situado al oeste de San Diego de Los Baños donde la Falla Pinar se hace paralela a la Faja Cangre.

4. ESTRATIGRAFIA SISTEMÁTICA DE LA DEPRESIÓN DE SAN DIEGO.

4.1. Principios.

La descripción de las unidades litoestratigráficas se ajusta, al esquema de las versiones del Léxico Estratigráfico de Cuba; pero su atenta revisión revela discrepancias interpretativas, cambios de contenido y errores diversos, lo que motiva observaciones correctivas. Entre el Maastrichtiano y el Eoceno inferior, numerosas formaciones terrígenas cubanas, muestran notable homogeneidad marcada por grauvacas turbidíticas y procesos de remoción en masa, cuerpos canalizados y delantales submarinos; en esencia, flysch y olistostromas clásicos. Estas semejanzas regionales favorecieron nombres estratigráficos comunes a unidades separadas, generando problemas terminológicos y un exceso de sinonimias. Como señalaron Reguant y Ortiz (2001), las variaciones de las propiedades de las rocas no coinciden necesariamente en el registro estratigráfico, por lo que ni la proliferación indiscriminada de nombres ni la unificación excesiva de unidades resultan prácticas adecuadas, al conducir respectivamente a la fragmentación artificial del registro o a la pérdida de evidencias geológicas relevantes. Por fin; la diferenciación de unidades no depende solo de la litología o la edad, sino también de factores como la morfología de las subcuencas, la columna de agua, la deformación tectónica y los procesos de intemperismo, cuyas variaciones justifican la delimitación de unidades y sustentan su utilidad cartográfica.

4.2. Formación Río Feo.

Autor: Humberto Álvarez-Sánchez.

Referencia original: Álvarez Sánchez, H., 1974, Estratigrafía de la parte Occidental de la llanura costera y piedemonte de la Provincia de Pinar del Río. Cuba. Inst. de Hidroec. P. del Río, 49 págs. 17 figs. 1 map. (Inédito).

Antecedentes.

Los fundamentos para la definición de la Formación Río Feo como unidad litoestratigráfica de la Depresión de San Diego, se apoyaron en el trabajo de Herrera (1961). Herrera presentó bajo la Fm. San Juan una división litológica denominada “serpentinita y otros ígneos cerca de la Falla Pinar” (v. Figura 15), sin detenerse a describirla ni a formalizarla. No obstante, en su brevedad, atinó en señalar algunas de sus características básicas al incluir las rocas ígneas y al emplear la muy precisa frase “*serpentinitas cerca de la Falla Pinar*” y no “*serpentinitas asociadas a la Falla Pinar*”; como se registraba con anterioridad a mi trabajo⁹.

A pesar del escaso detalle de la cartografía de Herrera, sus observaciones bastaron para reconocer secciones de rocas detríticas estratificadas, de composición vulcanomítica, bajo las secciones calcáreas de su Fm. San Juan; con espesor y extensión suficientes para asignarles una posición en su columna estratigráfica.

⁹ El Mapa Tectónico de Cuba a escala 1: 1, 250,000 (Puscharovskiy, *et al.* 1965) muestra serpentinitas controladas por la Falla Pinar. En realidad se trata de serpentinitas agregadas como bloques y cuerpos lentiformes en secciones de olistostromas del Paleoceno. En los mapas posteriores los cuerpos de serpentinitas asociados a la falla desaparecieron. (Nota del Autor).

Para los efectos de mi trabajo la observación importó considerablemente en el desarrollo de mis investigaciones para confeccionar la columna estratigráfica de la región. La posición de la unidad "serpentinitas y otros ígneos" bajo San Juan reflejaba la realidad estratigráfica según mis observaciones. El estudio de cortes seleccionados bajo las calizas de rudistas indicaba una nueva formación, designada con el nombre de Fm. Río Feo de edad Campaniano (Álvarez-Sánchez 1974).

En contraste, ningún trabajo posterior atendió lo suficiente las observaciones de Herrera (García Delgado y Torres Silva, 1998; Bralower e Iturralde-Vinent, 1997; Brust *et al.* 2011). Incluso, en los mapas geológicos oficiales de Cuba (e. g. 1965; 1985; 1988) figuran las Fms. San Juan, Capdevila y Universidad como los únicos integrantes del corte regional. Sin embargo, en la revisión inicial del terreno comprobé que la sección rocosa señalada por Herrera, en efecto, ocupa la base de los cortes expuestos en la región y en ella se reconocen eventos geológicos significativos; ignorados en las descripciones previas de la estratigrafía del territorio.

Origen del nombre.

El nombre se deriva del Río Feo, con nacimiento en las Alturas de Pizarras del Sur (Piotrowska, 1978), confluyente derecho del Río San Sebastián a poca distancia del respaldo meridional de la Sierra de Los Órganos.

Sinonimia.

No tiene sinónimos. El intervalo de Herrera (1961) denominado "serpentinitas y otros ígneos" podría considerarse un sinónimo, pero carece de la información suficiente para designarlo como tal.

Unidad de rango superior.

En Huelbes Alonso, *et al.*, 2013 se incluye la Fm. Río Feo en el Grupo Mariel (González García, 1985); configurado por unidades del Paleoceno (Fms. Apolo, El Guayabo, Madruga, San Sebastián y Mercedes) y del Paleoceno-Eoceno Inferior (Fms. La Majagua y Capdevila). A este cuasi "supergrupo" se pretende añadir a las Fms. Río Feo y Río Guamá (Campaniano-Maastrichtiano). Pero Río Feo, Río Guamá y San Juan, en la DSE, están separadas de todas las anteriores por un hiato del Daniano; al parecer relacionado con tectónica regional en la DSD. Intentar reunir las formaciones del Cretácico-Superior y del Paleoceno en un grupo tiene antecedentes [(e. g. Grupo Habana (Herrera, 1961); Grupo Madruga (Furrazola-Bermúdez *et al.*, 1978); Grupo Mariel (González García, 1985); Grupo Víbora (Albear *et al.*, 1988)].

En la actualidad reina un considerable desorden en la litoestratigrafía de la región; con la consiguiente desorientación para cualquier investigador futuro. Es el resultado de visitas episódicas con fines académicos muy especializados, traducidas en publicaciones apresuradas, con escasa confiabilidad de cualquiera de las variantes de la estratigrafía reportada. (Bralower & Iturralde-Vinent, 1997; García Delgado y Torres Silva, 1998; Brust *et al.* 2011); problemas que no pueden resolverse sin una nueva cartografía competente.

Área Tipo. Localidad Tipo.

La Fm. Río Feo aflora entre los meridianos de San Juan y Martínez y el de la carretera a Luis Lazo, al NW de la ciudad de Pinar del Río en forma de una franja estrecha comprimida contra la Faja Cangre. La Localidad Tipo [(Artículo 8 (c). Código Estratigráfico Norteamericano, 2010)], comienza en el curso medio del Río Feo, entre las Alturas de Pizarras del Sur y el terraplén El Guayabo-San Juan y Martínez (Figura 8 y Figura 8A). Un posible afloramiento representativo fue visto en el Río Juan Moreno al NW de Consolación del Sur (v. Figura 12); posible equivalente hacia el oriente de la región.

Descripción original en el Estratotipo de Unidad.

El Estratotipo de Unidad de 1974 (Figura 8) comienza en el contacto de la Fm. Río Feo con esquistos de la Fm. Arroyo Cangre (Piotrowski, en Pszczółkowski *et al.*, 1975); en las coordenadas Lambert N 288.00 y E 210.750. Los

afloramientos se extienden por la margen izquierda del Río Feo hasta el punto de coordenadas N287.700 y E211.05 en el primer meandro; tramo donde afloran la parte baja y media y la base de la sección superior con buzamiento SSE a SSW.

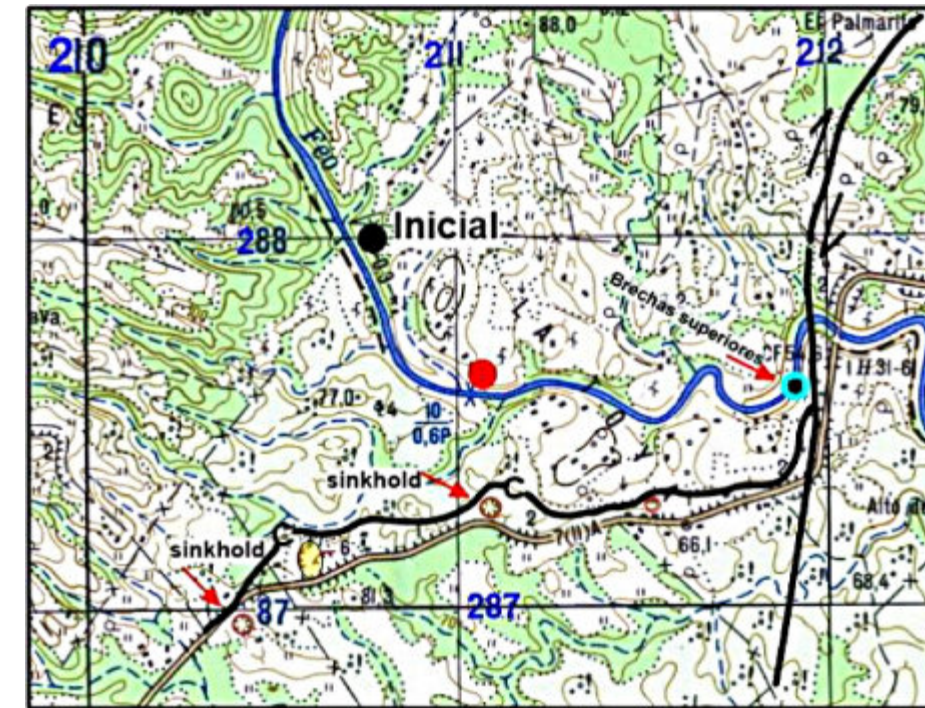


Figura.8.Localidad Tipo y Estrato Tipo de la Fm. Río Feo. Mapa 1:25,000 de la República de Cuba. Coordenadas Lambert. Elevación en metros. Hoja Río Feo 3483-III-d. Coordenadas del punto inicial: N. 288.00-E. 210.750. Coordenadas del punto auxiliar (en rojo): N. 287.700-E. 211.05. Coordenadas de las brechas superiores: N287.700 y E211.900. Trazo C: contacto discordante de Río Feo con la Fm. San Sebastián del Paleoceno Superior, destacado por una alineación de formas cársticas. (Gráfico del Autor en la presente versión de 1974).

En adelante solo aflora en pocas capas por el rumbo paralelo al cauce, hasta el punto de coordenadas N287.700 y E211.900, próximo al terraplén el Guayabo-San Juan y Martínez; donde afloran las brechas de la parte superior, en contacto tectónico con la Fm. El Guayabo. No obstante, hacia el oeste el contacto discordante se efectúa entre la Fm. Río Feo y la Fm. San Sebastián (Paleoceno); señalado por sumideros sobre las calizas carstificadas de San Sebastián. La construcción de la Presa Cangre impide observar esta sección estratigráfica completa y se necesita redefinirla en el futuro (Figura 8A).

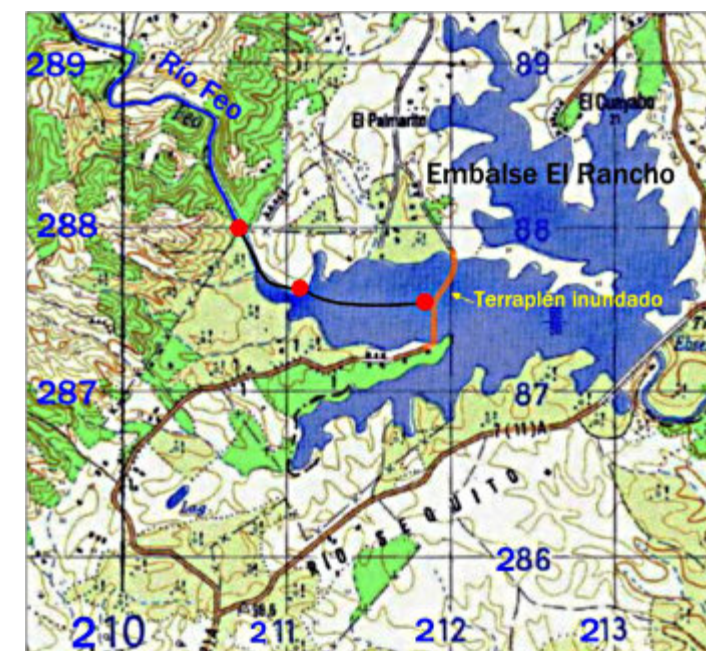


Figura 8 A. Pérdida del estratotipo de la Formación Río Feo (1:50,000).

La Fm. Río Feo se divide en tres partes convencionales (Figura 9).

En la parte inferior; en contacto con la Fm. Arroyo Cangre, afloran grauvacas verdes a negras, tuffíticas de matriz arcillosa, laminadas en centímetros hasta estratos de 0.5 m, de grano fino; limolíticas en la base y de grano de medio a grueso hacia arriba.

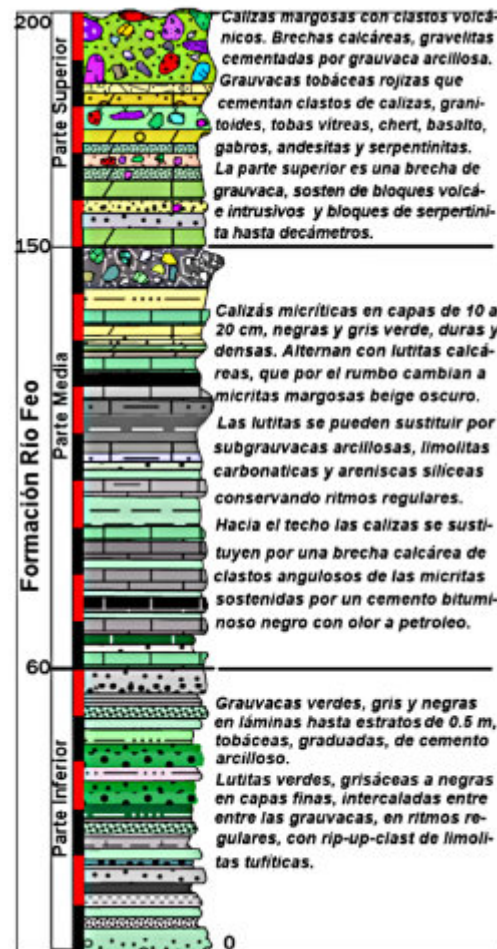


Figura.9. Columna estratigráfica esquemática de la Fm. Río Feo en la región del curso medio del Río Feo, al oeste de El Guayabo (Gráfico de 1974).

Entre las grauvacas yacen intercapas de 10 a 20 cm de lutitas verde olivo a negras, sedosas, con rip-up-clast de limolitas tuffíticas. Al golpearse; revelan numerosas superficies de disgregación en astillas y láminas paralelas a los lechos. Las lutitas de grosor variable se alternan con regularidad por las areniscas, en forma de ritmos monótonos, interrumpidos hacia arriba por capas de calizas.

Las calizas marcan el comienzo de la parte media de la Formación. Son micriticas de grano en extremo fino, en capas de 10 a 20 cm, negras, gris oscuro, gris verde, muy duras y compactas. Se alternan con las lutitas que se tornan carbonatadas y por el rumbo cambian a micritas margosas beige oscuro. Las lutitas transitan a subgrauvacas arcillosas, limolitas carbonatadas y a unas areniscas silíceas impuras, verde claro o amarillentas, manteniéndose la regularidad de los ritmos. Hacia el techo, las calizas se sustituyen por una brecha calcárea de clastos angulosos de las micritas inferiores, sostenidos por un cemento bituminoso negro con fuerte olor a petróleo.

La sección de ritmos de caliza micrítica-lutita coronada por brechas bituminosas, asombra por su extraordinario parecido a unas secciones de la Fm. Manacas en el Valle de Pons (de Álvarez-Sánchez, 1981, 1984). Nunca pude librarme de la sospecha de que se trata de facies idénticas pero asincrónicas, circunstancia que me veo obligado a aceptar por el momento, a causa de las edades de microfauna.

La parte superior, se caracteriza por estratos de calizas margosas clásticas y arenosas, con fragmentos volcánicos dispersos, brechas de clastos volcánicos con cemento calcáreo, gravelitas con cemento de grauvaca arcillosa y capas de grauvacas tuffíticas pardo rojizas, que sostienen clastos dispersos en la matriz.

Los clastos desde centímetros; en localidades alcanzan dimensiones de decímetros y en ocasiones cerca de un metro. Se componen de las calizas grises nativas, intrusivos ácidos (granitoides), pedernales (centímetros), tobas vítreas silicificadas (centímetros), basaltos y gabros, dacitas y andesitas (decímetros). En esta sección final la estratificación se desordena hacia el techo hasta desaparecer y sustituirse por una matriz masiva con aspecto de paraconglomerado de fragmentos volcánicos, muy característicos en otras unidades superiores del Paleoceno.

Se destacan bloques dispersos lenticulares de serpentinitas foliadas y miloníticas meteorizadas. La extensión de los cuerpos de serpentinitas es difícil de establecer a causa de un afloramiento pobre, pero en algunos casos alcanzan algunos metros y con excepción decámetros en el extremo sur del perfil. Estas serpentinitas; en mapas de la región, se dibujan erróneamente como coincidentes con la línea de la Falla Pinar y no con la Fm. Río Feo, como ocurre en la realidad. Es evidente que esta sección final fue a la que Herrera (1961) llamó “*serpentinitas y otros ígneos*”.

Litología diagnóstica. Meteorización y aspecto en afloramientos.

Solo la parte media de Río Feo, con rasgos de flysch distal, contiene micritas grises a negras muy duras y compactas, alternas con lutitas rítmicas. Solo Río Feo contiene brechas de las micritas en una matriz calcárea bituminosa negra. A falta de ellas el criterio se basa en los ritmos de grauvacas tuffíticas con capas de lutitas en corridas junto a la Falla Pinar. La Fm. Río Guamá, en el corte lateral, muestra estratificación mucho más gruesa, conglomerados groseros y lumaquelas cementadas por arcilla margosa, de facies perilitoral.

En secciones profundas de cauces fluviales y terraplenes, las rocas de Río Feo son gris oscuro, verdosas y hasta negro. Se degradan a rojizo, amarillento, a veces abigarrado en la superficie; un tópico en la estratigrafía cubana donde muchas formaciones vulcanomícticas se confunden y se suplantán a la vista ante la meteorización tropical.

Espesor.

En la localidad tipo Río Feo alcanza 160-200 m: Unos 60 m a la parte inferior; 100 m a la parte media y el resto a la sección superior. Los cambios son rápidos y bruscos y cualquiera de sus miembros se acuña por el rumbo. En la sección superior de estructura desordenada no es posible obtener cifras seguras a causa de sus contactos variables, entre ellos con las Fms. San Sebastián y El Guayabo, del Paleoceno.

Edad de Río Feo.

Furrazola-Bermúdez y Silvia Blanco Bustamente (Informe de investigación, 1974) en levigados de la sección inferior identificaron, heterohelícidos y otros foraminíferos planctónicos pequeños indeterminables. La sección media, en cambio, contiene *Globotruncana sp.*, *Rugoglobigerina sp.*, *Ticinella sp.*, *Hedbergella sp.* y *Globigerina cretacea* d'Orbigny; así como *Stomiosphaera sp. (incertae sedis)* y *Pithonella sp.* En consecuencia, la edad más probable para la Fm. Río Feo es Campaniano (Campaniano Medio a Campaniano Tardío)¹⁰

La asociación de foraminíferos planctónicos identificada en la sección media de la Fm. Río Feo es consistente con una edad campaniana y permite descartar razonablemente una adscripción santoniana o maastrichtiana. La presencia de *Globotruncana sp.*, y *Rugoglobigerina sp.*, indica un intervalo posterior al Santoniano, mientras que la coexistencia de *Hedbergella sp.*, y *Ticinella sp.*, géneros característicos de asociaciones relativamente tempranas del Cretácico Superior, sugiere una posición previa al Maastrichtiano, donde estas formas tienden a desaparecer o a ser reemplazadas por globotruncanidos más evolucionados. La ocurrencia de calciesféridos como *Pithonella sp.* y *Stomiosphaera sp.*, frecuentes en asociaciones campanianas y menos comunes hacia el Maastrichtiano, refuerza esta interpretación. En conjunto, la composición de la asociación, junto con la ausencia de taxones diagnósticos del

¹⁰ La asignación a un intervalo Campaniano Medio a Tardío se basa en una reevaluación bioestratigráfica de la asociación faunística reportada por Furrazola-Bermúdez y Silvia Blanco (1974); los datos paleontológicos corresponden a dichos autores, mientras que la interpretación cronoestratigráfica aquí adoptada es posterior.

Maastrichtiano, apoya una asignación campaniana para la Fm. Río Feo, probablemente correspondiente al Campaniano medio a tardío.

¿Es la Formación Río Feo un equivalente de la Formación Vía Blanca?

La Fm. Vía Blanca (Brönnimann y Rigassi, 1963) se ha señalado en la estratigrafía de la DSD (*e. g.* Gordon *et al.*, 1997; Bralower e Iturralde-Vinent, 1997), por lo que resulta pertinente examinar la posible equivalencia entre ambas unidades y si existe fundamento para que exista en la región del nuestro estudio.

El Conglomerado Bahía, compuesto por vulcanoclastos en matriz de grauvaca y señalado como la base de la Fm. Vía Blanca, no aparece en la base de la Fm. Río Feo, la cual está constituida por un flysch gradado, bien estratificado.

La parte superior de la Fm. Río Feo podría compararse, en principio, con la Olistostroma Jibacoa, de matriz masiva y posición estratigráfica poco definida; no obstante, aunque la culminación de Río Feo presenta localmente rasgos de olistostroma, se diferencia de Vía Blanca por conservar matriz estratificada y por mostrar una posición estratigráfica regular bajo las Fms. San Sebastián y El Guayabo (Paleoceno) y no por la Fm. Peñalver (Brönnimann y Rigassi, 1963).

La Fm. Río Feo también podría considerarse equivalente a la Fm. Vía Blanca atendiendo a la edad, la fuente del detrito y ciertas analogías sedimentarias; sin embargo, la ordenación de su corte litológico y sus relaciones estratigráficas la distinguen claramente de esta última. En sus afloramientos típicos, la Fm. Vía Blanca se encuentra cubierta por la Fm. Peñalver del Maastrichtiano tardío, descrita como “siempre asociada a Vía Blanca”. La Fm. Peñalver, sin embargo, no se reconoce en la DSD, sino en la región de Bahía Honda (Pszczółkowski y Albear, 1982; Bralower e Iturralde-Vinent, 1997).

Adicionalmente, la Fm. Vía Blanca cuenta con un elevado número de sinónimos: siete parciales, correspondientes a formaciones propuestas e incluso a grupos, y dieciséis equivalencias con formaciones distinguidas entre 1918 y 1978¹¹ (Franco Álvarez, *ibid.*; Huelbes Alonso *et al.*, 2013). Este hecho evidencia que Vía Blanca no constituye un concepto estratigráfico bien definido en la estratigrafía cubana y requiere de una revisión sustancial. En consecuencia, su presencia en la DSD carece de pruebas concluyentes, y ninguna campaña de cartografía geológica competente la ha documentado.

Relaciones estratigráficas y tectónicas.

En el perfil de la localidad tipo, el contacto norte de la Fm. Río Feo se establece con la Fm. Arroyo Cangre. En afloramientos limpios y bien expuestos, la superficie de contacto es tan estrecha que puede describirse como capa contra capa: al sur, grauvacas frescas de Río Feo, y al norte, esquistos metaterrígenos de Arroyo Cangre.

Dado que se ha insistido en que la traza de la Falla Pinar discurre al pie de la pendiente del relieve montañoso, cabe preguntarse acerca de la naturaleza de este contacto. La yacencia, medida con precisión, es de 35° al SE¹², tanto para los esquistos metamórficos de Arroyo Cangre como para las grauvacas de Río Feo. La significación de este hecho, cuidadosamente observado, resulta perturbadora y, sin un estudio específico, da lugar a múltiples especulaciones.

No es propósito de este trabajo extenderse ahora sobre lo que es o no es este contacto; baste señalar que existen situaciones comparables, como el contacto entre las anfíbolitas de Mabujina (LPHT) y los esquistos (HPLT) del Escambray, al suroeste de la Cúpula de Trinidad, donde no es posible introducir siquiera el filo de un cuchillo entre las anfíbolitas del Complejo Mabujinay los esquistos cuarzomicáceos del Escambray.

El contacto sur de la Fm. Río Feo presenta complicaciones adicionales que desmienten la simplicidad a menudo atribuida a la geología de esta región (Figura 10). En los perfiles de la Fm. Río Feo, entre los ríos Rancho y San Sebastián, se reconoció una zona de varias decenas de metros de espesor, caracterizada por bloques de calizas con

¹¹ Dirty shales (DeGolyer, 1918). Habana formation (parte) (Palmer, 1934). Habana formation (parte) (Rutten, 1936). Vigía Ridge (Klecker, 1943). Lirio formation (Kozary and Brönnimann, 1955). Ojo formation (Kozary and Brönnimann, 1955). Majana formation (Guanabana group) (Kozary and Brönnimann, 1955). Cabañas formation (parte) (Truitt en: Truitt and Brönnimann, 1956). Grupo Habana (Herrera, 1961). Bacuranao limestone (Brönnimann and Rigassi, 1963). Bahía conglomerate (Brönnimann and Rigassi, 1963). Habana Group (parte) (Brönnimann and Rigassi, 1963). Río Piedras conglomerate (Brönnimann and Rigassi, 1963). Schoolhouse conglomerate (Brönnimann and Rigassi, 1963). Vía Tunel conglomerate (Brönnimann and Rigassi, 1963). Olistostroma Jibacoa (de Albear e Iturralde-Vinent en de Albear *et al.*, 1977). Flysch Los Mangos (de Albear e Iturralde-Vinent en de Albear *et al.*, 1977). Fm. Chiquita (En Furrázola-Bermúdez *et al.*, 1978). Fm. Unión (En Furrázola-Bermúdez *et al.*, 1978). Super-Grupo Habana (parte) (En Furrázola-Bermúdez *et al.*, 1978). Fm. Guanaja (parte) (Kantchev en Kantchev *et al.*, 1978). Fm. Lebrije (Kantchev en Kantchev *et al.*, 1978). Grupo Perseverancia (parte) (En de Albear *et al.*, 1988).

¹² Manteo o buzamiento de la inclinación; para evitar confusiones (Nota del Autor).

rudistas de la Fm. San Juan (Maastrichtiano), así como por clastos de las Formaciones San Sebastián y El Guayabo (Paleoceno superior), inmersos en una matriz carente de estructura interna. Esta zona expresa, sin duda, algún tipo de “ruptura” entre las rocas campanianas de Río Feo y las formaciones suprayacentes. Surge entonces la pregunta acerca de la significación de este contacto y de los intervalos de tiempo que lo delimitan con mayor precisión.

Discordancia del Campaniano.

Según Pszczółkowski y Flores (1986), en el occidente de Cuba existe una discordancia angular “orogénica” y “compresiva” —no vinculada a distensión ni a movimientos verticales, entre la Fm. Orozco (Coniaciano-Santoniano), del arco volcánico, y la Fm. Vía Blanca (Campaniano-Maastrichtiano), de la cobertura. En el área estudiada la Fm. Orozco no aflora. La Fm. Río Feo podría ser un equivalente parcial de Vía Blanca, pero no más allá.

En Río Feo se observan pequeñas mesoformas (<30°) solo en el contacto con la Faja Cangre, que se atenúan rápidamente hacia el sur y no hay evidencias de discordancia entre la Fm. Río Feo (Campaniano) y la Fm. San Juan (Maastrichtiano). Todo indica que la fase orogénica campaniana no se manifiesta en esta región.

De existir una discordancia equivalente a la propuesta para Bahía Honda dentro de la DSD, probablemente estaría bajo los niveles aflorados o en la base de la Cuenca de Los Palacios; en tal caso, no puede invocarse como rasgo regional para explicar las relaciones entre las unidades locales.

La ausencia de deformación significativa y la continuidad estructural entre formaciones sugieren que los contactos responden más bien a reajustes tectónicos tardíos o a mecanismos de acomodación en un régimen compresivo atenuado. Los cuerpos caóticos en el techo de Río Feo refuerzan la idea de episodios de inestabilidad tectono-sedimentaria (gravitacional) de edad imprecisa. En consecuencia, la interpretación de estos contactos requiere cartografía detallada, control estratigráfico riguroso y estudios estructurales específicos antes de atribuirles un significado orogénico comparable al documentado en otras regiones del occidente cubano

Discordancia del Paleoceno.

Un caso relativamente más claro de discordancia lo ofrece el conglomerado polimíctico en la base de la Fm. San Sebastián (Paleoceno Superior) sobre la Fm. Río Feo (Campaniano), con ausencia parcial o total del Daniano (G. Furrázola-Bermúdez, com. escrita, Informe de micropaleontología, 1974). Sin embargo, el cuadro regional es complejo. En el valle del Río Guamá (≈8 km al NNE), una sucesión maastrichtiana de la Fm. Río Guamá, cubierta por la Fm. San Juan, es a su vez coronada por la Fm. San Sebastián en una disposición que sugiere paraconformidad. Hacia el SW, Río Feo yace discordante bajo las calizas de la Fm. San Juan, con ausencia de la Fm. Río Guamá. En otros cortes, Río Feo subyace a la Fm. El Guayabo, con un contacto marcado por bloques de la Fm. San Juan en matriz areno-arcillosa derivada de El Guayabo, lo que evidencia la destrucción previa de San Juan (v. Figura 10).

Estos datos apuntan a un episodio erosivo relativamente súbito, posiblemente iniciado en el Maastrichtiano tardío y expresado como discordancia en el Paleoceno temprano, que en algunos perfiles eliminó las calizas de la Fm. San Juan y las sustituyó por la Fm. San Sebastián, iniciada con un probable conglomerado basal. El evento sería posterior a la completa sedimentación de San Juan y, al menos, algo más tardío que el inicio de la Fm. El Guayabo. No obstante, la proximidad entre afloramientos, separados por pocos kilómetros, y la coexistencia de relaciones diversas no descartan la discordancia, pero sí cuestionan su uniformidad y extensión regional, sugiriendo eventos adicionales localizados en la base del Paleoceno. En consecuencia, las relaciones estratigráficas y tectónicas no permiten definir un esquema único de discordancias regionales para toda la Depresión de San Diego.

La presencia cercana de contactos concordantes, paraconformes y claramente erosivos, junto con la distribución irregular de unidades clave del Cretácico Superior y Paleoceno, indica que no se trata de un solo evento tectono-sedimentario regional.

La ausencia de deformación angular significativa en algunos contactos críticos, combinada con cuerpos caóticos y superficies erosivas de difícil correlación lateral, sugiere la superposición de eventos de distinta naturaleza y cronología, condicionados por la posición estructural y paleogeográfica dentro de la cuenca. En este contexto, aplicar de forma directa modelos regionales propuestos para otras áreas del occidente cubano resulta problemático. Cualquier interpretación que atribuya a estas relaciones un significado orogénico preciso y uniforme debe

considerarse provisional, hasta contar con un control estratigráfico y estructural más detallado que permita discriminar entre eventos sincrónicos, diacrónicos y estrictamente locales.

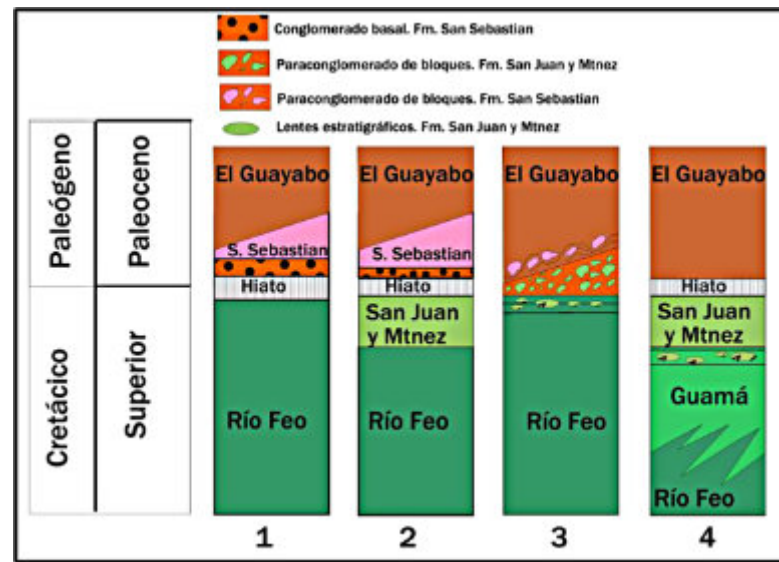


Figura. 10. Secciones estratigráficas en la región comprendida entre el Río Guama y oeste del Río Feo en la porción occidental de la Depresión de San Diego. 1-Al oeste del Río Feo. 2-En el perfil al oeste próximo al curso del Río Feo. 3-En el perfil hacia Cayo de Las Varas-La Majagua. 4-En el perfil del curso del Río Guamá. (Según Álvarez-Sánchez, 1974).

La estructura variable manifiesta en esta serie de contactos se puede relacionar con la destrucción localizada y aleatoria de las superficies originales por avalanchas submarinas y corrientes turbias de gran densidad, asociadas con sismos sucesivos; eventos probablemente relacionados con la emersión y la pérdida de todo o gran parte del Daniano. Las evidencias son numerosas y una de ellas resalta por sus características críticas. Se trata de la presencia de cuerpos de serpentinitas, o sus detritos re trabajados, en varios niveles superiores de la estratigrafía regional, además de los conocidos en la Fm. Río Feo.

Eventos gravitacionales. Cuerpos de serpentinitas.

Al Sur del antiguo terraplén el Guayabo-San Juan y Martínez, en el sitio Cayo de Las Varas, un cuerpo de serpentinitas de un centenar de metros, o cuerpos conectados más pequeños, con rumbo NE-SW, yace en el contacto entre las Fms. El Guayabo y La Majagua, con claras evidencias en el terreno de su afiliación a un intervalo de tiempo preciso entre el Maastrichtiano y el Paleoceno. Al tomar nota de este hecho, primero hay que decir que no tiene nada singular. Es muy conocido en la geología de Cuba, el papel desempeñado por las serpentinitas en las estructuras y lo que significa su presencia en las numerosas unidades de flysch de las cuencas orogénicas cubanas. Incorporadas a los sedimentos por procesos tectónicos y sedimentario-gravitacionales repetidos entre el Cretácico Superior y el Eoceno Medio, se encuentran numerosos ejemplos: La Fm. La Picota (Cuba oriental. Campaniano-Maastrichtiano). La olistostroma Senado del Eoceno Medio (Provincia de Camaguey). La Fm. Vega Alta (Cuba central. Paleoceno Temprano) y la Fm. Manacas (Cuba occidental, Eoceno Temprano-Medio). Es decir, a partir del Campaniano-Maastrichtiano, en el límite de la extinción del arco volcánico, yacen en su techo (en estructuras llamadas “cuencas a cuestras”) y como resultado de su desmantelamiento sincinemático en cuencas de autóctonos relativos de flysch sinorogénico.

Luego, cabe preguntarse: ¿cuál es el significado de las serpentinitas en los sedimentos de la Depresión de San Diego, ignoradas por completo por la mayoría de los autores?

En una clara demostración de que las serpentinitas en la **DSE** no son exclusivas de la parte superior de la Fm. Río Feo; Daniel Danilewski (en Pszczółkowski *et al.*, 1975) describió cuerpos de serpentinita de dimensiones considerables

(Figura 11A) en la parte superior de la Fm. San Juan (Maastrichtiano) en la región de San Diego de Los Baños¹³. Otras ocurrencias de serpentinitas en fragmentos medianos Danilewski las reporta en el Río Juan Moreno (Figura 4, en Pszczółkowski *et al.*, 1975), al norte de Consolación del Sur, a muchos kilómetros de distancia hacia el oeste (Figuras 11B y 12).

Pero es durante el Paleoceno cuando parece producirse su mayor ascenso en formas positivas del relieve gracias a sus peculiares propiedades autolubricantes y, bajo una fuerte compresión tectónica, liberan desde bloques pequeños hasta kilométricos, que se deslizan hacia las cuencas de flysch. La velocidad geológica elevada de los procesos permite la supervivencia de las serpentinitas susceptibles a la alteración, en el seno de secuencias acumuladas por procesos repentinos, cuasi-catastróficos. Ya acumuladas las serpentinitas en el flysch ocurre la dispersión de finos detritos re trabajados hacia los sedimentos suprayacentes. Esta es la causa de la presencia de serpentinitas dispersas en parte de las formaciones de la DSD; provenientes de las serpentinitas incorporadas en las Fms. Río Feo, San Juan e, incluso en El Guayabo; hechos que parecen haber ocurridos dentro de un intervalo prolongado pero limitado, entre el Cretácico Superior y el Eoceno Medio, es decir, unos 48Ma. La dispersión de las serpentinitas al parecer, suma en la perplejidad a ciertos autores, que sin un conocimiento adecuado de la geología de esta región (Brust *et al.*, 2011), se cuestionaron el origen de la dispersión de detritos finos de serpentinitas en formaciones de la DSD.

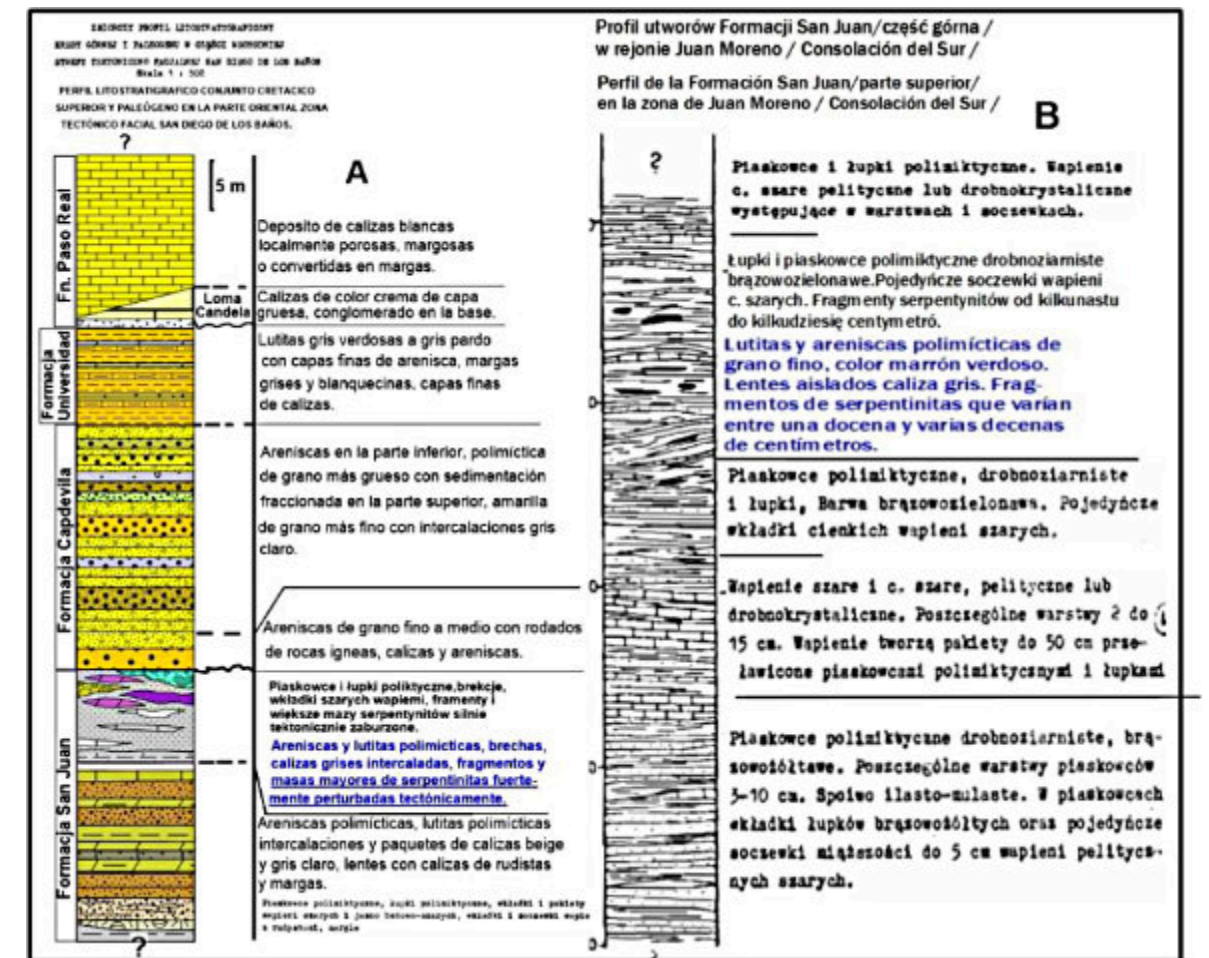


Figura.11. Columnas estratigráficas de la región oriental y central de la Depresión de San Diego por D. Danilewsky. A: Parte oriental, en las cercanías de San Diego de Los Baños. B: Región central, al norte de Consolación del Sur. Danilewski coloca los cuerpos de serpentinitas en la parte superior de su Fm. San Juan (Maastrichtiano), en el contacto con la base de la Fm. Capdevila. Intervalos con serpentinitas conservan el texto original en polaco. Reproducidas de las Figura 4-5 en Pszczółkowski *et al.*, 1975. La Figura A se ha coloreado para mejor visualidad). (Gráfico del Autor en la presente versión).

¹³ Esta es una valiosa observación, notable por sí misma. Por lo visto Danilewski el único de los geólogos polacos que describe agrupaciones de cuerpos de serpentinitas en las unidades de la Depresión de San Diego, según se desprende del informe final de la expedición polaca. (Nota del Autor).

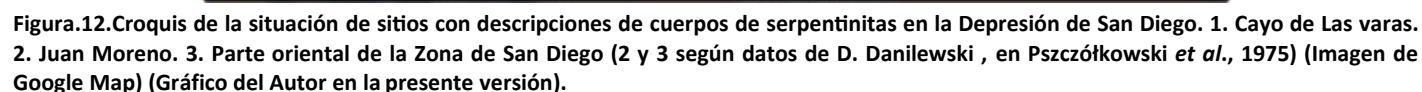


Figura.12. Croquis de la situación de sitios con descripciones de cuerpos de serpentinitas en la Depresión de San Diego. 1. Cayo de Las varas. 2. Juan Moreno. 3. Parte oriental de la Zona de San Diego (2 y 3 según datos de D. Danilewski , en Pszczółkowski *et al.*, 1975) (Imagen de Google Map) (Gráfico del Autor en la presente versión).

La microfauna conservada de la Fm. Río Feo es planctónica, condición que sumada a las características internas de las capas, sugieren que la formación se depositaba a considerable profundidad, probablemente alejada de la línea del talud periplatformático; en contradicción con las interpretaciones de varios autores (e. g. Piotrowski, 1987; Brust *et al.* 2011 y otros) respecto a la batimetría de la cuenca de sedimentación. La Formación San Juan no es la unidad debutante en el corte de la Depresión de San Diego, como creen varios autores (e. g. Bralower & Iturralde-Vinent, 1911; Brust *et al.* 2011), algo que debió serles sugerido al examinar la columna estratigráfica de Herrera (1961). Este hecho apunta a que la Depresión de San Diego comenzó, precisamente, como una depresión, decir una inflexión negativa y no como un levantamiento; posibilidad que establece la posibilidad de ciertas importantes inferencias paleogeográficas.

El traslado de sedimentos terrígenos a profundidades bajo el nivel de la plataforma, requiere de un mecanismo eficiente de traslado que puede ser satisfecho por cañones submarinos conectados con fuentes principalmente fluviales (Alvarez Sánchez, 1974). De esto hablan los sedimentos formados por detritos arcillo-arenosos estratificados en ritmos, con cierta participación de clásticos rodados provenientes de una profundidad cuasi litoral periplatforma. En la base, bien estratificada y rítmica, la composición litológica clástica y la trama aleurítica de cemento es de origen volcánico. Las lutitas de la base son muy oscuras verde olivo a negras con una fina dispersión de pirita globular, que sugiere floculación en medio anóxico. Estas características se mantienen en las calizas micríticas de la parte media con sus colores muy oscuros y aún más en las brechas calcáreas del tope de ese intervalo, cementadas por una materia calcárea negra, saturada de materia orgánica-bituminosa. Estas brechas parecen marcar el cambio hacia la parte alta de la unidad; posiblemente depositadas en la desembocadura de un cañón o en su proximidad.

Hacia el tope; con el incremento del re-deposito de vulcanoclastos y toba, los estratos se tornan masivos y desordenados; se interrumpen a corta distancia y la granulometría cambia en algunos metros con una graduación de grano poco desarrollada. El redeposito clástico volcánico va desde clastos de cm hasta bloques de dm e incluye serpentinitas foliadas, desde clastos centimétricos hasta bloques, como en Cayo de las Varas.

Partes estratificadas de la sección alta contienen lutitas con cuñas (rip-up clasts) y láminas de limolita convoluta; que muestran un cambio hacia depósito gravitacional masiva: incremento de vulcanoclastos redepositados, bloques voluminosos, paraconglomerados lodo-soportados y rasgos interpretables como flujos cohesivos de escombros; desde la facies **G** de Mutti y Ricci-Lucci (1972ab) (**v. et.** Santillán-Piña y Aguayo-Camargo, 2011) y procesos olistostrómicos incipientes. Este patrón indica inestabilidad creciente del talud, probablemente relacionada con sismicidad asociado a desplazamiento del frente volcánico.

En conjunto, la Fm. Río Feo representa un sistema sedimentario que transita desde facies turbidíticas canalizadas hacia un régimen dominado por flujos masivos no canalizados, reflejando una intensificación progresiva de la inestabilidad tectono-volcánica en la región fuente. Esta dinámica es comparable al patrón descrito en la base de la Fm. El Guayabo del Paleoceno, lo que sugiere un control tectónico regional sobre la arquitectura sedimentaria; en general similar al patrón sedimentario de la base de la Fm. El Guayabo del Paleoceno (Álvarez-Sánchez, 1974, 1979 y 1984a, b).

Correlación con otras formaciones según el Léxico Estratigráfico de Cuba.

La Fm. La Jíquima (Nagy, 1976) de Cuba oriental (Campaniano-Maastrichtiano Sup.) caracterizada como un flysch areno-conglomerático polimíctico, lutitas, en parte es comparable con la Fm. Río Feo. La Fm. Duran (Iturralde-Vinent, en Belmustakov *et al.*, 1981) (Campaniano Sup.-Maastrichtiano Inf.) terrígeno-turbidítica e intercalaciones de rocas volcánicas, es comparable en parte con Río Feo. Otras formaciones de posible correlación, tanto por su edad como por su litología, total o parcial, son la Fm. Monos (Truitt, en Brönnimann y Pardo, 1954) (Campaniano-Maastrichtiano Inf.) con sus ritmos siliciclásticos vulcanimícticos y calizas y margas coloreadas. La Fm. Tinajita de Cuba oriental (Kozary, 1955, redefinida en Nagy *et al.*, 1976) aunque de la misma edad de Río Feo, y señalada como su correlativo (Huelbes Alonso, *ibid.* difiere con mucho de ella y más sugiere a la Fm. San Juan (Herrera, 1961) por su facies y composición.

4.3. Formación Río Guamá.

Autor: Humberto Álvarez-Sánchez, 1974.

Referencia original: Álvarez Sánchez, H., 1974, Estratigrafía de la parte Occidental de la llanura costera y piedemonte de la Provincia de Pinar del Río. Cuba. Inst. de Hidroec. P. del Río, 49 págs. 17 figs. 1 map. (Inédito).

Antecedentes.

La Formación Río Guamá es una de las secuencias terrígenas del Cretácico Superior de la DSE. Diferenciarla como nueva formación surge de los problemas con la Fm. San Juan, como fue descrita por Herrera. La Fm. San Juan constituye un biostromo compacto de rudistas, de espesor máximo decamétrico, donde las intercalaciones terrígenas son escasas y con frecuencia carecen de estratificación definida. Aunque en algunos sectores ambas unidades se suceden en una transición reconocible, no es infrecuente hallarlas separadas. Las transiciones consisten de areniscas típicas de Río Guamá que incorporan lentes, decimétricos a métricos de calizas de rudistas o de calizas margosas impuras. Las intercalaciones se extinguen por el rumbo, revelan su naturaleza lenticular y devuelven a la sección su fisonomía netamente arenosa. San Juan, por el contrario, se presenta como un cuerpo calcáreo relativamente compacto de rudistas y macrofauna asociada, cementados por caliza impura blanca, gris o verdosa, con discretos lentes lodosos-aleuríticos. La situación gana complejidad porque masas del biostromo San Juan aparecen reiteradamente como olistolitos dentro de unidades paleocenas, lo que ha propiciado interpretaciones equívocas sobre sus verdaderas posiciones *in situ*. A ello se suma que en cartografía posterior a 1974, la Fm. San Juan (Maastrichtiano) fue fusionada con la Fm. San Sebastián (Paleoceno), integrada por detritos derivados de aquella y separada por un conglomerado basal fino que delata un hiato regional significativo. Distinguir ambas unidades en el campo exige, algo más que reconocer litologías: demanda conocer los criterios cartográficos que sustentaron su delimitación original. Sin ese marco, la estratigrafía se vuelve ambigua y una misma sección puede recibir nombres distintos según la mirada que la interprete.

Origen del nombre.

El nombre se deriva del Río Guamá, con nacimiento en las Alturas de Pizarras del Sur (Piotrowska, 1978), con su cuenca media en la DSD y la Llanura Meridional de Pinar del Río y desembocadura en el Golfo de Batabanó. La cuenca media corta la región premontana sobre varias unidades del corte estratigráfico regional.

Sinonimia.

En Franco Álvarez *et al.* 1992 la Fm. Guamá fue llamada “Formación Río Guamá”; a causa del homónimo *Guama Formation* (de Kozary, 1956); formación invalidada en una lista de 37 nombres litoestratigráficos de Cuba oriental (v. *et.* Franco Álvarez, *et al.* 1992). El Artículo 7 (a) del Código Estratigráfico Norteamericano (2010) indica: *La parte genérica del nombre geográfico, como río, lago o población, debe omitirse al formar el nuevo término, a menos que sea necesario para diferenciar dos nombres idénticos.* Según el concepto se puede convenir con el cambio. La Fm. Río Guamá se segregó de la Fm. San Juan (*sensu* Herrera, 1961) como se explicó arriba. Considerarla como sinónimo parcial, tal como aparece en el Léxico Estratigráfico de Cuba (versión de 2024) es una cuestión de nomenclatura. De acuerdo con el léxico citado, también se incluye como sinónimo de Río Guamá una formación denominada “Los Negros” (S. Gil y R. González en: E. Linares *et al.*, 1985; en Pérez Othon y Yarmoliuk, 1985). Como se demostró en Álvarez-Sánchez (2023), se trata de una apropiación indebida, cuando no un plagio.

La Fm. Río Guamá se incluye en el Grupo Mariel (González García, 1985; f. Franco Álvarez *et al.* 1992). Mis objeciones al respecto se encuentran en la descripción de la Fm. Río Feo.

Área Tipo. Localidad Tipo.

El Área Tipo se extiende en una franja paralela a la Falla Pinar en el valle del Río Guamá y en dirección hacia el valle del Río Paso Viejo. Secciones continuas se encuentran en el área de La Guabina (**Lámina 1**) y el terraplén La Guabina-Pinar del Río.



Lámina.1. Localidad denominada La Guabina en la margen derecha del Río Guamá. En primer plano se destacan los sedimentos terrígenos meteorizados de la Formación Guamá que constituyen terrenos fértiles por lo general boscosas. En tercer plano el skyline de las Alturas de Pizarras del Sur con la Formación Arroyo Cangre de metamórficos del Jurásico.

Estratotipo de Unidad.

Se acuña, con notable pérdida de su espesor, hacia los valles de los Ríos Cangre y Río Feo. Algunos raros afloramientos se encuentran en el Valle del Río San Sebastián, bajo capas de la Fm. San Juan. Nuevas observaciones podrían revelar que las Fms. Río Feo y Río Guamá, se extienden hacia la región de San Diego de Los Baños. Afloramientos de Río Guamá, muy comprimidos contra la Falla Pinar, se ven al NE del poblado El Guayabo y al NW de Consolación del Sur.

El Estratotipo de Unidad (Figura 13), sin cambios desde 1974, comienza al pie de las elevaciones de la Faja Metamórfica Cangre, en las coordenadas I: N. 297.275-E. 218.300 y se extiende por el terraplén Hoyo de Guamá-Pinar del Río, hasta el punto de coordenadas F: N. 296. 750-E. 218.500. En la época de la descripción los afloramientos en el piso y los cortes laterales del terraplén eran muy buenos.

Descripción original en el Estratotipo de Unidad.

Los componentes principales de la Fm. Río Guamá son lutitas dúctiles, areniscas y conglomerados que se alternan en el corte con monotonía. Las lutitas son arenosas, friables, abundantes en la base del estratotipo. La estratificación es discreta a mala, en capas métricas a láminas centimétricas sin regularidad; de un chocolate amarillento a verdoso amarillento. Areniscas muy finas a limolitas azul grisáceas se destacan en las capas de lutitas y, a veces, grauvacas muy arcillosas en lechos de centímetros, con una selección de grano pobre, que cambia hacia una mejor selección hacia arriba donde pueden presentar una tosca graduación.

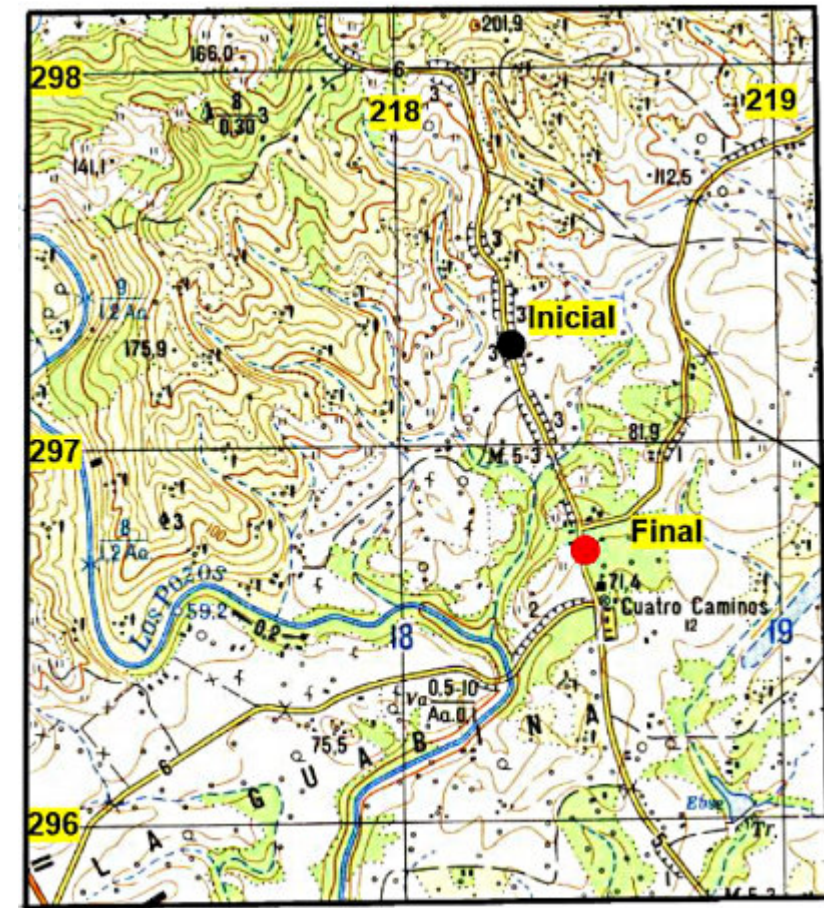


Figura.13.Localidad Tipo y Estratotipo de la Fm. Río Guamá. Mapa 1:25,000 de la República de Cuba. Coordenadas Lambert. Elevación en metros. Hoja Entronque de Ovas 3483-II-a. Coordenadas del punto inicial: N. 297.275-E. 218.300. Coordenadas del punto final (en rojo): N. N. 296. 750-E. 218.500. Terraplén Hoyo de Guamá-Pinar del Río. (Gráfico del autor en la nueva versión de 1974).

Esta litofacies es característica de la parte inferior, si bien por el rumbo el corte puede estar solo representada por las lutitas arenosas con las intercapas de la marga verde oscuro con bioclásticos de moluscos. El espesor de los estratos de marga aumenta hacia arriba, tornándose carbonatadas hasta cambiar a unas margas arcillosas verde oscuro azulosas a negras con restos de lamelibranquios bien conservados, pocas veces fracturados. Hacia arriba las areniscas predominan en el corte, hacia una estratificación masiva sin estructura que puede graduar a conglomerados vulcanomícticos bien rodados de matriz arenosa friable, hasta brechas de clastos medianos.

Los clastos a menudo son guijarros muy pulidos, semejantes a los típicos de origen fluvial, pero también pueden encontrarse brechas finas a medias, semiangulosas, donde se destacan pórfidos básicos con una coloración de hematita que parecen provenir de cortezas de meteorización preexistentes. Estas areniscas predominan hacia la parte media. Hacia la parte superior, dominan las grauvacas de grano de selección media, débilmente graduadas, pero con las intercapas compuestas por unas calizas arenosas gris azul a verde (glauconíticas). Los conglomerados son más finos de guijarros pulidos. Desaparecen las lutitas y conglomerados gruesos y aparecen lentes de decímetros de espesor de restos biolíticos de organismos someros triturados en las areniscas que, hacia el techo, contienen lentes de 1-2 m de calizas arenosas beige a verde claro intercaladas.

Finalmente, intervienen lentes de calizas con cemento arenoso a esparítico que aglutina fragmentos de rudistas y otros organismos someros. Los lentes de calizas aumentan su espesor hasta varios metros que se acuñan rápidamente por el rumbo. Este intervalo con las capas calcáreas, marca, el techo de la Fm. Río Guamá con un espesor que fluctúa entre 20-30 m, menos frecuente 30-50 m, coronación del perfil de la Formación en todos los casos (Figura 14).

Litología diagnóstica.

La litología diagnóstica de la Fm. Río Guamá son las margas azules a negras con restos de *ostreidae* y las grauvacas arcillosas conglomeráticas con guijarros pulimentados. Hacia la parte superior aparecen lentes y capas de calizas arenosas y restos de rudistas que se alternan con areniscas. Las intercalaciones suelen aumentar de espesor en la transición hacia la Fm. San Juan. Las capas de Río Guamá muestran un aspecto menos compacto, las rocas son friables hasta desmenuzarse con la mano.

En esto contrasta con la Fm. Río Feo, con características más típicas de un flysch distal, con estratificación rítmica, y calizas micríticas y micrítico-esparíticas duras, nunca observadas en Río Guamá.

La estratificación de Río Guamá es gruesa hasta masiva y de un color verde uniforme, con lentes y finas capas de glauconita y lechos métricos de conglomerados bien rodados. Río Feo no contiene restos de lamelibranquios; mientras que en Río Guamá se presentan en estratos gruesos parecidos a lumaquelas (*Ostreidae*) pero aglutinadas con marga arenosa o areniscas deleznales

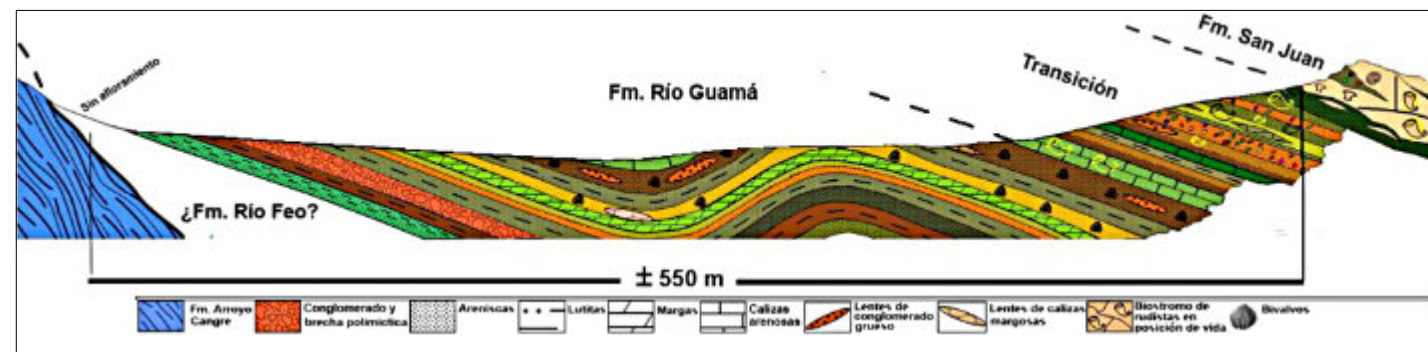


Figura.14. Perfil geológico esquemático en el Estratotipo de la Fm. Río Guamá. Terraplén Hoyo del Guamá-Pinar del Río. En la parte inicial del perfil. (1974).

Un buen índice de encontrarse en un corte de Río Guamá, es el horizonte de transición de unos 20-40 m de la parte superior, con las calizas arenosas (packstones, grainstones) y bioconstrucciones (boundstone) en forma de lentes de 1 a 5 m de espesor de rudistas, ostreidos y equinodermos que se afirman en el tope en el contacto con la Fm. San Juan.

La fábrica clástica dominante, el afloramiento pobre, la composición lítica terrígena y la meteorización que uniforma rocas y matrices, explican la mayor parte de los problemas para distinguir ambas formaciones.

Espesor.

El espesor en el Estratotipo oscila entre 150 a 250 m. Hacia el occidente la Formación se acuña y en la práctica desaparece, reducida a una decena de metros. En el Río Guamá y en otras secciones alcanza entre 80 a 150 m.

Meteorización y aspecto en afloramientos.

En la zona de La Guabina, el cauce del Río Guamá descubre afloramientos frescos de color en masa verde olivo muy oscuro con bandas verde claro, muy raros de ver. Lo común es que Río Guamá, a pesar de la oxidación, conserva un tono verdoso a pardo verdoso en los terraplenes donde puede esperarse un corte algo más profundo. Las secciones muy meteorizadas son muy friables y alteradas a gran profundidad. Las areniscas y conglomerados pierden la matriz arcillosa por lixiviación y se disgregan. Las lutitas toman un color pardo rojizo, amarillento o chocolate claro.

Relaciones estratigráficas.

La sección al Norte yace en contacto con la Faja Metamórfica Cangre (Millán, 1972; Somin y Millán, 1981; Millán, 1988), del mismo modo que la Fm. Río Feo, sustituyendo a esta en los afloramientos en algunas ocasiones. Tal hecho puede observarse en el camino a Cuajani, donde la base de Río Guamá yace en contacto tectónico con la Fm. Arroyo Cangre (Piotrowski, en Pszczółkowski *et al.*, 1975). El contacto tectónico al norte es poco visible, en una franja muy estrecha de solo algunos decímetros; similar al contacto de la Fm. Río Feo con la Fm. Arroyo Cangre, que se observa en el cauce del río en esa localidad. Al sur Río Guamá está cubierta por una sección de transición con la Fm. San Juan. El tope de la unidad se coloca donde se afirma el corte característico de la Fm. San Juan.

La Fm. Río Feo y Río Guamá parecen tener una transición hacia el oeste del Río Guamá de modo que la parte superior de Río Feo parece interdigitada con la parte inferior de la Fm. Río Guamá. Esta observación no se ha comprobado con seguridad.

En algunos perfiles, las secciones de San Juan quedan tan reducidas de espesor, que sobre Río Guamá yace la Fm. El Guayabo (del Paleoceno) con una aparente discordancia muy poco destacada de algunos grados, probablemente real. Incluso, en la región al oeste del Río Feo, se pueden encontrar escasas localidades donde con gran pérdida de espesor de San Juan o su acuñamiento completo; sobre Río Guamá yace la Fm. San Sebastián con un evidente conglomerado basal

Condiciones de sedimentación de la Formación Río Guamá.

La estructura de los estratos, distribución granulométrica, microformas sedimentarias y la biofacies distribuida en los niveles medios y superiores, muestran en esta formación características faciales variables, desde un ambiente marino poco profundo litoral intermareal; a facies deltaicas poco profundas.

Entre los rasgos a señalar se encuentran las lutitas arenosas bien estratificadas y laminadas en intercapas con las areniscas a menudo masivas y conglomeráticas, similares a la facies **D** (Mutti y Ricci Lucci, 1972ab), seguidas por secciones rítmicas arenisca-limolita-lutita; con discreta clasificación de grano de algunos intervalos, acompañadas de laminación y huellas de rizaduras con evidencia de reclasificación por corrientes. La laminación paralela o convoluta débil se observa a veces lo mismo que la graduación expresada con claridad en las areniscas. La selección de grano es pobre y poco expresada en el tramo inferior y discreto o bueno en la parte superior.

Otro rasgo característico de las condiciones del medio son las capas de areniscas arcillosas y margas con abundantes restos de moluscos muy bien conservados y las intercalaciones de calizas con restos fragmentados de organismos nativos que sugieren periodos de elevación de cierta duración de los fondos, incluso de colmatación y batido de oleaje, suficientes para el desarrollo de organismos, pero no para su completa conservación.

La parte superior de la Fm. indica con cierta evidencia una rápida pérdida de profundidad en el ámbito de sedimentación. Por último, la microfauna característica de la Fm. Río Feo es planctónica (s. Cushman, 1946) en tanto

que Río Guamá contiene asociaciones dominantes bentónicas (s. Bolli *et al.* 1994); acentuando las diferencias en las condiciones de profundidad respectivas. En efecto, la glauconita es un buen indicador de ambiente somero, hasta profundidades menores a 100 m (Galán *et al.* 1989) y nunca se observan en Río Feo.

En sentido general el espectro sedimentario de la Fm. Río Guamá habla de una cuenca inmediata a elevaciones moderadas de composición volcánica predominante, atravesada por una red fluvial capaz de conducir sedimentos areno-arcillosos y conglomerados de cantos pulidos que llegaban a la cuenca como flujos de detritos y esporádicas corrientes turbias diluidas, sin capacidad de transportar clastos voluminosos. Se puede concluir que esta unidad con algunos rasgos de las turbiditas normales, contiene otras secciones que parecen deberse a la influencia de flujos masivos (debritas). Al considerar en detalle las variaciones y rasgos sedimentarios de piso a techo (graduación, rizaduras, laminación, debritas) se aprecia que la secuencia es producto de la acción de una mezcla de corrientes con diversa capacidad de carga, separados por periodos de cierta tranquilidad (margas arcillosas con restos de moluscos y calizas impuras biolíticas). Es decir, una sucesión resultado de movimientos oscilatorios del fondo con algunas características de correspondencia con el esquema de Bouma (1962).

En términos más modernos, un ambiente de buena correspondencia con la Zona de Transferencia de un sistema fluvio-deltaico (Mutti, 2011).

Edad de Río Guamá.

La Fm. Río Guamá contiene, en sus tramos inferior y medio, la siguiente asociación microfaunística: *Fronicularia cf. F. linearis* (Franke)¹⁴, *Lenticulina cf. L. münsteri* (Roemer)¹⁵; *Praebulimina carseyae* (Plummer)¹⁶; *Pleurostomella subnodosa* (Reuss)¹⁷; *Pulvinulinella sp.*; y *Siphonina prima* (Plummer). De acuerdo con Furrázola-Bermúdez y S. Blanco (Informe de investigación, 1974), esta asociación permite asignar la Fm. Río Guamá al Cretácico Superior, con la posibilidad de que su rango esté restringido al Maastrichtiano.

En la parte superior de la unidad se identificó además una microfauna abundante de ostrácodos pertenecientes a los géneros *Cytherella* y *Haplocytheridea*¹⁸, determinada por Sánchez Arango (com. pers., 1974). Lamentablemente, las listas originales de estas determinaciones se extraviaron, lo que impide una evaluación taxonómica más precisa y limita el alcance bioestratigráfico de estas observaciones.

No obstante esta carencia documental, la composición general de la microfauna, dominada por formas bentónicas típicas de ambientes marinos relativamente profundos, resulta coherente con las interpretaciones sedimentológicas propuestas para la Fm. Río Guamá. La asociación identificada refuerza la asignación cronológica al Cretácico Superior y es compatible con un contexto deposicional algo alejado de condiciones someras de plataforma, en concordancia con la evolución tectono-sedimentaria de la Depresión de San Diego durante el Maastrichtiano.

A la luz de los marcos micropaleontológicos modernos, basados en biozonaciones integradas y calibraciones cronoestratigráficas refinadas, la asociación descrita podría interpretarse como representativa de intervalos maastrichtianos medios a superiores en dominios bathiales, aunque esta inferencia debe considerarse *hipotética*. La ausencia de planctónicos zonales y de control cuantitativo impide una correlación directa con esquemas estándar actuales; sin embargo, el conjunto es plenamente compatible con asociaciones bentónicas profundas reconocidas en márgenes convergentes del Cretácico Superior. En este sentido, la microfauna de Río Guamá refuerza una asignación cronoestratigráfica coherente, aunque necesariamente abierta a revisión futura mediante nuevos estudios micropaleontológicos sistemáticos.

¹⁴ *Fronicularia cf. F. linearis* Franke (bentónico de ambiente anóxico).

¹⁵ *Lenticulina cf. F. münsteri* Roemer (bentónico).

¹⁶ *Praebulimina carseyae* Plummer (0 a 200, Sliter y Baker, 1972).

¹⁷ *Pleurostomella subnodosa* Reuss (bentónico) (Hayward, 2012).

¹⁸ *Cytherella*, posee un registro demasiado amplio desde el Jurásico hasta la actualidad. Proliferación en ambientes marinos normales (plataforma abierta o talud) asociado a aguas relativamente profundas bien oxigenadas de salinidad normal y ambientes de baja energía. *Haplocytheridea* es muy común durante el Cretácico y Paleogeno. Proliferación en ambientes neríticos someros (lagunas, estuarios, plataformas restringidas). Por tanto es un indicador de ambientes someros, muchas veces restringidos o marginales.

Correlaciones.

Numerosas unidades de la estratigrafía de Cuba admiten buenas correlaciones con la Fm. Río Guamá. Exceptuando correlaciones con unidades volcánicas o que contienen vulcanitas primarias del Campaniano-Maastrichtiano, la Fm. Río Guamá admite correlaciones temporales y litológicas con varias unidades del Maastrichtiano de Cuba. La mayor parte de estas correlaciones se comparten con las correspondientes a la Fm. San Juan (v. Tabla 3), en todo o en parte.

4.4. Formación San Juan.

Autor: Nicolás M. Herrera, 1961.

Referencia original: Contribución a la estratigrafía de la Provincia de Pinar del Río. Rev. Soc. Cubana de Ingenieros. Vol. LXI. No. 1,2. págs. 2-24.

Redefinición: Álvarez Sánchez, H., 1974, Estratigrafía de la parte Occidental de la llanura costera y piedemonte de la Provincia de Pinar del Río. Cuba. Inst. de Hidroec. P. del Río, 49 págs. 17 figs. 1 map. (Inédito).

Causas de la redefinición de la Formación San Juan.

En contraste con las descripciones en su excelente trabajo de la Cordillera de Guaniguanico, la descripción de la Formación San Juan de Herrera (1961) necesitaba una reforma como unidad práctica de carografía; acción que no impediría conservar su autor legítimo¹⁹, respetar el nombre de la unidad y su significado como aporte a la geología regional. Al describir el Grupo Habana, Herrera presenta la nueva formación mediante un largo párrafo²⁰ como agregado terrígeno-calcáreo sin aclaración de las relaciones entre las partes. Cinco oraciones de secciones de rocas no aclaraban la sucesión de los estratos ni la litología predominante, si la hubiera, o permitir evaluar la proporción volumétrica de las distintas litologías. Tampoco se precisaba si se describía un único afloramiento tipo o si se trataba de una síntesis de varios afloramientos separados. No se ofrecían estimaciones de espesor, ni se definían estratotipos inferior y superior, ni se aportaban descripciones adicionales complementarias.

Vista la posición en el campo, se observaron tres diferentes variantes bastante regulares de la Formación. Afloramientos solitarios de cuerpos de calizas de rudistas, homogéneos o con algunas intercalaciones terrígenas. Intercalaciones de las calizas de rudistas entre secciones terrígenas, sin regularidad ni en espesor o posición y con rapidez acuñadas por el rumbo. Secciones completas en las que ambos miembros aparecían en un corte donde las secciones terrígenas con intercalaciones, por lo general subyacentes, se coronaban por los cuerpos más compactos de calizas de rudistas y, una zona de transición entre ambos miembros (v. et. Figura 14). De modo que la Formación constaba de secciones calcáreas y otras terrígenas, indistintamente yacentes y suprayacentes a las calizas, las que aparecían a menudo como lentes supeditados.

A partir de la columna estratigráfica (Figura 15) podía deducirse información adicional. Entre las deducciones cabe señalar la situación de las calizas en el corte. Las situadas sobre la unidad “serpentinitas y otros ígneos” (Figura 15) parecen corresponder a las calizas de rudistas y representar, por tanto, el biohermo compacto de rudistas. Sin embargo, si el corte descrito correspondiera al de la localidad tipo, que sería lo más lógico; coincidiría con el sitio **v.614** (Vermunt, 1937b), lugar donde las calizas de rudistas yacen, sin terrígenos intercalados, cubiertas por un equivalente de la Fm. Capdevila. Si la construcción correspondiera a localidades como la de la Figura 14, espesores terrígenos considerables se encontrarían bajo las masas de calizas de rudistas (la Fm. Guamá) y no a la inversa.

¹⁹ Artículo 18 (Código Estratigráfico Norteamericano 2010)..

²⁰ En la llanura Sur de Pinar del Río cerca de San Juan y Martínez (Fig. 6), el autor describió una unidad litológica debajo de la formación Madruga que colocó como la base del grupo Habana. A esta unidad se le dio el nombre de formación San Juan y se le consideró contemporánea en edad con la formación Vía Blanca en la parte occidental. Esta formación se compone litológicamente de margas negras a azul grisáceas, arcillosas, en capas finas a medias, las cuales contienen localmente lamelibranquios; tobas amarillo verdosas a oscuras, arenosas con algunas secciones calcáreas, pasando a veces a brechas y aglomerados ígneos, los que contienen fragmentos de calizas con rudistas; areniscas verdes a negras con secciones amarillentas y carmelitosas, micáceas, porosas en capas finas; conglomerados de colores claros a oscuros de matriz fina, calcáreos y gradacionales a calizas conglomeráticas encontrándose generalmente asociadas con calizas; calizas blancas a grises claras, compactas, en capas medias de forma irregular, las cuales forman pequeños mogotes que contienen abundantes rudistas y algas. A esta formación se le ha asignado una edad Maestrichtense Paleoceno. Herrera (1961, pag. 20).

Mi interpretación, es que Herrera al definir la Fm. San Juan se basó en las localidades descritas por Vermunt (1937a) para las calizas con rudistas. La edad maastrichtiana, ya determinada por Vermunt desde 1937, no fue citada por Herrera, pese a figurar Vermunt en su lista de referencias. La localidad tipo seleccionada por Herrera corresponde a un círculo (Figura 16), sin precisión de coordenadas. Apenas un poco más al norte se encuentra la localidad v.614, circunstancia que Herrera difícilmente podía ignorar.

Herrera asignó a la Fm. San Juan una edad Maastrichtiano–Paleoceno. La extensión al Paleoceno y una descripción condensada y confusa sin apoyo paleontológico podría considerarse una atribución de edad inferida. Sin embargo, es razonable sospechar determinaciones previas, pues ¿de dónde habría de inferirse una edad paleocena para una formación con intercalaciones de rudistas? Al analizar con mayor profundidad, es bastante probable que Herrera creyera que las calizas de San Juan formaban una unidad con las calizas de la Formación San Sebastián²¹, de edad Paleoceno.

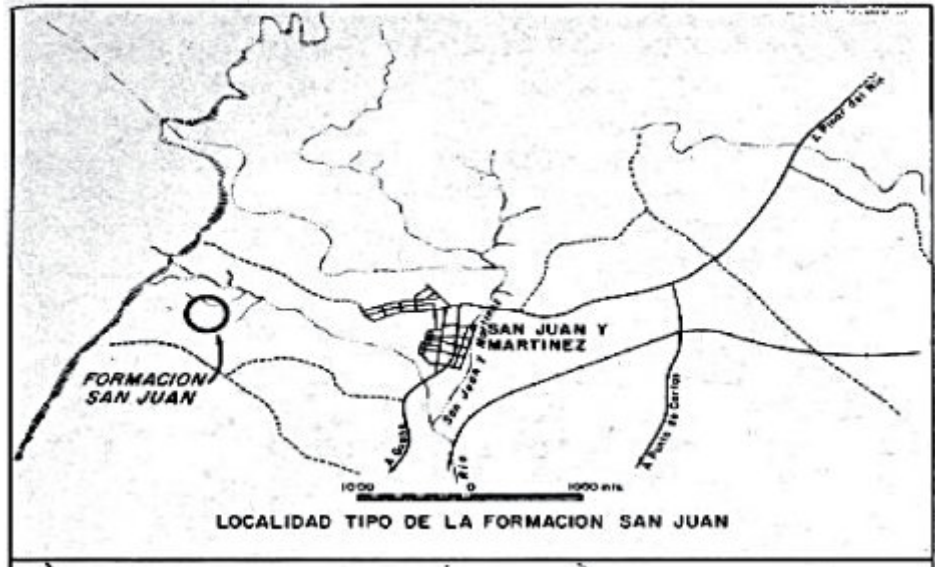


Figura. 15. Fragmento de la columna estratigráfica de Herrera “Llanura al Sur de la Falla Pinar” que muestra la posición estratigráfica supuesta por Herrera para la Formación San Juan (simplificada de Herrera, 1961).

Fm. Loma Candela		Margas amarillentas muy calcáreas, que pasan a calizas margosas. Conglomerados costeros amarillentos con matriz de marga. Arenas y gravas calcáreas.
Fm. Universidad		Margas blanco amarillentas en estratos gruesos. Marga endurecida que pesa a una caliza marga aporcelanada.
Fm. Capdevila		Lutitas calcáreas. Areniscas arcillosas. Conglomerados costeros y areniscas friables.
Fm. Madruga		Lutitas carnellita claro con arena calcárea
?		
Fm. San Juan		Margas negras a azul grisáceas arcillosas con lamelibranchios. Tobas amarillo verdosas arenosas con secciones calcáreas que pasan a brechas y aglomerados igneos con fragmentos de calizas con rudistas. Areniscas verdes a negras en capas finas micáceas. Conglomerados claros a oscuros, calcáreos y gradacionales a calizas conglomeráticas. Calizas blancas a grises, compactas con abundantes rudistas y algas.
?		
Serpentinita y otros igneos	X X X X X X X X ?	Serpentinitas y otros igneos cerca de la Falla Pinar

Figura. 16 Localidad Tipo de la Fm. San Juan, según Herrera (de la Figura 6 de Herrera 1961), localidad tipo cercana al sitio v.614 de Vermunt (1937a), al NW de San Juan y Martínez.

²¹ Por cierto, posibilidad factible de realizar; en tanto se cumplieran los requisitos pertinentes (Artículo 22. Incisos d, e, f) del Código Estratigráfico de Norteamérica.

En un reconocimiento de poca densidad Herrera no pudo establecer, diferencias entre unas y otras calizas ni distinguió fronteras entre ellas; a pesar de que las calizas de la Fm. San Juan están separadas de la Fm. San Sebastián (Paleoceno) por un conglomerado de matriz margosa. Finalmente, las calizas del biostromo de San Juan aparecen en el terreno como cuerpos alargados, lenticulares por el rumbo, en ocasiones en forma de montículos de cúpula redondeada. En contraste, solo las calizas de la Fm. San Sebastián afloran en formas cársticas con aspecto de mogotes (Figura 17). Esta mezcla entre dos calizas, de facies diferentes, una de las cuales contenía numerosos restos de erosión de las primeras fue una de las causas de muchos errores proyectados al futuro.

Es de justicia aclarar que tampoco Vermunt (1937b) hizo tales distinciones; sobre todo en cuanto a la procedencia de los rudistas y respecto a la naturaleza de las calizas de donde procedían. De sus escritos queda bien establecido que de los rudistas encontrados en muchas localidades solo los especímenes bien conservados fueron seleccionados y recolectados²². De aquí que se destaquen claras señales en sus escritos sobre el origen de estos problemas, muy importantes a tener en cuenta para la continuidad de cualquiera investigación.

Dichas señales son:

- a) Los rudistas se recolectaron en su mayoría “de suelo suelto” en las cercanías de delgadas capas de calizas blancas a grises o calizas arenosas, “de las que pueden ser originarias los rudistas²³” (sic.). Vermunt señaló los afloramientos con rojo en su mapa, donde se encontró evidencia paleontológica del Cretácico Superior.
- b) En los sitios de recolección de los rudistas, Vermunt (op. cit), describe brechas de calizas margosas de color claro y conglomerados de calizas puras y, al referirse a estas calizas, expresa: Un estudio detallado revelará si las calizas blancas, las margas y las areniscas calcáreas que se encuentran en esta región deben considerarse pertenecientes a los estratos del Cretácico Superior o del Terciario Inferior²⁴.

Al parecer Vermunt expresó sus propias dudas sobre a cuales calizas referirse como fuente de los rudistas. En efecto, las calizas blancas, margas, areniscas calcáreas y conglomerados de calizas puras apuntan a los afloramientos de la Fm. San Sebastián que, a causa de su contenido de clastos de rudistas se prestan a confusiones; aunque sería injusto suponer a Vermunt su causante. Asimismo creo necesario exculpar a Herrera, ya que al analizar con cierta profundidad la extensión de Herrera al Paleoceno a su Fm. San Juan; mucho pudo tener que ver la falta de suficientes observaciones o el tiempo necesario para realizarlas o la falta de densidad de las mismas.

Problemas en la nomenclatura de la Formación San Juan.

A lo largo de cuatro ediciones sucesivas del Léxico Estratigráfico de Cuba (1992, 1994, 2002 y 2013) se observa un tratamiento confuso de la Formación San Juan, establecida por Herrera (1961). Solo en la edición de 2024 se advierte un intento de corrección, aunque todavía incompleto. Tratar estos desaciertos con cierto detalle puede contribuir a su comprensión y solución:

1. Suplantación de la Formación San Juan.

Junto a las restantes unidades del territorio levantado (v. Figura 1) formalizadas en el Léxico Estratigráfico de Cuba (Franco Álvarez *et al.*, 1992), la Formación San Juan (Herrera, 1961) redefinida por Álvarez Sánchez (1974) fue, renombrada “Formación Los Negros”, a instancias del equipo de redacción del Mapa Geológico de Cuba 1:500,000 (Pérez Othon y Yarmoliuk *et al.*, 1985). El argumento empleado fue que la Fm. San Juan era homónima del “Grupo San Juan” (Hatten *et al.* (1958), declarado como nombre más conocido, a pesar de que el trabajo de Hatten, inédito, existía solo en los archivos de la oficina nacional de La Habana fuera de circulación y solo para consulta. De manera

²² Many rudistids were collected from Upper Cretaceous limestone layers, the greater part of the shells having been weathered out. Although the rudistids occur at many localities only the well-preserved specimens are recorded in this paper. (Vermunt, 1937b).

²³ Apart from the conglomerates and the calcareous sandstones we find white to gray limestones or sandy limestones, from which the Rudist may originate; they have been principally collected out of loose soil, more or less the thin (½ m) limestone beds. Also marly, lightcoloured limestone breccias and pure limestones conglomerate are found. (Vermunt, 1937a, p. 25).

²⁴ Y así es en efecto, aunque las “calizas puras” pertenecen a la Fm. San Sebastián.

que sin más examen de consecuencias, la proposición fue aceptada por la comisión del léxico y unos encargados, prepararon un texto titulado “Formación Los Negros”, sustitutivo tanto del nombre original Formación San Juan de Herrera, así como de la redefinición realizada por Álvarez Sánchez (1974), conservada en los archivos de la comisión.

Para llevar a efecto una decisión tan singular los comisionados del léxico estratigráfico no podían ignorar que los redactores de “Los Negros” presentaron el mismo texto original *ad pedem literae* de Álvarez Sánchez (1974); no una versión arreglada circunstancial. Es decir: conservaron íntegro el contenido, pero sustituyeron el nombre y, paradójicamente, insertaron a Álvarez Sánchez como “redescriptor” del nombre suplantado.

Una cadena de errores tan notable no podía eludir consecuencias en la nomenclatura y en la precedencia.

“Grupo San Juan” nunca fue un término empleado por Hatten, sino “San Juan Marbles” (en todo caso formación y no grupo), nombre para aludir a rocas metamorfizadas del Macizo Escambray del centro de Cuba. Desde el punto de vista de las formalidades de nomenclatura estratigráfica; esta designación no tenía mayor validez que “Formación de los Esquistos” (Thiadens, 1937) o de manera más adecuada “Esquistos Trinidad” (Palmer, 1945), que además de cumplir los requisitos formales (denominación correcta y publicación válida), poseía prioridad cronológica sobre San Juan Marbles. A estos precedentes se debe añadir que Bermúdez (1964) en su obra “Adiciones a las Formaciones Geológicas de Cuba” agregó una descripción de la Formación San Juan (de Herrera, 1961) que estuvo disponible para todos los geólogos cubanos.

En consecuencia, la Formación San Juan de Herrera, publicada en la *Revista Cubana de Ingenieros*, órgano que cumplía plenamente las formalidades requeridas por la nomenclatura estratigráfica además de su reproducción en la citada obra de Bermúdez; poseía prioridad indiscutible frente a cualquier otro nombre homónimo en la estratigrafía cubana, incluso sobre el posterior Grupo San Juan de Millán y Somin (1981), quienes desconocieron su obligación de considerar estos antecedentes al proponer esta gran unidad.

Finalmente, como debió ocurrir desde el principio, la Formación Los Negros desaparece en la versión 2023 del Léxico Estratigráfico de Cuba, siendo reemplazada nuevamente por la Formación San Juan, con la restitución de su legítimo autor, N. M. Herrera. No obstante, a pesar del esfuerzo realizado por los comisionados y quizá debido a la complejidad del proceso de rectificación documental, persistieron varios errores importantes. Con el propósito de subsanar los más relevantes, la descripción de la Formación San Juan en la página 706 de la edición 2023 debe modificarse en los aspectos principales que se exponen a continuación.

2. Redefinición de la Formación San Juan y su edad.

No es cierto que se deba a Piotrowski (en Pszczółkowski et al. 1975) la determinación de la edad de la Fm. San Juan al Cretácico Superior. La edad Maastrichtiano de las calizas **ya estaba determinada por Vermunt (1937) y otros (Rutten, MacGillavry, Thiadens)**. Además, durante la redescipción de la Fm. San Juan por Álvarez Sánchez (1974); las determinaciones micropaleontológicas realizadas por **Furrazola Bermúdez y Blanco Bustamante**, precisaron la edad Campaniano–Maastrichtiano, tanto de la Fm. Guama como de la Fm. San Juan propiamente dicha. Por otra parte, no se corresponde con la verdad que Piotrowski (*ibid.*) realizó una **redescipción** de la Fm. San Juan. La supuesta redescipción de la Fm. San Juan según Piotrowski²⁵ conservó todas las características litológicas originales de la descripción de Herrera. El trabajo de Piotrowski se limitó a la descripción de 4 perfiles básicos; solo tres de los cuales se corresponden al área de nuestro trabajo en la DSE.

3. Coordenadas del holoestratotipo.

Uno de los perfiles, al norte de San Juan y Martínez, realizado por Myczynski y Piotrowski (Figura 17) fue denominado “estratotipo de la Fm. San Juan”, motivado según los autores citados, por la indefinición de la localidad tipo de la Fm. San Juan en la descripción de Herrera (1961). Las coordenadas en el punto inicial del perfil son 205 200 y 276 500 y las del punto final son 207 100 y 274 900, de la Hoja San Juan y Martínez 1:50,000. Estas coordenadas, y aparecen en

²⁵ Debe saberse que el reconocimiento de la Fm. San Juan del informe de la expedición de Polonia (v. Pszczółkowski et al., 1975; pag. 470) fue encabezado por E. Myczynski no por J. Piotrowski.

el texto oficial de la expedición polaca (Pszczółkowski et al., 1975; pag. 469) con toda seguridad, son erróneas o se destinaron a propósito diferente. El punto inicial parece estar al N de la Falla Pinar. La distancia al punto final es de ±2.4 km para un paquete de ¡90 m! de espesor, como es señalado en el texto (Figura 2. *Profil utworón k na w cd San Juan y Martinez*). Este perfil, definitivamente, no es el perfil típico ni es el estratotipo de la Fm. San Juan y dentro del mismo se cortan espesores considerables de la Fm. San Sebastián (del Paleoceno) y de calizas en la Fm. Capdevila.

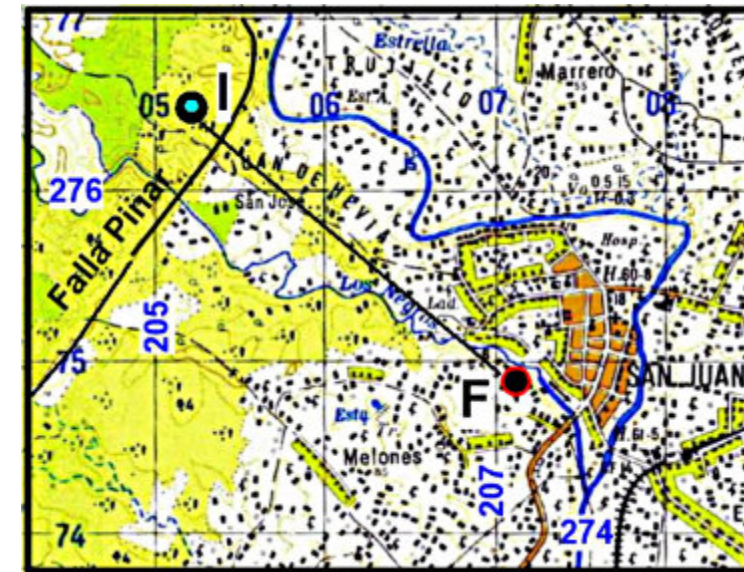


Figura.17. Localización del perfil citado como estratotipo de la Fm. San Juan según las coordenadas proporcionadas por Piotrowski. I. Inicial N. 276.500-E. 205.200. F. Final. N. 274.900-E. 207.100. Hoja 1:50,000 San Juan y Martínez. Coordenadas Lambert. Cuadrícula 1 km². Grafico según datos en Pszczółkowski et al. 1975; pag. 468.

4. Nombre final de la unidad.

Piotrowski (en Pszczółkowski et al. 1987) “*pro domo sua*”, retoma la Fm. San Juan. Sin modificar el concepto original de Herrera, propone cambiar el nombre a Formación San Juan **y Martínez**, bajo el supuesto de homonimia con “San Juan Marble” de Hatten et al. 1958 y Grupo San Juan de Millán y Somin 1981. Ya aclaramos que ni “San Juan Marbles” ni Grupo San Juan (1981), poseen peso para corregir el nombre original establecido por Herrera. La adición, “y Martínez”, altera reglas conocidas de nomenclatura que obligan respetar la prioridad del nombre original²⁶ que en este caso es incuestionable. En consecuencia, el nombre prevalece como Fm. San Juan. Cualquier otra variante solo responde a interpretaciones inadecuadas de la homonimia.

Origen del nombre. Área tipo.

Herrera derivó el nombre de la ciudad de San Juan y Martínez, situada al SW de Pinar del Río (Figura 16). El área tipo es la región entre San Juan y Martínez, Dolores Vega, El Guayabo y El Cuajaní, ya al WNW de Pinar del Río, donde ocurren los afloramientos más extensos y la unidad puede seguirse con coherencia. Hacia el Este, así como al norte de Consolación del Sur y de Los Palacios, la formación se acuña frecuentemente aunque persiste con espesores poco significativos.

²⁶ El Artículo 7 (inciso C) del Código Estratigráfico Norteamericano (2010) recomienda que “*Es mejor redefinir en términos precisos que abandonar una unidad bien establecida, que aunque definida de manera imprecisa, pudo haber estado de acuerdo con reglas anteriores menos estrictas*”. También el Artículo 17 indica que “*Las unidades formalmente definidas y nombradas pueden redefinirse, revisarse o abandonarse, pero la revisión y el abandono necesitan tanta justificación como el establecimiento de una nueva unidad*”. Una redescipción corrige una descripción inadecuada o poco exacta (Art. 17). El mismo artículo 7, inciso C, establece que: Los nombres no deben modificarse sin explicar la necesidad de hacerlo. Además, el Artículo 18. Redefinición. Establece “*Corregir o cambiar el término descriptivo aplicado a una unidad estratigráfica o litodémica es una redefinición y no necesita nuevo término geográfico*”.

Distribución geográfica y posición estructural.

La Formación San Juan aflora en las cercanías del límite sur de las Alturas de Pizarras del Sur; desde el norte de Galafre, hasta el sur de San Diego de los Baños. Este rumbo se ajusta a los ejes de la DSE, en las secuencias del Cretácico al Eoceno Medio y se duplica por acomodación hasta unidades postorogénicas más jóvenes (Fms. Loma Candela y Paso Real).

Las observaciones en la franja comprendida entre Consolación del Sur y San Juan y Martínez mostraron los siguientes hechos:

1. El biostromo de rudistas representa un marcador regional de un accidente paleogeográfico de elevación de los fondos que aún hoy, se puede seguir a lo largo de la DSE.
2. Es en la parte superior donde es posible observar las relaciones de yacencia entre el biostromo y la secuencia paleocénica de flysch. Fuera de este caso dicho horizonte solo es comprobable mediante secciones paleontológicas, cuando existan afloramientos adecuados.
3. Las masas principales de calizas con rudistas, cartografiables a escalas prácticas, ocupan posiciones variables respecto a los terrígenos postulados como parte de la Formación. Con frecuencia las calizas de rudistas se reducen a lentes estratigráficos inmapeables a las escalas prácticas, de manera que saber si se trata de la Fm. Guamá o de la Fm. San Juan depende de una decisión convencional.
4. Con frecuencia, los cuerpos principales, más espesos y prominentes, se componen exclusivamente de calizas con rudistas. Por esta razón resulta conveniente mantener separada la sección terrígena, denominada en este trabajo Fm. Guamá. Este procedimiento, que justifica la definición de la formación limitada a la parte superior gana consistencia y sentido práctico.

La estructura de acomodación replica el rumbo de la tectónica de la Cordillera de Guaniguanico, al menos hasta el meridiano de San Diego de los Baños; condición general que sugiere una concordancia en los vectores de aplicación de la tectónica tangencial respecto a la Cordillera de Guaniguanico; una condición geotectónica relevante cuya discusión se reserva para un capítulo independiente.

Localidad Tipo. Holoestratotipo.

La selección de Herrera de la localidad tipo de la Fm. San Juan, sin coordenadas, descripción local o datos paleontológicos disponibles probablemente fue provisional en todo caso. A escasa distancia al norte se encuentra la localidad **V.614** de Vermunt (1937b) con abundante tanatofauna índice. Para remediarlo, la localidad tipo seleccionada por Álvarez Sánchez (1974) (Figura 18) se puede considerar que resuelve las deficiencias originales de Herrera. Las coordenadas Lambert iniciales son: N. 276.400-E.205.600 y finales N.276.200-E.205.850. A unos 2 km al norte, a la salida del Arroyo Estrella, se encuentra la localidad **H774** que puede considerarse una buena localidad de referencia, accesible por el antiguo terraplén El Guayabo-San Juan y Martínez. En el perfil descrito se destacaron calizas biohémicas masivas o de estratificación gruesa; gris claro, carmelita claro, blanco crema con rareza. Los estratos de calizas detríticas arenosas son masivos y la matriz cementa fragmentos de volumen diferente de rudistas, equinodermos, algas e intraparruditas de moluscos. Entre esos intervalos se alternan capas libres de macrofósiles, en ocasiones de grano fino algo recrystalizadas, integradas por intrasparitas, biolititas-bioesparitas. En algunas secciones se intercalan delgados lechos terrígenos centimétricos de lutitas arenosas y grauvacas carbonatadas, escasas y supeditadas enteramente a las calizas y bancos calcáreos gruesos. Las calizas se cubren por cortes mal aflorados de areniscas polimícticas con secciones intercaladas de calizas. Las areniscas poseen estructura graduada tosca, marcada por conglomerados de vulcanitas. Las calizas son impuras, arcillosas. Los cortes pueden asociarse a la Formación Majagua o a la Formación Capdevila *propie dicta*.

Hipoestratotipo 1.

Esta sección aflora en el terraplén Pinar del Río a Sitio de Guamá (en el caserío de La Guabina) (Figura 19). El contacto es concordante sobre la Fm. Río Guamá y se destaca por la aparición gradual, en la proximidad del tope de Guamá, de unas biomicroritas de color beige, abundantes restos de moluscos bivalvos, rápidamente sustituidas por calizas arenosas con restos de rudistas. La base de San Juan se define cuando se afirman en el corte las calizas claras, beige,

gris claro y blancas, con abundantes restos de rudistas. Este límite es convencional y cambia de lugar a lugar. La localidad de este hipoestratotipo, parece coincidir con el sitio L 818 (Figura 1, Vermunt, 1937 a); donde fueron determinados *Orbignya müllerreiedi* Vermunt, n. sp.; *Pironea cf. peruviana* Gerth; *Biradiolites* or *Bournonia* sp. Indet. La imprecisión de los mapas de esa época explica la incertidumbre del sitio.

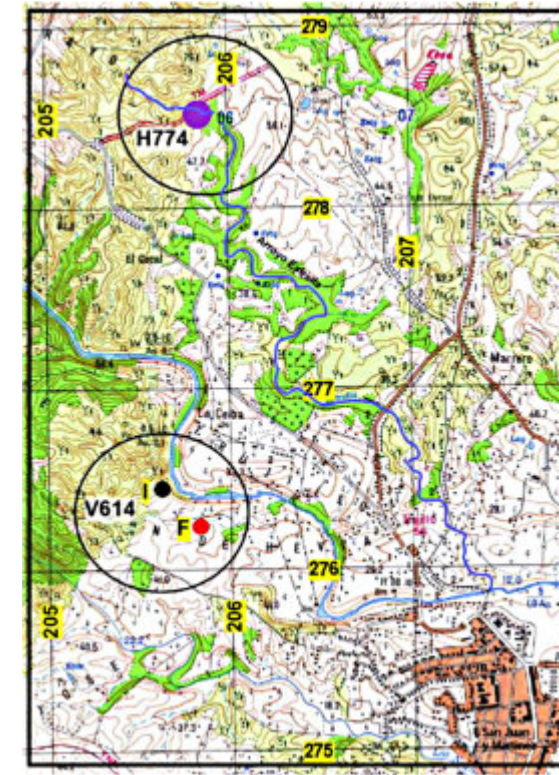


Figura.18.Localidad Tipo y Estrato Tipo de la Fm. San Juan. Mapa 1:25,000 de la República de Cuba. Coordenadas Lambert. Elevación en metros. Hoja San Juan y Martínez 3482-IV-b. Pnto inicial (I): N. 276.400- E.205.600. Punto final (F): N.276.200-E. 205.850. El Estratotipo seleccionado por Álvarez-Sánchez, 1974, es el sitio V614 de Vermunt, 1937, con *Chiapasella pauciplicata* Müllerried. *Titanosarcolites giganteus* Whitfield. *Sphaerocrapina* sp. Otra localidad de Vermunt, 1937 apropiada como localidad de referencia es el sitio H774, de coordenadas N. 278.500 y E. 205.800, con *Orbignya* sp. *Barrettia sparcilirata* Whitfield. *Biradiolites* sp. *Bournonia thiadensi* Vermunt, n. sp. *Bournonia* sp. *Chiapasella pauciplicata* Müllerried. *Titanosarcolites giganteus* Whitfield. *Caprinula cf. annulata* Palmer y *Caprinidae*. (Datos paleontológicos de Vermunt, 1937b. Gráfico Álvarez-Sánchez, 1974.

El tope local de la Formación es la Fm. El Guayabo del Paleoceno (Álvarez-Sánchez, 1974). El contacto es con cierto ángulo, al parecer una pequeña discordancia temporal, manifestada por erosión, cuyos detritos son comunes en la Fm. El Guayabo. Sin embargo, la duración de este posible hiato no se ha podido precisar en esta localidad. En el sector la Fm. San Juan alcanza entre 30 y 40 m. El espesor cambia rápidamente por el rumbo. Las coordenadas del afloramiento son las siguientes Norte 296.50 y Este 218.55. Hoja Pinar del Río. 3483 II. 150,000. ICGC.

Hipoestratotipo 2.

Una localidad apropiada para observar el corte de la Fm. San Juan, es un sitio descrito por Vermunt (1937a) situado en el sendero de El Guayabo al Cerro de Cabras, a 600 m al WNW del caserío El Guayabo, con coordenadas Lambert: N. 290. 750 y E. 210.700. Hoja 3483 III Sumidero 1: 50, 000. ICGC. En esa localidad las calizas arrecifales de la Fm. San Juan, se encuentran acuñadas contra el respaldo montañoso de las metamorfitas de la Faja Cangre. El contacto físico no se aprecia. Es oportuno indicar que este afloramiento no fue propuesto como un segundo estratotipo por Álvarez-Sánchez (1974), como se indica en el Léxico (Franco Álvarez et al, 1992, pagina 317), sino como una Sección de Referencia. La localidad se conoce desde 1937. Coincide con el sitio A 647 (¿de Thiadens?, en Vermunt op cit.), donde se reportó *Titanosarcolites giganteus* Whitfield.

Litología diagnóstica.

En las secciones donde la Formación muestra su mayor integridad y espesor se puede apreciar que corresponde con la facies de arrecifes de margen de plataforma (construcción orgánica): Tipos II y III del modelo estándar de Wilson (Wilson, 1975); cuya estructura corresponde con una construcción biohémica masiva. Estos cuerpos, que se presentan a menudo aislados, están formados por calizas masivas o groseramente estratificadas, sin gran continuidad de las capas, con cambios rápidos de la composición. Entre estas agrupaciones masivas se encuentran interrupciones laterales integradas por detritos terrígenos o capas biostrómicadas aisladas en lentes de rápida acuñación.



Figura.19. Localidad tipo e Hipoestratotipo 1 de la Fm. San Juan, al NNW de la ciudad de Pinar del Río, Provincia de Pinar del Río, Cuba (según Álvarez-Sánchez, 1974).

El biocomponente más notorio son los grandes fragmentos, hasta individuos, muchos en posición de vida, en forma de una trama de conchas completas de rudistas y otros macromoluscos fragmentados. Los titanosarcolites son localmente muy abundantes, presentándose como grandes fragmentos hasta de un metro o más. La trama de cemento es abundante en restos de equinodermos, moluscos gasterópodos, algas codiáceas, corales y esponjas (intrasparuditas; Folk, 1959) de moluscos y foraminíferos grandes (e. g. orbitoides) y en la facies fina abundan ostrácodos (identificados por Sánchez Arango, 1974, com. personal). El color de las rocas es gris claro, chocolate claro, beige hasta blanco crema (muy impuras y con contenido disperso de lodo biomicrítico).

Las escasas capas relativamente libres de organismos grandes se componen de intrasparitas, biolititas biosparitas, y se presentan como intercalaciones a veces métricas. Estas capas se componen de una matriz de organismos finamente triturados cementados por pseudoesparita, que pudieran interpretarse como resultado de la emersión del arrecife por encima del nivel de marea; con intercalaciones de capas de sedimento framestone (Embry y Klován, 1971) y boundstone, transicionales a grainstone, que son predominantes (Dunham, 1962). Se han observados

intercalaciones desordenadas, de capas de lutitas arenosas y grauvacas carbonatadas (Figura 20). Estas intercalaciones casi siempre se presentan en el contacto con la Fm. Guamá y se pueden considerar como la fuente de los errores en la definición de sus límites y contenido.

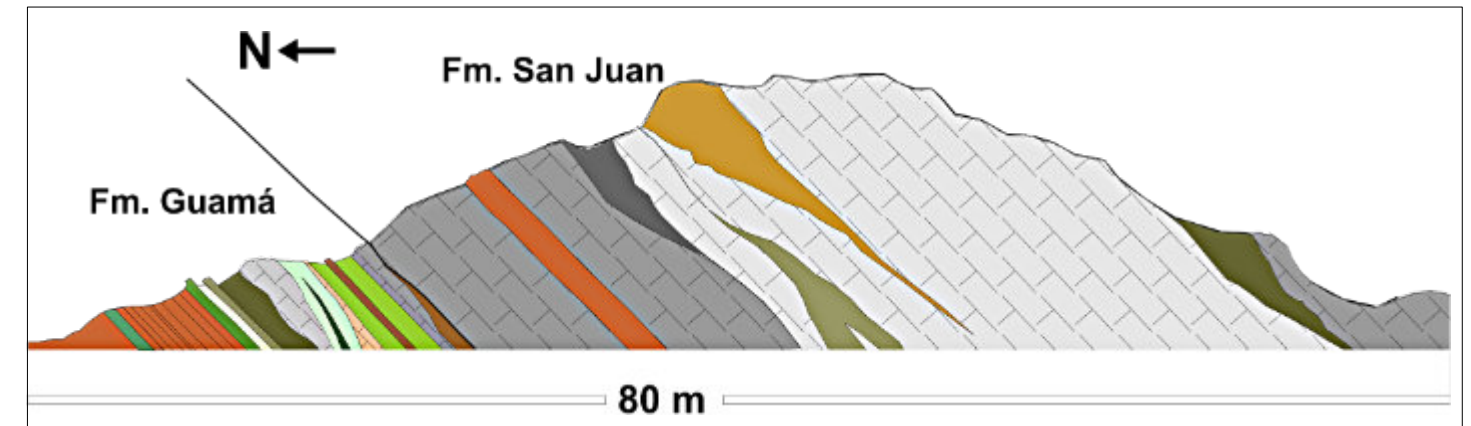


Figura.20. Aspecto de las intercalaciones terrígenas en una sección típica de la Formación San Juan en las regiones de La Guabina, El Guayabo y Cuajaní (según Álvarez-Sánchez, 1974). (Escala aproximada).

Los lentes y capas que intervienen en el corte se componen de limolitas, lutitas arenosas y margosas y grauvacas muy arcillosas carbonatadas, muy similares o idénticas a las rocas terminales de la infrayacente Fm. Guamá. Los colores de estas capas son generalmente muy oscuros cuando frescas y contienen gran cantidad de materia orgánica. Pueden repetirse varias veces en el corte, se acuñan dentro de las calizas en cortas distancias y pueden alcanzar varios metros de espesor o solo ser lentes de algunos decímetros.

Meteorización y aspecto en afloramientos.

En el relieve la Formación San Juan no es muy prominente y escasamente se destaca por suaves montículos, comunes en esta región y causados por el contraste con las unidades bajo ella y de su tope. En los afloramientos masivos a veces se aprecian formas kársticas incipientes, pequeñas y laberínticas a causa de la heterogeneidad del grano y fábrica de la masa. Al respecto de la morfología, una precaución importante a tener en cuenta es la posible confusión con los afloramientos de la Fm. San Sebastian (Paleoceno), que aflora de manera muy similar y que, en la distancia y a falta de un examen *mente et malleo*, se pueden confundir con San Juan. San Sebastian presenta una expresión topográfica más enérgica en forma de pequeños mogotes y crestones a más de las diferencias litológicas notables.

Espesor.

En la región de San Juan y Martínez, en el área de la Localidad Tipo de Herrera, se presenta espesores extremadamente exagerados²⁷. Es seguro que en esta localidad la Formación no sobrepasa 50 m. En las secciones principales en los alrededores del valle del Río Guamá y en la Localidad de El Guayabo la Formación cambia de espesor en pocas distancias, entre 10 m, 20 m y raramente 40-45 m, como en La Guabina (Figura 21).

Edad.

En las localidades muestreadas por el autor (Hipoestratotipo 1 y Sección de Referencia) (en Álvarez-Sánchez, 1974) se determinaron: *Titanosarcolites giganteus* Withfield; *Plagioptychus tschoppi*; *Praebarretia sparcillirata*; *Sulcoperculina dickersoni*; *Sulcoperculina globosa*, *Vaughanina cubaensis*; *Orbitoides sp*; indicando el Cretáceo

²⁷ Ver la Figura 82 de Piotrowski (1987) de acuerdo a la escala métrica del gráfico. Nota del Autor.

Superior, más probablemente restringida al Maastrichtiano (determinaciones de Furrázola Bermúdez, 1974) (ver Tabla 3).

Según Rojas Consuegra (2005) en la unidad se distinguen dos grupos de rudistas. El Grupo denominado “fauna reelaborada” refiere: *Barretia. monilifera*, *B. multilirata*, *B. cubensis*, *Biradiolites rudissimus*, *V. vermunti*, *M. bayani*, *B. aquitanicus* (Campaniano). El grupo denominado “fauna autóctona” comprende: *T. giganteus*, *T. macgillavryi*, *B. mooretownensis*, *B. jamaicensis*, *A. annulata*, *A. pugniformis*, *A. stellata*, *C. radiolitiformis*, *B. thiadensi*, *H. muellerriedi*, *P. sparcilirata*, *M. tschoppi*, “*R*”. *macroplicatus*, *P. antillarum*, *D. palmeri*, *Barrettia sp.* y *Parastroma sp.* (Maastrichtiano).

Tabla 3. Edad de la Formación San Juan.

Proveniencia de los datos	Determinaciones	Edades
Hipoestratotipo 1 y Sección de Referencia) (Álvarez-Sánchez, 1974). (Según Furrázola Bermúdez, 1974). Región San Juan y Martínez-El Guayabo.	<i>T. giganteus</i> Withfield; <i>Plagioptychus tschoppi</i> ; <i>Praebarretia sparcillirata</i> ; <i>Sulcoperculina dickersoni</i> ; <i>Sulcoperculina globosa</i> , <i>Vaughanina cubaensis</i> ; <i>Orbitoides sp</i> ;	Cretácico Superior Probable restringida al Maastrichtiano
Rojas Consuegra, 2005. Fauna reelaborada.	<i>Barretia. monilifera</i> , <i>B. multilirata</i> , <i>B. cubensis</i> , <i>Biradiolites rudissimus</i> , <i>V. vermunti</i> , <i>M. bayani</i> , <i>B. aquitanicus</i>	Campaniano.
Rojas Consuegra, 2005. Fauna autóctona.	<i>T. giganteus</i> , <i>T. macgillavryi</i> , <i>B. mooretownensis</i> , <i>B. jamaicensis</i> , <i>A. annulata</i> , <i>A. pugniformis</i> , <i>A. stellata</i> , <i>C. radiolitiformis</i> , <i>B. thiadensi</i> , <i>H. muellerriedi</i> , <i>P. sparcilirata</i> , <i>M. tschoppi</i> , “ <i>R</i> ”. <i>macroplicatus</i> , <i>P. antillarum</i> , <i>D. palmeri</i> , <i>Barrettia sp.</i> y <i>Parastroma sp.</i>	Maastrichtiano
Determinaciones de foraminíferos de A. de la Torre (en Piotrowski, 1987).	<i>Somoutina bermudezi</i> (Cole); <i>Orbitoides apiculata</i> (Schlumberger); <i>Sulcoperculina dickersoni</i> (Palmer); <i>Sulcoperculina angulata</i> Brönnimann y Brown; <i>Sulcopercilina diazi</i> Seigle y Ayala; <i>Pseudorbitoides israelskyi</i> Vaughan y Cole; <i>Pseudorbitoides kozaryi</i> Brönnimann; <i>Pseudorbitoides rutteni</i> Brönnimann.	Cretácico Superior

En conclusión. El rango de edad de la Fm. San Juan puede incluir el Campaniano tardío hasta el Maastrichtiano tardío.

Relaciones estratigráficas, límites.

La Fm. San Juan yace sobre la Fm. Guamá en la mayoría de los perfiles entre El Cuajani y El Guayabo. El contacto es transicional rápido, marcado por la aparición de delgados lentes de calizas organógenos en las areniscas groseras de la sección superior de Guamá. El límite se marca por la afirmación de las calizas en el corte. En las secciones entre El Guayabo y Dolores Vega, la Fm. San Juan también descansa sobre la Fm. Río Feo, algo posible al considerar transiciones entre la sección media de Río Feo y la parte alta de Guamá. El contacto parece, en este caso, algo más neto y rápido, al parecer sin transiciones y posiblemente con algún episodio de erosión previa de corta duración o un deslizamiento gravitacional que destruyó la cohesión de la Formación. La Fm. San Juan a su vez, esta cubierta por las Formaciones San Sebastian y El Guayabo del Paleoceno (posible Selandiano). El límite superior de San Juan se establece en el horizonte de la discordancia con los depósitos del Paleoceno, más visiblemente marcado por el contacto San Juan-San Sebastian.

Contacto con la Formación San Sebastian.

El contacto con la Fm. San Sebastian es inconforme y erosivo. Ocurre a través de de un horizonte métrico compuesto, en la sección baja, por un fanglomerado margoso cuya matriz soporta clastos volcánicos mayormente redondeados, pulidos y de gran fresca; de andesitas, dioritas, granodioritas, tobas vitroclásticas silicificadas, basaltos, granófiros y otros y, isorprendentemente!, pequeños rodados metamórficos de gneis ácidos, así como fragmentos de calizas de San Juan.

Estos clastos de metamorfitas, por cierto, ya se reportaron 37 años atrás, en esa región por Vermunt (1937 b), hecho que no se ha reconocido debidamente; siendo este el primer reporte que conozco del hallazgo de estos fragmentos, después de un minucioso examen de la literatura publicada o inédita que he realizado. Hacia arriba esta sección pasa a una caliza biomicrítica aporcelanada y masiva con escasos rodados de volcánicos hasta constituirse en unas capas masivas de biomicritas, biolititas de algas, intraclastomicritas, raramente biosparitas, de coloraciones beige, blancas, amarillentas y rojizas, con dendritas de manganeso que recuerdan extraordinariamente a la Formación Ancón de la Sierra de Los Órganos de aproximadamente la misma edad. Las calizas de San Sebastian contienen *Lepidorbitoides sp.*, *Proporocyclina sp.*, *Discocyclina sp.*, Globigerinidos, textuláridos y muchos bioclastos de moluscos, corales, equinodermos, espículas de holoturias, indeterminables. En muestras del autor, Furrázola-Bermúdez determinó *Globorotalia Velascoensis* y *Globorotalia. cf. G. Pseudobulloides*; datos que indican una edad Paleoceno, al menos para una parte de la Formación.

Contacto con la Formación El Guayabo.

El contacto con la Formación El Guayabo (Álvarez-Sánchez, 1974 y en Franco Álvarez *et al.* 1992) se opera con el Miembro Río Rancho; sección inferior de la Fm. El Guayabo, unidad compuesta de flujos caóticos gravitacionales y secciones estratificadas. El contacto con la Fm. San Juan es oscuro. En los muy escasos afloramientos donde depósitos caóticos del Paleoceno pueden contactar con el arrecife de rudistas, la superficie primitiva parece haberse destruido por la atrición de un flujo de tipo avalancha de una gran cantidad de material grueso, que también fragmentó y destruyó al depósito de la Fm. San Sebastian. Esta posibilidad se confirma por la presencia de peñones de hasta 2.5 m de caliza San Sebastián, de unas margas limolíticas azuladas con bioclastos de bivalvos y bloques decimétricos de calizas de San Juan, que flotan en una matriz desordenada y masiva de toba redepositada, grauvacas tobíticas y brechas de vulcanitas. El horizonte inferior de la Fm. El Guayabo (según Furrázola-Bermúdez, en muestras del autor), contiene una asociación de *Globorotalia cf. G.compressa*; *G. cf. G. angulata*; *G. Pseudomenardii*, *G. cf. G.Pseudobulloides*; indicando el Paleoceno, equivalente a la Fm. San Sebastian.

Condiciones de sedimentación.

Es claro que la Fm. San Juan fue depositada en un ambiente de arrecifes que recibía esporádicos aportes terrígenos. La distribución espacial de la unidad, en forma de un cuerpo alargado demuestra que se trataba de una barrera que ocupaba una posición elevada en la cuenca. Sin embargo, una cuestión de interés sería determinar la distancia a la costa de esta elevación. ¿Se situaba esta cresta en la proximidad inmediata de un litoral de cuyas desembocaduras recibía aportes terrígenos o, al contrario, en una situación alejada en un elevado estructural, donde dichos aportes terrígenos provenían de corrientes de turbidez?

La composición de los de los cuerpos principales y las características sedimentarias en el contacto con la Fm. Guamá sugieren cierto significado paleogeográfico. En este contacto yacen unas calizas arenosas glauconíticas, calizas bioclásticas de grano fino y calizas con cemento esparítico que aglutina clastos fragmentario de rudistas y otros organismos someros. De este patrón sedimentario se puede deducir, que el frente arrecifal clásico se encontraba al Norte y la barrera principal al Sur; como ahora se observa; hecho que apunta a que la costa emergida se encontraba en esa última dirección (Sur) durante la construcción del arrecife.

La interrupción lateral E-W del biohermo por distancias considerables, al parecer un rasgo primario que aún se conserva, se destaca por los espacios ocupados por acumulaciones de aportes terrígenos gruesos de clastos pulimentados mezclados con clásticos calcáreos provenientes del arrecife en formación. Esto sugiere la existencia de canales intermedios mediante los cuales material clásico terrígeno fue trasladado a través de estos espacios, provenientes de una tierra emergida de relieve montañoso y composición volcánica situada hacia el Sur (Álvarez-Sánchez, 1974), observación que me pone en desacuerdo con las conclusiones de varios autores posteriores (Piotrowski, 1987b; Brust *et al.* 2011).

Según estas inferencias, el ambiente puede corresponder con un litoral inmediato al macizo volcánico, de aguas oxigenadas, calidas y agitadas, con desembocaduras fluviales canalizadas que accedían a un fondo accidentado, festoneado a trechos por elevaciones paralelas a la costa, donde la proliferación biogénica fue favorecida.

Correlaciones.

Tabla.4. Algunas crono-correlaciones de la Formación San Juan.

Formación	Autor	Región	Edad	Observaciones
Amaro	Wassall en: Truitt y Pardo, 1953.	Provincia de Villa Clara.	Maastrichtiano Tardío.	Depresión marina de aguas someras
Arroyo Grande	Gil <i>et al.</i> en: Linares <i>et al.</i> , 1985.	Provincia de Villa Clara.	Maastrichtiano Tardío.	En la zona nerítica, biohermos locales.
Cantabria	Kantchev en: Kantchev <i>et al.</i> , 1978.	Provincia de Cienfuegos.	Maastrichtiano Tardío.	En la zona nerítica, biostromos locales.
Isabel .	Truitt y Pardo, 1953.	Provincia de Sancti Spíritus.	Maastrichtiano Tardío.	Ambiente nerítico, arrecifal. Desarrollo local de biohermos.
La Jíquima.	Nagy en: Nagy <i>et al.</i> , 1976.	Provincia de Holguín.	Campaniano- Maastrichtiano.	Aguas de mediana profundidad. Medio reductor.
Lutgarda.	Wassall en: Truitt y Pardo, 1953.	Provincia de Villa Clara.	Maastrichtiano Tardío.	Ambiente pelágico. Parte inferior del talud.
Monos.	Truitt en: Brönnimann y Pardo, 1954.	Provincia de Villa Clara.	Campaniano- Maastrichtiano Temprano.	Aguas someras. Gran aporte de material terrígeno.
Peñalver.	Brönnimann y Rigassi, 1963.	Provincia Ciudad de La Habana.	Maastrichtiano Tardío.	Cuenca marina subsidente. Flujos gravitacionales.
Presa Jimaguayú.	Iturralde <i>et al.</i> en: Belmustakov <i>et al.</i> , 1981.	Provincia de Camagüey.	Maastrichtiano Tardío.	Ambiente arrecifal.
San Miguel,	Pszczółkowski, 1987.	Provincia de Pinar del Río.	Campaniano- Maastrichtiano	Ambiente de aguas profundas. Flujos gravitacionales.
Tinajita.	Kozary en: Brönnimann, 1955.	Provincia de Holguín.	Campaniano- Maastrichtiano Inferior.	Ambiente nerítico, en parte arrecifal.
Vaquería.	Popov y Kantchev en: Kantchev <i>et al.</i> , 1978.	Provincia de Cienfuegos.	Maastrichtiano Tardío?	Aguas marinas de mediana a poca profundidad.
Vía Blanca.	Brönnimann y Rigassi, 1963.	Provincia Ciudad de La Habana.	Campaniano Tardío a Maastrichtiano Temprano	Ambiente de cuenca marina de mediana profundidad.

4.5. Formación San Sebastián.

Autor.

Humberto Álvarez Sánchez.

Descripción original.

Álvarez Sánchez, H., 1974, Estratigrafía de la parte Occidental de la llanura costera y piedemonte de la Provincia de Pinar del Río. Cuba. Arch. Inst. de Hidroec. P. del Río, 49 págs. 17 figs. 1 map. (Inédito).

Antecedentes.

De pequeña extensión y espesor, la Formación San Sebastián se omite en las columnas estratigráficas de la Depresión de San Diego sin razones justificadas. Incluso se ignora en estudios que inciden en esta región (Bralower & Iturralde-Vinent, 1997). En la actualidad, a pesar de que su descripción básica se incluye en las dos primeras ediciones del Léxico Estratigráfico de Cuba (Franco Álvarez *et al.*, 1992 y Furrázola-Bermúdez *et al.*, 1994), no existen menciones de

esta importante unidad, muy significativa para la comprensión del transito Cretácico-Paleógeno en el occidente de Cuba.

La Fm. San Sebastian fue designada y cartografiada por Álvarez-Sánchez (1974) en la región de la franja premontañosa al Sur de la Sierra de Los Órganos, en la Depresión de San Diego; en las localidades comprendidas entre los meridianos de la ciudad de Pinar del Río y la ciudad de San Juan y Martínez. La descripción original también se encuentra en Álvarez-Sánchez (1984a,b) y en Franco Álvarez *et al.* 1992.

La Formación es una unidad calcárea poco difundida y al parecer limitada a la región mencionada, pues no se conocen localidades equivalentes en la zona de Bahía Honda, con litologías típicas de la DSE o alrededor de La Habana, donde abundan secciones de edad aproximada o equivalente. Su pequeño espesor y extensión no le resta gran importancia a causa de su posición estratigráfica y edad, puesto que distingue con bastante precisión el contacto Cretácico-Paleógeno en esta región y es un límite marcador de referencia de gran significación para los patrones y mecanismos de sedimentación reinantes durante etapa de finales del Cretácico.

Esta unidad se ha confundido sistemáticamente (Herrera, 1961; Gil González y González, en Linares *et al.* 1985; Valdez Nodarse y Rojas León, 1987; Gil González *et al.* 2007) con la Fm. San Juan, también calcárea. Se ha unido en una sola entidad de cartografía con la Fm. San Juan (Piotrowski, 1987), y de un modo u otro, así es delineada en los mapas geológicos oficiales de la República de Cuba desde muy temprano (Linares *et al.*, 1985; Mossakowsky *et al.*, 1988 y otros). También se ha omitido en estudios micropaleontológicos especiales que se concentran, precisamente, en las etapas Paleoceno-Eoceno del desarrollo geológico y que inciden en conclusiones sobre esta región (Bralower & Iturralde-Vinent, 1997). Este es una insuficiencia muy característica de la estratigrafía de esta región que se ha perpetuado sin ningún motivo.

Origen del nombre.

El nombre se deriva del Río San Sebastian, con su nacimiento en las Alturas de Pizarras del Sur (Piotrowska, 1978, 1987). Es un sistema fluvial muy meandrinoso que corta la Depresión de San Diego y la Llanura Meridional de Pinar del Río, después de unirse al Río Feo por la margen derecha para desembocar en el Golfo de Batabanó.

Sinonimia.

La Fm. San Sebastian es una unidad del Paleoceno tardío que yace discordante sobre la Fm. San Juan en algunas localidades con un hiato y en otras localidades sobre la Fm. Río Feo (Campaniano-Maastrichtiano), también discordante; pero con la ausencia de la Fm. San Juan. De este modo, la Fm. San Sebastián y la Fm. San Juan (Herrera, 1961) no pueden ser sinónimas en ningún caso, como se señala en el Léxico Estratigráfico de Cuba (ediciones 1992, 94, 2002, 2013, 2024).

Distribución geográfica. Área Tipo. Localidad Tipo.

La Fm. San Sebastián aflora al NW de la ciudad de Pinar del Río, a unos 6 km al NNE de la ciudad de San Juan y Martínez, entre el Valle del Río San Sebastian y la margen derecha del Río Feo, en una estrecha franja paralela y muy próxima al contacto tectónico con las Alturas de Pizarras del Sur. Los afloramientos no son continuos y se destacan como bajas crestas aisladas sobre el terreno circundante con una morfología kárstica característica (Figura 22). Otros afloramientos de conservación integra de la Formación no se conocen en el resto del territorio. Solo se observan como bloques y olistolitos en unidades suprayacentes. Por tanto la unidad parece exclusiva de esta región que debe considerarse como su Área Tipo, tanto como su Localidad Tipo y como una Formación, hasta ahora exclusiva de la Depresión de San Diego, al Sur de la Cordillera de Guaniguanico. El acceso a la localidad se consigue desde San Juan y Martínez, por el antiguo terraplén al Entronque de El Guayabo, en la carretera a Luis Lazo.

Estratotipo de Unidad.

El Estratotipo de Unidad (Figura 21) se estableció en 1974, en el sitio actual y no ha sufrido modificaciones. Las coordenadas son: Norte 282.400 y Este 207.500; Hoja topográfica: Sumidero, 3483 III. La localidad es la “Cantera

Pedro Rodríguez Sánchez”, en la actualidad abandonada y al presente un geosito de interés patrimonial (Gutiérrez Domech *et al.* 2016).

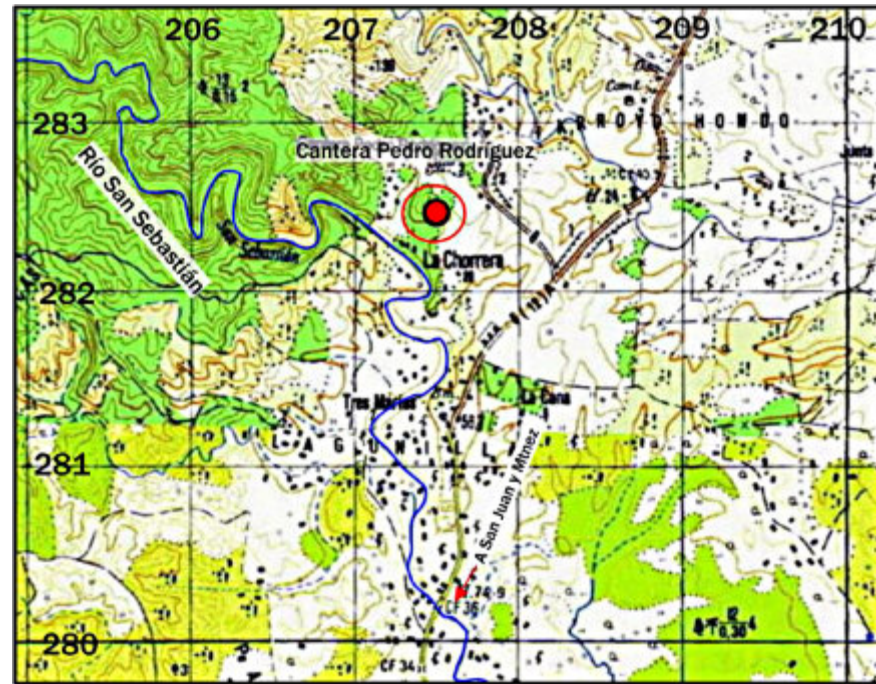


Figura. 21. Localización del Estratotipo de la Formación San Sebastián. Mapa 1:50,000, Republica de Cuba. ICGC . Hoja Sumidero 3483 III. Coordenadas Lambert. Elevación en metros.

Descripción original en el Estratotipo de Unidad.

En la base de la Formación aflora un fanglomerado, compuesto de clastos de rocas volcánicas y metamórficas en su mayoría redondeados e incluso pulimentados, indiferenciables con las gravas de origen fluvial y compuestos de basaltos, andesitas y algunos gabros y diabasas notablemente frescos. Los fragmentos metamórficos y ácidos son pequeños, a veces milimétricos, pero muy poco alterados, incluso frescos. Esta es la primera aparición de clastos de rocas ígneas ácidas y metamorfitas gnéisicas que se registran en esta región, reportadas por Vermunt (1937). El tamaño de los clastos se encuentran entre gravilla (<256 mm) y grava, con predominio en los de tamaño medio. La matriz es lodosa y friable margosa muy impura, de color rojizo a violáceo, con bandas blanquecinas y verdosas. En los primeros decímetros los clastos aparecen espaciados y predomina la matriz, con el aspecto de un paraconglomerado. Hacia arriba, la matriz se compacta y los clastos predominan hasta constituir, esta última, una caliza a marga muy impura hasta un cemento de calcirudita impura, saturada de óxidos ferruginosos y de manganeso. Este intervalo cambia de espesor por el rumbo, entre decímetros a 1 metro de espesor, hasta unos 2-2.5 m de espesor. Sobre estas capas, en un rápido cambio, se establecen calizas masivas (Figura 22) hasta capas muy gruesas. Las calizas son de grano finísimo, aporcelanadas, compactas de fractura astillosa o de valvas, a veces margosa o brechosa (intraclastos) sin texturas direccionales evidentes, aunque por pequeños intervalos algo oscuramente bandeadas.

La fábrica orgánica de las calizas varía mucho en la vertical. Cerca de la base es algo brechosas y contiene fragmentos de algas, espículas de esponjas y de rudistas finamente fragmentados, que desaparecen hacia arriba. En la localidad tipo, la parte inferior, cerca al contacto con la Fm. San Juan, es de litofacies rudítica con fragmentos de organismos triturados embebidos en una caliza de tipo packstone. Al microscopio se pueden clasificar en su mayoría como biomicritas y otras calizas afines de ambiente somero. Localmente son biolititas de algas, intraclastomicritas, con rareza biosparitas. A menudo aparecen muy puras, pero con frecuencia están contaminadas por lodo ferro-manganesico. En consecuencia lo común es que sean rosáceas a rojizas (Figura 23) o blanco amarillento. En partes el color es rosado violáceo oscuro (Figura 24), notablemente similar o idéntico al de las calizas de la Formación Ancón de la Sierra de los Órganos (Truitt y Brönnimann, 1955; Hatten, 1957; Herrera, 1961; Pszczółkowski *et al.* 1975). En

ese caso, al igual que Ancón, contienen dendritas de manganeso y estilolitos. Incluso el manganeso finamente disperso en la masa es abundante, no solo por dendritas. Existe información confusa sobre explotaciones en esta Formación para minerales de manganeso a principios del siglo pasado (Simons & Straczek, 1958).



Figura.22. Calizas masivas de la Formación San Sebastián en el Estratotipo de la Formación. Cantera abandonada Pedro Rodríguez Sánchez.

Espesor.

El espesor de la Fm. San Sebastián es de 10 a 25 m como máximo. Debió ser mucho mayor en el pasado a cuenta del tamaño de los peñones que se destacan en la Fm. El Guayabo suprayacente, en cuyo seno flotan a manera de olistolitos.

Litología diagnóstica.

Las calizas de la Fm. San Sebastian son inconfundibles por causa de su textura fina y colores característicos. Se han explotado como roca ornamental desde la década del 40 del pasado siglo y probablemente antes de esa fecha. Es típico que San Sebastián se haya cartografiado como Fm. San Juan a causa de la redeposición de bioclastos, la similitud facial y la proximidad en el espacio.

Meteorización y aspecto en afloramientos.

En el relieve la Fm. San Sebastián es prominente; destacada por pequeños mogotes y crestones de tipo hogback, raros en la región. El carso bien desarrollado se destaca en la mayoría de las localidades, con cavernas métricas y “karrenfeld” en la superficie (Figura 25). Estas formas debieron tener una importancia mayor en el pasado ya que la Formación evidencia haber perdido gran parte de su extensión y espesor por simple disolución secular, aunada a procesos tectono-sedimentarios al final de su sedimentación. Esta es una diferencia adicional con la Fm. San Juan (biostromo), que solo presenta pequeñas formas incipientes de disolución.



Figura.23. A. Calizas San Sebastián de tonos rojizos causada por la saturación de óxidos ferrosos dispersos en la masa. Figura.24. B. Tonalidad violácea de las calizas San Sebastián, prácticamente idéntica a la tonalidad más conocida de la Formación Ancón de la Sierra de Los Órganos; causada por la dispersión de manganeso; la misma causa que en Ancón.

Edad.

Son muy fosilíferas, pero con poca fauna diagnóstica. La unidad contiene en la parte basal *Lepidorbitoides sp.*, *Proporocyclina sp.*, *Discocyclina sp.* y *Textularia sp.*, y *Globotruncana sp.* redepositada. Los bioclásticos de moluscos (rudistas), corales, equinodermos, espículas de holoturias en la parte inferior, cementados por la caliza pelitomórfica, provienen de la erosión de la Fm. San Juan. Globigerinidos y en particular *Globorotalia velascoensis Cushman* y *G. cf. a Globorotalia pseudobulloides Plummer* se encuentran algo más arriba donde la matriz margosa del conglomerado transita a una caliza pelitoformica con algunos rodados centimétricos de vulcanitas. En los sedimentos terrígenos del techo que yacen en el contacto con la Fm. El Guayabo y ya pertenecientes a esta Formación, de nuevo fueron identificados *Globorotalia cf. G. compressa*; *G. cf. G. angulata*; *G. pseudomenardii*, *G. cf. G. Pseudobulloides*.

Según estas evidencias, San Sebastián pertenece al Paleoceno y esta separada de la Fm. San Juan por un horizonte de conglomerados que puede representar una discordancia que comprende parte del Paleoceno Inferior.

Relaciones tectónicas y estratigráficas.

Según el eje meridional de la Depresión de San Diego la Fm. San Sebastián yace en las siguientes configuraciones de contacto: Con la Fm. San Juan, sobre la cual yace con un conglomerado basal o con areniscas polimícticas conglomeráticas. Sobre la Fm. Guamá con un conglomerado basal en el contacto. Sobre la Fm. Río Feo, pero con un contacto donde la Fm. San Sebastián aparece en forma de grandes clastos que sugieren algún evento gravitacional de desarticulación de la Formación.

A su vez está cubierta por la Fm. El Guayabo. Dentro de esta última Formación, en los niveles más bajos, flotan masas métricas de calizas de San Sebastián; soportadas por sedimento clástico vulcanomíctico con huellas de impresión en estado blando alrededor de los bloques. En varios casos claramente se trata de olistolitos, en otros no se puede excluir la posibilidad de ecos faciales calcáreos.

La Fm. San Sebastián nunca aparece cubierta por el flysch de la Fm. La Majagua (Paleoceno Superior- Eoceno Inferior basal), como erróneamente indica el Léxico Estratigráfico de Cuba (Franco Álvarez *et al.* 1992).



Figura 25. Carso desarrollado en calizas de la Formación San Sebastián, único de su tipo en la región premontana. Se observa un Karrenfeld bien desarrollado, con predominio de Spitzkarren (morfología de “diente de perro”) y una caverna aún transitable; formas cársticas actualmente activas. Cantera Pedro Rodríguez, al norte de San Juan y Martínez. Foto cortesía de L. Bernal (IGP, La Habana).

Correlación.

La Formación San Sebastián, correlaciona con la Fm. Ancón, (el Miembro de las Calizas Micríticas y Margosas; de Pszczółkowski, en Pszczółkowski, *et al.* 1975) de la Cordillera de Guaniguanico, por los siguientes fundamentos:

La edad: La Fm. Ancón (las calizas pelágicas) fue depositada desde el Paleoceno temprano al Paleoceno tardío, pocas veces la base del Eoceno (Bralower & Iturralde-Vinent, 1997, Figuras 3 y 9) con un hiato en la base del Paleoceno (ver Figura 3; Bralower & Iturralde-Vinent, 1997). La Fm. San Sebastián pertenece al intervalo Paleoceno temprano a Paleoceno tardío, y yace discordantemente sobre la totalidad de las Formaciones del Cretácico en esta región, con un hiato en la base del Paleoceno.

La litología: Las rocas de la Fm. San Sebastian muestran un notable e impresionante parecido con las facies calcáreas más compactas de la Fm. Ancón. La coloración violácea y rojiza a veces ligeramente verdosa y hasta blanca crema en algunos casos, es compartida por ambas unidades. En lo que concierne al color violeta en las dos unidades, se debe a la fina dispersión de manganeso y no parece casual que las dos Formaciones se hayan explotado o prospectado para la extracción de menas de manganeso, únicas secciones rocosas del occidente de Cuba con esas características.

La Fm. San Sebastián es correlativa por su edad, total o en parte, con varias unidades litoestratigráficas del occidente y centro de Cuba. Entre ellas: Fm. Apolo (Brönnimann y Rigassi, 1963). Fm. La Majagua (Álvarez-Sánchez, 1974). Fm. El Guayabo (Álvarez-Sánchez, 1974). Fm. Falcón (Truitt en: Brönnimann y Pardo, 1954). Fm. Fomento (Truitt y Pardo,

1953). Fm. Grande (Pardo en: Brönnimann y Pardo, 1954). Fm. Mercedes (Furrazola *et al.*, 1976). Fm. Santa Clara (Truitt en: Brönnimann y Pardo, 1954).

Algunas de las Formaciones citadas, contienen rocas parecidas a las típicas de San Sebastián, pero ninguna se corresponde enteramente con ella por su litología y otras formaciones con mayor semejanza en Cuba occidental y central o fuera de ese entorno, no corresponden con su edad.

Rasgos sedimentarios de San Sebastián. Eventos en el paso Cretácico-Paleógeno.

Después del episodio erosivo localizado en la parte superior de la Fm. San Juan, durante corto tiempo se reinstauraron las condiciones de la sedimentación calcárea de poca profundidad, probablemente restringida a algunos sectores de la cuenca, dando lugar a la Fm. San Sebastián. En efecto, las características petrográficas indican un ambiente somero inicial de aguas saturadas de calcio, en las próximas inmediaciones a acantilados o relieves positivos integrados por rocas volcánicas y metamórficas distales.

Un relieve desarticulado con diferencias hipsométricas locales muy notables y probablemente determinado por fallas regionales es indicado por la parte clástica basal, que a veces sugiere rasgos de flujos masivos detríticos (Bouma y Muñoz, 1973), que en ciertas localidades adopta una apariencia más propia de un conglomerado basal. Estos rasgos algo confusos permiten inclinarse por esta última interpretación a causa de las claras interrupciones de la sedimentación y el contacto discordante Cretácico-Paleógeno evidenciado en ese límite para la totalidad de esta región.

La parte inferior terrígeno margosa en la misma base de la Formación es la que contiene los restos de los organismos bentónicos (*Lepidorbitoides*, *Proporocyclina*, *Discocyclinidae*). Los fragmentos bioclásticos presentes en este horizonte pueden ser el producto de flujos turbios de talud desde el respaldo posterior de los biostromas más espesos de la Fm. San Juan. La parte media de fábrica aporcelanada, semejante a mármol, solo presenta microfósiles en matriz esparítica indeterminables. La parte superior, en el contacto neto con los terrígenos, se caracteriza por una asociación planctónica característica. Es interesante esta situación en vista del escaso espesor de esta Formación entre 10 a 25 m, desarrollada en aguas someras, el rápido cambio de las formas orbitoidales a los foraminíferos de aguas más abiertas.

Por su estructura y posición la Fm. San Sebastián, parece ser con certeza el primer reflejo de movimientos tectónicos significativos en la región que se destaca en un intervalo litológico muy estrecho de apenas unas decenas de metros. Lamentablemente por la falta de un registro más rico en microfósiles y un afloramiento deficiente, así como la influencia de intensos fenómenos de turbulencia y descamación en la superficie de contacto San Sebastián-El Guayabo, no fue posible obtener un criterio más preciso sobre este contacto, caracterizado por un brusco cambio de los sedimentos calcáreos a terrígenos turbidíticos y la formación de brechas.

Los movimientos tectónicos ocurridos en el límite Cretácico-Paleógeno están muy claramente marcados en esta región que, por su fácil accesibilidad deben estudiarse con mayor detenimiento. Ya Vermunt (1937; pag. 24) señaló esta disconformidad adelantándose grandemente hacia el futuro de posteriores observaciones. Sin embargo los rasgos de estos movimientos no permiten clasificarlos como orogénesis, sino como oscilaciones operadas principalmente en la vertical de modo que no deben corresponderse con alguna de las verdaderas fases orogénicas de edad cercana en las cordilleras europeas, denominadas “fases orogénicas”, por ejemplo “Iaramide” (Paleolarámica de 1er orden; entre el Maastrichtiano y el Daniano); o “pirenaica” (prepirenaica de 4to orden entre el Ypresiano y el Luteciano) (Ríos, 1969).

4.6. Formación El Guayabo.

Autor. Humberto Álvarez-Sánchez, 1974.

Referencia original: Álvarez Sánchez, H., 1974, Estratigrafía de la parte Occidental de la llanura costera y piedemonte de la Provincia de Pinar del Río. Cuba. Inst. de Hidroec. P. del Río, 49 págs. 17 figs. 1 map. (Inédito).

Antecedentes.

La Formación El Guayabo constituye un elemento clave en la interpretación geológica de la Depresión de San Diego. Aunque al inicio se consideró su posible correlación con la Formación Vía Blanca (Brönnimann y Rigassi, 1963), las diferencias en edad y posición estratigráfica descartan tal equivalencia. Sus sedimentos registran un episodio tectónico de gran relevancia dentro de la evolución de la cuenca y aportan información esencial para la reconstrucción de su historia geológica. Además, la definición de la Formación El Guayabo responde a una necesidad de ordenamiento litoestratigráfico ya advertida por Brönnimann y Rigassi. En efecto, el estudio detallado de la Formación Capdevila ha puesto de manifiesto una notable heterogeneidad de composición, con múltiples variantes faciales que reflejan diferentes condiciones de cuenca. Estas diferencias justificaban su subdivisión; ya que las secciones asignadas a la Formación El Guayabo habían sido previamente incluidas dentro de extensos afloramientos atribuidos a la Formación Capdevila.

El análisis de la distribución de facies en un perfil regional N-S (Figura 26) evidencia una transición progresiva desde ambientes de aguas profundas, representados por el flysch de la Formación Río Feo, hacia condiciones litorales propias de la Formación Guamá. Esta evolución culmina con el desarrollo del biohermo de la Formación San Juan, asociado a una fase de levantamiento, erosión y posterior depósito de la Formación San Sebastián sobre un conglomerado rico en bioclastos derivados de San Juan.

Con rapidez, San Sebastián, de aguas oxigenadas y ambiente estable similar a una plataforma carbonatada, transita hacia una facies de caliza pelitomórfica de mayor profundidad; cambio caracterizado porque hacia la parte superior sobre las micritas yacen delgadas capas arcillosas calcáreas con bivalvos, seguidas de capas métricas de marga arenosa que ya contienen microfauna planctónica. Cambio muy brusco, vista su escaso espesor y edad limitada probablemente a solo un piso del Paleoceno. Esta es una historia de movimientos verticales oscilatorios complicados con fases bruscas de gran inestabilidad relacionadas con una fuerte actividad sísmica de fallas activas.

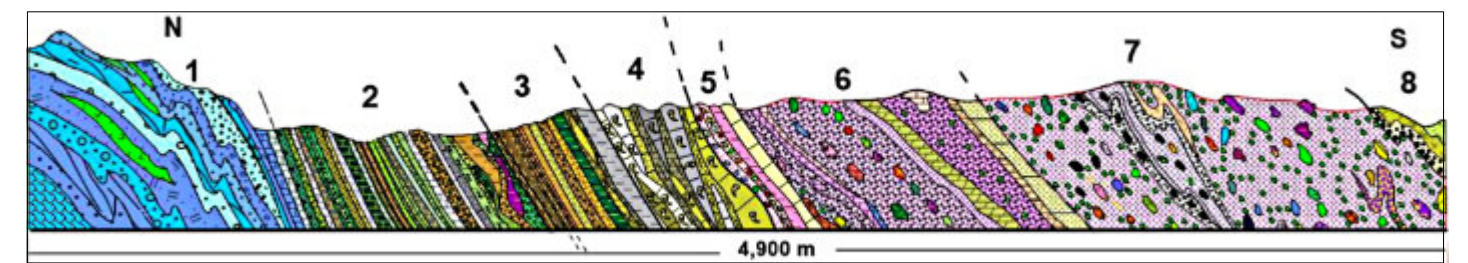


Figura.26. Sin escala. Las dimensiones de los olistolitos, así como el espesor y fuerte inclinación de las unidades, se exageraron con fines puramente ilustrativos para mostrar el orden de las Formaciones en la secuencia estratigráfica regional al occidente de la Depresión de San Diego en los sectores El Calabozo-Cayo de Las Varas:

1-Unidades tectónicas Pino Solo-Mestanza (equivalentes metamorfizados de la Sierra de Los Órganos (Jurásico hasta Paleoceno-Eoceno Inferior). 2-Fm. Río Feo (flysch de aguas profundas del Campaniano-Maastrichtiano). 3-Fm. Río Guamá (terrígenos depositados en ambiente progresivo hacia aguas someras (Maastrichtiano). 4-Fm. San Juan (Maastrichtiano) Biohermo-Biostromo. 5-Fm. San Sebastián (Paleoceno) carbonatos someros, discordante sobre San Juan con un conglomerado basal. Fm. El Guayabo, olistostroma del Paleoceno tardío. 6-Miembro Río Rancho. 7-Miembro El Calabozo. 8-Fm. La Majagua; flysch calcáreo con intercalaciones de horizontes de olistostromas (Paleoceno-¿Eoceno Inferior temprano?). (Álvarez-Sánchez, 1974).

Estos cambios bruscos y veloces se interpretan como fuertes movimientos verticales de la cuenca de sedimentación, ocurridos entre el Campaniano y el Paleoceno tardío²⁸ ; apenas unos 12 Ma. Los grandes avances en el conocimiento de los mecanismos de relleno de las cuencas de flysch y olistostromas y los eventos tectono-gravitacionales que los producen (e. g. Abbate *et al.* 1981; Mutti *et al.* 2009; Festa *et al.* 2010; Yamada, 2012; Ogata *et al.* 2012, 2016; Festa *et al.* 2016 y otros), permiten comprender más eficientemente el origen de la Depresión San Diego y justifican una actualización de esta unidad.

Categoría en la nomenclatura estratigráfica.

Por alguna decisión de origen y base técnica que ignoro, en el Léxico Estratigráfico (e. g. 2024), el Miembro El Calabozo de la Formación El Guayabo continua denominándose “El Calabozo, olistostroma (unidad informal)”. Este término permanece sin variaciones desde 1992 (Franco Álvarez *et al.* 1992). No obstante, El Calabozo, Miembro de la Formación El Guayabo, con contactos reconocibles edad determinada y configuración litológica conglomerática-arenosa, donde las secciones de olistostroma son un componente más de su constitución, es una unidad litoestratigráfica sustancial, parte distinguida de una Formación y reúne todas las condiciones de una unidad formal.

Subdivisiones internas.

La Formación se divide en dos Miembros: Río Rancho (inferior) y El Calabozo (superior).

Origen del nombre El Guayabo y de sus Miembros.

El Guayabo en los años setenta del pasado siglo era un caserío, accesible desde Pinar del Río por un camino vecinal. Río Rancho es un afluente del Río Feo, al SW de El Guayabo modificado por la presa El Cangre. El Calabozo fue un sitio entre la carretera de Luis Lazo y el caserío de El Guayabo (1,5-2 km al ENE). Los mapas actuales de escalas medias no muestran una toponimia que corresponda con esos nombres.

Sinonimia.

El Léxico Estratigráfico de Cuba (Franco Álvarez *et al.* 1994) al referirse a Buttica (1946a), señala a la Formación El Guayabo como sinónimo parcial de Formación Capdevila. El Guayabo se distingue del concepto inicial de la Fm. Capdevila por su estructura sedimentaria, aunque tuvieron la misma fuente de sedimento. Difieren en sus edades. Falta del Paleoceno en la Formación Capdevila, del Eoceno Inferior (Bermúdez, 1950; Brönnimann y Rigassi, 1963; Bralower & Iturralde-Vinent, 1997), al menos en este territorio²⁹. También el Léxico Estratigráfico de Cuba (Franco Álvarez, *ibid.*) señala sinonimia parcial Capdevila-Miembro-Río Rancho. Sin embargo, las características distintivas cruciales para la discriminación entre Capdevila y la parte inferior de El Guayabo, son notables y a menudo opuestas. En relación con las características especiales de Río Rancho en particular; no encuentro una sinonimia aceptable para esa unidad, ni siquiera parcial.

Unidad de rango Superior.

Durante la exposición de la Formación Río Feo, expuse las razones por las cuales considero que El Guayabo no forma parte de ninguna unidad superior de categoría, de forma justificada ni debidamente argumentada.

²⁸ La discordancia Superior-Paleoceno aparece en las estructuras de Cuba occidental, excepto en la provincia de Matanzas, donde no se conoce el Paleoceno en superficie. El hiato estratigráfico abarca el Daniano hasta el Paleoceno Inferior completo. Sin embargo, en la parte septentrional de la estructura de Matanzas aparece la Formación Mercedes del Daniano. El hiato entre las formaciones Peñalver del Maestrichtiano Superior y Mercedes fue evidentemente muy breve. (Pszczółkowski y Flores, 1986).

²⁹ La microfauna de la Formación Capdevila fue descrita por Bermúdez (1950) y Brönnimann, y Rigassi (1963), por lo que no se detalla aquí. En general, estos autores han designado la unidad al Eoceno Inferior, pero nosotros hemos encontrado en algunas localidades del Bloque Martín Mesa fauna del Paleoceno (Albear Franquiz & Iturralde-Vinent, 1985).

Distribución geográfica. Área tipo.

La Formación El Guayabo aflora de forma continua desde el oeste del Río Guamá hasta el Arroyo Hondo, al NNW de San Juan y Martínez. Hacia el Sur del Río San Juan y Martínez se acuña o comprime y queda cubierta por la Formación La Majagua y a continuación por la Formación Capdevila. Al Este del Río Guamá se acuña y, hacia el Río Paso Viejo, se reduce a estrechas corridas o yace en a profundidad. En la región de La Leña, al Norte de Consolación del Sur, cualquier unidad terrígena y el espacio casi total del corte son asignados a la Fm. Capdevila. A causa de que mi cartografía no se extiende hasta allá, no dispongo de datos para modificar la situación.

Holoestratotipo del Miembro Río Rancho.

El perfil típico fue definido en 1974 (Figura 27) y se hizo inútil por la construcción del embalse El Rancho. Será una tarea del nuevo Léxico Estratigráfico de Cuba seleccionar otro perfil tipo, según las condiciones del terreno que registra profundas transformaciones antrópicas. La vegetación, toponimia, densidad de población y vías de comunicación han cambiado en decenios desde la fecha de la proposición. Las explotaciones agrícolas y el aprovechamiento general del espacio así como el crecimiento de la población con el incremento de terrenos para viviendas han provocado una extraordinaria pérdida de afloramientos. En otros sectores, al contrario, se produce un extraordinario incremento de la vegetación boscosa en una densidad que sorprende.

Holoestratotipo) del Miembro El Calabozo.

El Holoestratotipo de El Calabozo fue definido en Álvarez-Sánchez (1974) y se mantiene en la actualidad (Gutiérrez Domech, *et al.* 2016). Es accesible desde el entronque de la carretera de Luis Lazo con el terraplén El Guayabo-San Juan y Martínez hacia el WSW con las coordenadas Lambert iniciales y finales señaladas en la Figura 28.

Una situación similar ocurre con los espacios mejor aflorados del Miembro El Calabozo. Probablemente será necesario reestablecer un nuevo perfil tipo o algunos perfiles auxiliares con el fin de destacar características distintivas. Algunas visitas dirigidas a la región demuestran que importantes localidades con los más grandes olistolitos, en la actualidad se encuentran cubiertas por densa vegetación boscosa.

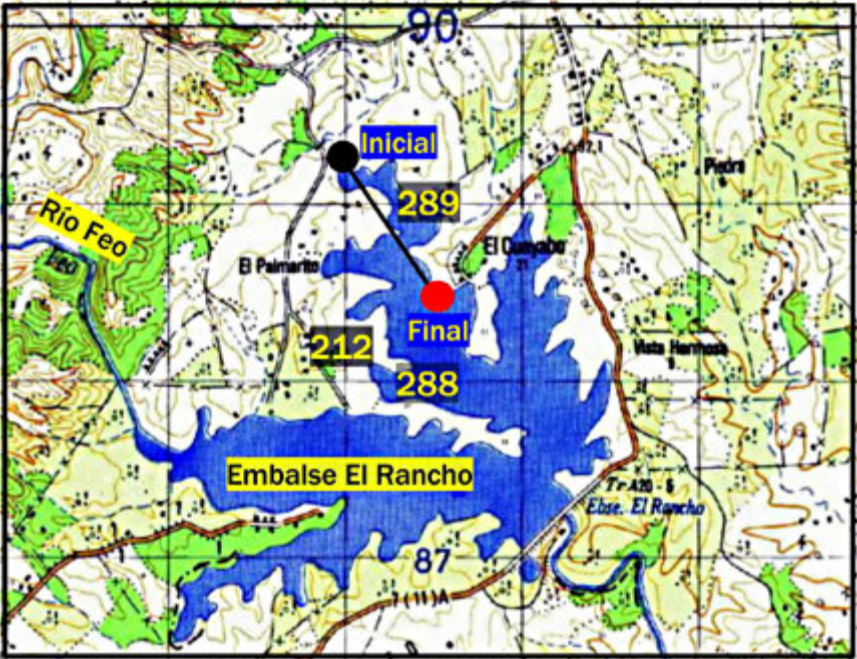


Figura.27. Localización del Holoestratotipo del Miembro Río Rancho. Formación El Guayabo. Mapa 1:50,000, República de Cuba. Hoja Sumidero 3483 III. Coordenadas Lambert: Iniciales: Norte 289,250; Este 212,000. Finales: Norte 288,300; Este 212.500. Elevación en metros. Una cuadrícula igual a 1 km².



Figura. 28. Localización del Holoestratotipo del Miembro El Calabozo. Formación El Guayabo. Mapa 1:50,000, República de Cuba. Hoja Sumidero 3483 III. Coordenadas Lambert: Iniciales: Norte 291, 300; Este 212, 250. Finales: Norte 290, 000; Este 215, 350. Elevación en metros. Una cuadrícula igual a 1 km².

Edad de la Formación El Guayabo.

El Miembro Río Rancho presenta con persistencia una asociación de foraminíferos planctónicos, integrada por: *Morozovella cf M angulata* Bolli (Paleoceno medio); *M. cf M. pseudobulloides* Plummer; *Planorotalites cf P. compressa* Plummer (Paleoceno temprano); *P. pseudomenardii* (Bolli) (Paleoceno tardío) y radiolarios (*Lithomespilus sp*) (Coniaciano–Holoceno).

El Miembro El Calabozo contiene la misma asociación; indicando el Paleoceno como la edad de sedimentación de la Formación El Guayabo. Asociaciones del Paleoceno también se reportan por Bralower & Iturralde-Vinent (1997) (Figura 29).

Relaciones estratigráficas de la Formación El Guayabo.

La Fm. El Guayabo puede cubrir a la Formación San Juan con un contacto discordante con algunas particularidades observadas; tales como que bajo San Juan yace la Formación Guamá y no la Fm. Río Feo y, a su vez, lo que yace sobre San Juan es Miembro Río Rancho.

La Fm. El Guayabo, entre los Ríos San Sebastian y Cangre, cubre con la sección completa, a la Fm. Río Feo. Como esta última cubre el intervalo ¿Campaniano?-Maastichtiano tardío, se puede suponer el desarrollo de la discordancia, pero como se ha explicado, este horizonte se encuentra fuertemente perturbado por procesos de traslado de masas; probable producto de avalanchas submarinas. En estos perfiles la Formación San Juan falta o está reducida a algunos bloques fragmentados. Por ultimo, El Guayabo, yace sobre la Formación San Sebastian a partir del Miembro Río Rancho. Aunque no hay evidencias de hiato en este caso, el contacto muestra claras huellas de perturbación sedimentaria por deslizamientos gravitacionales. En el corte regional, sobre la Fm. El Guayabo descansa la Fm. La Majagua, de edad Paleoceno (¿Landeniano?) y quizá el Eoceno (¿Ypresiano basal?). Se trata de un flysch con algunos intervalos de olistostromas. La Fm. La Majagua se describe en este trabajo.

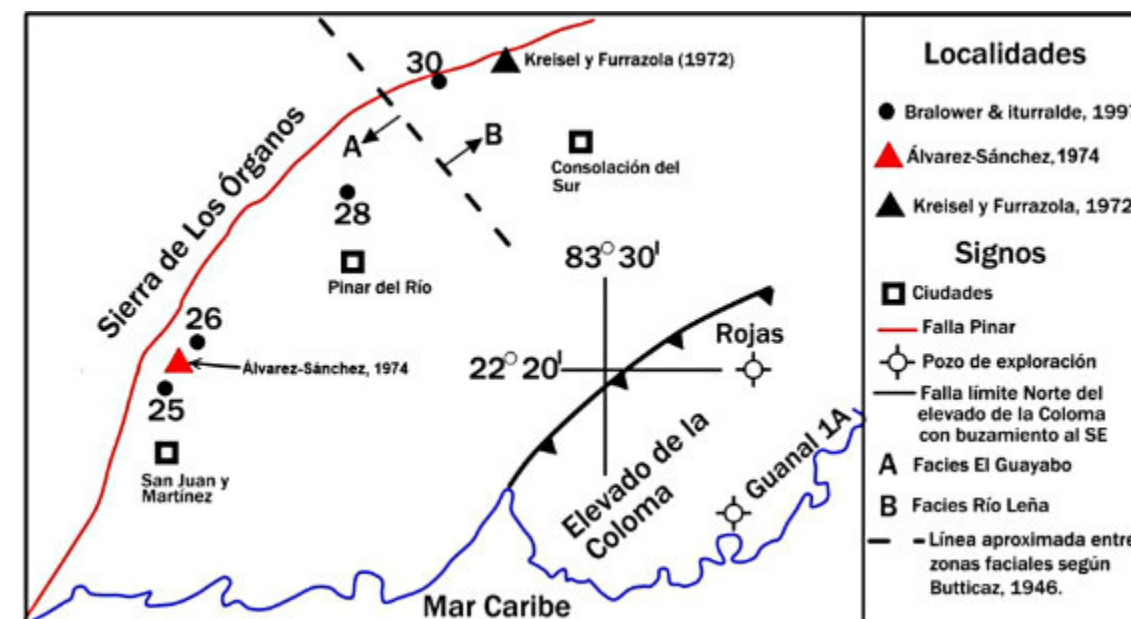


Figura. 29. Localidades con microfauna del Paleoceno (I-25; I-26) según Bralower & Iturralde-Vinent (1997). El triángulo rojo es una localidad de Álvarez-Sánchez, 1974 (No de 1989) en la Formación El Guayabo³⁰, con la asociación de *Globorotalia cf. G. compressa*; *G. cf. G. angulata*; *G. pseudomenardii*, *G. cf. G. pseudobulloides*³¹. I-28 es una localidad determinada como Eoceno Inferior (Zona NP12) asignada a la Formación Capdevila. I-30 es asignada al Eoceno temprano (Zona NP11) de la Formación Capdevila. Nótese precisamente la posición respectiva de I-28 e I-30 para Capdevila y también respecto a Kreisel y Furrázola (Eoceno temprano), coherente con las conclusiones de Buttica respecto a las diferencias entre la zona de facies B (Río Leña) donde predomina Capdevila y la zona de facies A (El Guayabo) donde aparece subordinada (Modificado de Figura 3 de Bralower & Iturralde-Vinent).

Espesor.

En la transversal El Guayabo-Pinar del Río la Fm. El Guayabo puede alcanzar 800 m. El espesor es impreciso por causa de su estructura interna. También es posible, a causa del mal afloramiento en algunos sectores, la suma del espesor de la Formación La Majagua refundida esquemáticamente en la Formación El Guayabo.

Correlación.

Desde el punto de vista de la litología y la edad la Fm. El Guayabo admite varias posibles correlaciones que se pueden discutir.

La unidad denominada olistostroma Haticos (Figura 30) (de Kozary, 1956; f. Franco Álvarez *et al.* 1992) de la Provincia de Holguín en Cuba oriental, de edad Paleoceno Superior, posee muchas semejanzas con el Miembro El Calabozo de la Fm. El Guayabo. El mecanismo de sedimentación se puede considerar equivalente. No obstante difiere en el predominio de bloques de serpentinitas en Haticos, mientras que las dimensiones de los bloques y la matriz se corresponden.

La olistostroma Taguasco (de Truitt, en Brönnimann y Pardo, 1954; f. Franco Álvarez, *ibid.*) de la Provincia de Sancti Spiritus, Cuba central; es litológicamente parecida a la Fm. El Guayabo en ciertos aspectos. Como esta última contiene secuencias de flysch estratificado que soportan olistolitos ígneos y sedimentarios. Aunque otras secciones de El Guayabo soportan bloques y olistolitos en matriz desordenada. En ambas la base debuta por conglomerados

³⁰ An outcrop of 800 meters of "wildflysch" and olistostromes, located between sites I-25 and I-26 (Fig. 3), was described by Alvarez Sanchez (1989). A Paleocene planktonic foraminiferal assemblage with *Globorotalia* (*cf. compressa*) *Morozovella* (*cf. M. angulata*), and *Subbotina pseudobulloides* was reported from this locality....(Bralower & Iturralde-Vinent, 1997; pag. 144).

³¹ Según determinaciones y nombres originales de las especies por Furrázola Bermúdez y Silvia Blanco en 1974 (Nota del Autor).

polimícticos y brechas (gruesas en el Mbro. Río Rancho). La edad de Taguasco es Paleoceno Superior-Eoceno Inferior parte baja. La edad de El Guayabo parece limitada solo al Paleoceno Superior.

Otras unidades poseen semejanzas litológicas y de mecanismos de formación pero son más jóvenes que El Guayabo. Tales son la olistostroma Vega Alta de Cuba central (Dodekova y Zlatarski, en Kantchev *et al.*, 1978.) pero de edad Eoceno Inferior-Medio y la unidad Wildflysch³² de la Fm. Manacas (Hatten, 1957) de la Cordillera de Guaniguanico de Cuba occidental, de edad ¿Eoceno Inferior- Medio?

No obstante, todas ellas, tienen como fuente principal de sus materiales constituyentes en el Arco Volcánico de Zaza.



Figura.30. Olistostroma Haticos constituida en su mayor parte por bloques de serpentinitas, gabro, microgabro, gabro-diabasa, diabasa, granodiorita, jasperioides y rocas magmáticas y tufogénicas en general. Tomado de Gutiérrez Domech M. R., *et al.* (2016).

Características generales de la olistostroma El Guayabo

El rasgo fundamental de las olistostromas de la Formación El Guayabo es el desorden interno de sus componentes, que define un patrón estructural de tipo block-in-matrix (v. *et Festa et al.* 2010). Estas se componen de dos elementos principales: clastos y matriz, generados por mecanismos dinámicos asociados a un contexto de elevada inestabilidad tectónica. Entre los procesos involucrados destacan los deslizamientos de ladera (v. *et. Ineson, 1985; Ikehara et al., 2012; Tarquin & Young, 1987*), la caída de bloques desde márgenes inestables y la incorporación de materiales mediante flujos de detritos (v. *et. Baceta et al. 1991*), así como corrientes arcillosas que rellenan los espacios intersticiales y contribuyen a la cohesión del conjunto.

La fracción gruesa está constituida por bloques consolidados y semiconsolidados, de naturaleza cohesiva, generados por colapsos graviclásticos en zonas de fuerte pendiente dentro de la cuenca (Figura 31). Por su parte, la matriz

³² Secuencia caótica policomponente. Su base está constituida por conglomerados y conglobrechas polimícticos. La parte superior está compuesta por una alternancia flyschoides de areniscas, limolitas, margas y calizas con intercalaciones de conglomerados con olistolitos de rocas cretácicas (andesitas, granitoides, silicitas, calizas, areniscas y margas). Los olistolitos se encuentran sumergidos en una matriz bien estratificada, en ocasiones en capas finas, de gravellitas, areniscas, margas, limolitas, arcillas y más raramente conglomerados. Llamada por Franco Álvarez *et al.* (1992) como "olistostroma Vieja".

(Figura 32) se origina principalmente por la acción combinada de corrientes de turbidez y flujos detríticos masivos, dando lugar a una masa sedimentaria unitaria, con identidad propia, producto del transporte acuoso de materiales.



Figura. 31. Formación El Guayabo. Olistostroma Río Rancho en una carcava después de intensas lluvias. La mayoría de los bloques son rocas ígneas básicas, calizas y pequeños clastos de rocas metamórficas. La matriz es arenosoarcillosa característica del Mbro. Río Rancho. Región del poblado de El Guayabo. Foto Humberto Álvarez Ungo. 2025.

A estos componentes se añaden bloques autoclásticos (autóctonos) y materiales procedentes de deslizamientos de talud submarino, constituidos por sedimentos semiconsolidados. La interacción entre estos elementos produce estructuras complejas derivadas de la mezcla de capas parcialmente coherentes con materiales desagregados, que actúan como matriz envolvente. Asimismo, se observan "clastos blandos" con evidencias de rotación en estado fluido.

Dentro de esta estructura caótica, se reconocen intervalos de espesor considerable, ocupados por depósitos de tipo flysch generalmente masivos (Figura 32), aunque en ocasiones presentan cierta estratificación. Estos niveles contienen escasos bloques de rocas sedimentarias y/o volcánicas de tamaño métrico, así como capas conglomeráticas de composición similar. Sin embargo, estos intervalos son transitorios, y hacia sus límites se restablece la estructura típica de bloques en matriz, en una alternancia que sugiere un posible carácter rítmico en la sedimentación.

El término "graviclástico" resulta aquí particularmente adecuado, ya que permite distinguir estos depósitos de aquellos afectados por deformación tectónica intensa. En efecto, en esta unidad no se observan evidencias de fluencia dinámica sobrepuesta ni de compresión tectónica significativa. La unidad presenta un grado de deformación considerablemente bajo, y su inclinación parece responder más bien a procesos de basculación asociados a fallamiento y a una deformación regional de gran radio del zócalo de la cuenca, con una suave inclinación general hacia el sur.

Si atendemos a desarrollos teóricos en la literatura muy posteriores a mi trabajo, la Formación El Guayabo con su estructura clástica en matriz, su falta de clasificación y desorden de sus materiales, también podría llamarse como un “mélange sedimentario” de acuerdo con Bettelli & Panini, 1985; Festa *et al.*, 2010³³; Ogata *et al.*, 2012; Festa *et al.*, 2014a, 2014b; Festa *et al.*, 2016). En la actualidad, el término mélange ha adquirido una connotación predominantemente descriptiva, tras un prolongado debate conceptual. Una revisión exhaustiva de esta evolución puede consultarse en Festa *et al.* 2010.

A pesar de la coexistencia de diversos tipos de sedimentos, generados por distintos mecanismos, incluyendo intercalaciones de flysch típico, las deficientes condiciones de afloramiento impiden su cartografía diferenciada a escalas medias. Por esta razón, estos depósitos se clasifican como una “olistostroma policomponente” (Álvarez-Sánchez, 1974³⁴–1981), siguiendo los criterios de Hoedemaeker (1973) y Hsü (1968, 1974). No obstante, una cartografía de mayor detalle probablemente permitiría individualizar unidades susceptibles de ser definidas como nuevas formaciones.



Figura.32. Capas de flujos de grano. Se observa la disposición pseudoestratificada característica, con contactos netos y texturas masivas que sugieren transporte y rápida decantación de sedimentos. Se advierte evidencia de gradación inversa característica de procesos de dispersión por presión. Ambiente de talud. Foto de L. Bernal. IGP. La Habana.

³³ The adjective ‘sedimentary’ in this article refers to all the processes of slope failure, sediment transport, and deposition, with particular attention given to the in mass gravitational transport and deposition of both (non-consolidated) sediments and rocks (mass-wasting or mass-transport processes and their products, that is mass-wasting or mass-transport bodies). (Festa *et al.* 2010).

³⁴ En Cuba, los términos “olistostroma”, “olistolito”, “olistoplaça”, “mélange”, se deben a V. Kusnetzov, H. Álvarez-Sánchez, M. Iturralde-Vinent y J. Cobiella; empleados en estudios de geología regional (f. Konev y Segura Soto, 1979). Aplicaciones simultáneas, se deben a A. Pszczółkowski; K. Piotrowska, J. Piotrowski, J. Danilewski (en Pszczółkowski *et al.* 1975, *ined.*). Lamentablemente su introducción en Cuba, no se acompañó por definiciones de los fenómenos abarcados por dichos términos. En Cuba se emplean tan rutinariamente que se convirtieron en palabras comunes como cualquiera otra palabra muy corriente en geología; a pesar de que debe evitarse la proliferación de términos, que prescindan de las definiciones, destinadas a clasificar fenómenos de alta complejidad geológica. (Nota del Autor).

El Miembro Río Rancho.

El Miembro Río Rancho posee peculiaridades notables y muy llamativas. Entre ellas el color predominante de la matriz, la estructura del sedimento y las conclusiones que pueden sostenerse sobre su origen a partir del examen de su composición y sus posibles mecanismos de sedimentación. La unidad debuta sobre la Fm. San Sebastián, en el momento de producirse un cambio violento hacia condiciones tectónicas inestables que se hacen más intensas con rapidez.

Aunque no hay evidencia de hiato con la Fm. San Sebastián; en esta primera sección de las olistostromas; el contacto es una superficie sinuosa con rasgos de erosión mecánica causados por una descarga repentina áspera y abrasiva. Los efectos se hacen prominentes en el desprendimiento de clastos angulosos, secciones de capas y pequeños lenticillos de calizas, facoides retorcidos de margas arenosas azuladas con bioclastos de bivalvos y areniscas margosas de la parte superior de San Sebastián, englobados por una matriz rojo violácea de arenisca polimíctica, incoherente y sin textura.

La litofacies de Río Rancho consiste de grauvasas tobáceas brechosas de matriz violácea, con lentes de lutitas arenosas pardo rojizas carbonatadas limolíticas y margas. Las secciones son masivas, terrosas e incoherentes, a menudo sin una estructura visible. Esta composición y estructura puede verse también indistintamente hacia el contacto con el Miembro El Calabozo y dentro del mismo.

La sección de las areniscas predomina con una composición vulcanoclástica que comprende toba redepositada aglutinada por marga; pero de forma dominante con una matriz silíceo ferruginosa-manganesífera, que confiere a las rocas un raro color morado “heces de vino” muy característico (Figura 33) que también puede tornarse amarillento.



Figura.33. Afloramiento típico del Miembro Río Rancho que exhibe las características de su coloración y estructura. Coordenadas Norte 291,300 y Este 214 250. Región de El Guayabo. En la imagen el geólogo Narciso López (Foto cortesía de L. Bernal. Patrimonio Geológico. Instituto de Geología y Paleontología. La Habana).

Las areniscas presentan bandas contorsionadas (rip-up-clast) de una marga blanquecina, y bloques autoclásticos de areniscas que se interrumpen a trechos por secciones métricas de lodolitas tobáceas semiplásticas (mudstone) rojizas y verdes; lechos de brechas (Figura 34) y aglomerados retransportados, compuestos de clastos de vulcanistas.



Figura. 34. Brechas vulcanoclásticas cementadas con grauvacas tobáceas de la Formación El Guayabo (Miembro Río Rancho) en la región de El Guayabo. (Foto cortesía de L. Bernal).



Figura.35. Conglomerado polimíctico de clastos bien rodados, sostenidos por arenisca margosa con microfauna paleocénica. En la imagen se puede observar como los clastos se depositan sobre estratos de la arenisca (1) y son cubiertos a su vez por la siguiente capa (2). (Foto L. Bernal, IGP, La Habana).

Lentes de conglomerados de vulcanitas a menudo redondeados y hasta pulidos, ocurren dispersos y aglutinados por grauvaca tobácea gravelítica sin estructura (Figura 35).

El aspecto general es característicamente masivo y el material de soporte frecuentemente y de forma alternativa se compone de una fase cinerítica arenosa lítica, arcilloso-tobácea, redepositada, margosa y localmente caolinítica (alterada).

A pesar del término “**facies fina**” aplicable a Río Rancho; a muy escasa distancia estratigráfica de su contacto con San Sebastián yacen bloques métricos de las calizas de San Sebastián. En unos casos se puede aclarar que se trata de olistolitos (métricos) desvinculados completamente de su sección original. Pero en los de mayores dimensiones, en ellos pareciera que en su parte superior se conserva el contacto original; mientras que su base muestra que flotan en la matriz con una truncadura. Puede tratarse de olistolitos con una escasa rotación a causa de su tamaño o grandes bloques desplomados de un acantilado sin ningún desplazamiento significativo; opción que me parece preferible; pero en ambos casos hypoolistolitos (in litt. Marchetti, 1957, *f.* Hoedemaeker, 1973).

Composición clástica. Rasgos distintivos.

La composición clástica es notable por su variedad en un mismo afloramiento. Se encuentran fragmentos desde 5-10 cm hasta 50 cm de bioclastos de rudistas (Fm. San Juan) y calizas rosáceas y blancas en peñones de 1 hasta 2.5 m o mucho mayores de la Fm. San Sebastián. Estos últimos son los bloques de mayores dimensiones que flotan en Río Rancho y en El Calabozo. Basaltos rojos oxidados (Figura 36), gabros y diabasas, riolitas, lamprófidos, andesitas, tobas silicificadas, jasperoides rojos, chert bandeado, areniscas (ajenas y autoclásticas), granitoides (tonalitas), cuarzodioritas y aplitas.

Especialmente llamativos son los clastos de rocas metamórficas, mucho más escasos. Se trata de gneis cuarzo-moscovítico con granate (1-5 cm) y en un caso 70-80 cm (Figura 37). Los fragmentos son algo mayores que los observados en el conglomerado basal de la Fm. San Sebastián, que solo alcanzan algunos milímetros, de rareza centímetros. Esquistos silíceos con anfíbol, anfíbolitas, metabasitas (metagabros) y serpentinitas, también se observan.

La fracción de mayores dimensiones, se encuentra dispersa. En algunas secciones a lo largo del rumbo, a veces solo se aprecia una matriz con raros clastos diseminados y de pequeñas dimensiones. En otros cortes los bloques y clastos se concentran y suelen alcanzar los decímetros y de rareza metros. Quizá esto dependa de las condiciones del afloramiento, pero establece una cierta diferencia respecto al Miembro El Calabozo que es consistentemente más grueso y de estructura más complicada. La fase de soporte de colores abigarrados y muy a menudo caracterizado por una coloración rojiza y violácea con parches blanquecinos (v. Figura 33), es muy propia de Río Rancho por largas distancias.

Durante el estudio de numerosos perfiles, estuve extrañado y admirado por la inusual coloración roja a violácea frecuente en estos sedimentos, tanto de la matriz como de gran parte de las rocas volcánicas (v. Figura 34); que se repetía por largos intervalos, de acuerdo a la inclinación al sur, revelada por algunos estratos representativos.

Para mí, el origen de esta característica presentaba dos alternativas:

O la masa posee estas coloraciones, causadas por procesos de diagénesis oxidante temprana (eodiagénesis), asociados a la circulación de aguas meteóricas, favorecidos por la oxidación de metales y minerales (hierro, manganeso, pirita, entre otros) y por la composición petrográfica básica dominante de la matriz fina; rasgos típicos de la composición de estos sedimentos.

O estas coloraciones provenían en su mayor parte del estado previo de oxidación de los materiales, antes de ser incorporados a la cuenca de acumulación.

Aunque en clima tropical la penetración de aguas meteóricas puede ser significativa, especialmente en rocas permeables, relieves suaves y condiciones de flujo subterráneo activo, la profundidad de la alteración está limitada y

se organiza en zonas de intensidad decreciente. En la región estudiada, los perfiles meteorizados observados, bien expuestos en cortes asociados a obras hidráulicas, no sobrepasan generalmente los 10–20 m.

En consecuencia, resulta muy improbable que una corteza de meteorización alcance profundidades de centenas de metros, manteniendo una coloración homogénea y continua, e intercalada con niveles de tonalidades neutras. Sin embargo, datos provenientes de unas perforaciones realizadas en fecha muy posterior (1985-86) por la dirección de geología de Pinar del Río, permiten considerar la segunda alternativa como características primarias de Río Rancho que confirman de modo convincente las conclusiones del trabajo original (Álvarez-Sánchez, 1974).

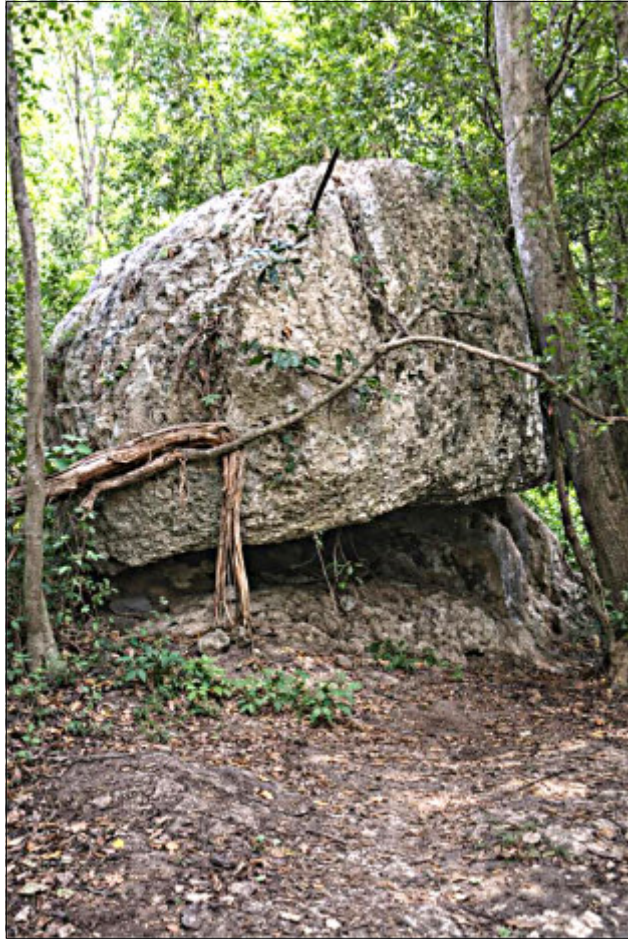


Figura.36. Bloque métrico de roca ígnea (andesito-basáltica) descansando sobre conglomerado del Mbro. Río Rancho, cerca del caserío La Envidia, al SW de El Guayabo. Foto de H. A. Ungo. 2025.

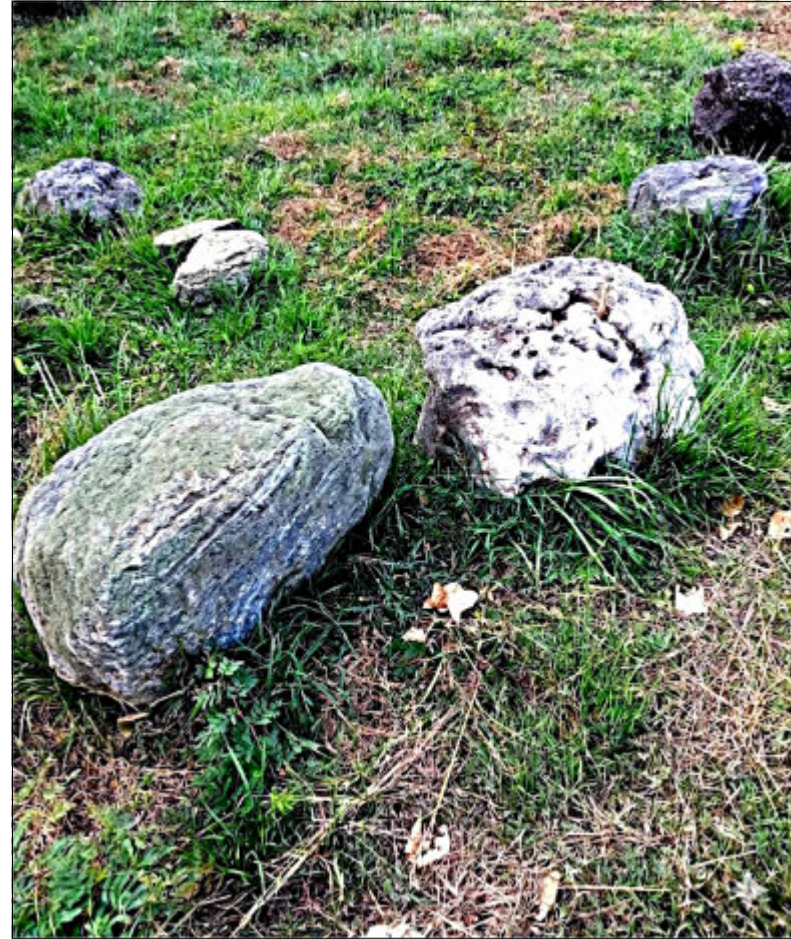


Figura.37. Clasto submétrico de roca gris gneisica con granate limonitizado. Al parecer derivado de rocas ácidas graníticas. Cerca del poblado de El Guayabo. Foto de H. A. Ungo. 2025.

En efecto, un pozo sobre la Fm. El Guayabo, cerca del caserío La Envidia (coordenadas Norte 290,450; Este 214,000) corta espesas secciones de matriz roja que sostiene el material clástico. Las coloraciones rojas, violáceas y otras descritas como “abigarradas” se mantienen, incluso hasta la máxima profundidad del pozo (310 m).

Es decir, las fuentes de material de la Fm. El Guayabo provienen, en su mayor parte, de un complejo volcánico de arco, con sus secuencias magmáticas completas, que permaneció aflorado y sometido a alteraciones climáticas profundas. La acumulación rápida de los sedimentos mediante mecanismos de avalanchas submarinas y flujos de alta densidad, trasladó material clástico a la cuenca, ya en los estados de alteración originarios.

Las conclusiones paleogeográficas y de tectónica general derivadas de este y otros hechos, se discuten en otro apartado de este trabajo.

Espesor.

Dadas su estructura en masa y la complejidad de sus contactos, el espesor real del Miembro Río Rancho, depende de estimados convencionales. Entre 20 y 250 m son cifras generales aceptables según los datos de campo; pero puede ser mucho mayor de acuerdo al concepto que se aplique para evaluarlo.

El Miembro El Calabozo. Facies gruesa de la olistostroma.

Una matriz de composición más variada y un incremento en el tamaño medio de los olistolitos respecto al Miembro Río Rancho son las diferencias más notables.

En los perfiles mejor aflorados se destaca lo variable de las fases de soporte, que oscilan desde agregados incoherentes hasta cuerpos compactos. En casos extremos la matriz es prácticamente inexistente y la sección se presenta como una acumulación caótica de bloques, o, en contraste, donde predomina una matriz con escasos clastos de gran tamaño.

La fracción vulcanoclástica aparece redepositada en todo el espesor de El Calabozo de la manera más desordenada, donde el soporte de los bloques sucesivamente comprende conglomerado fino apoyado en gravilla aglutinada por arena; en una tosca progresión granulométrica o consiste de brechas que muestran la misma clase grosera de graduación en masa.

En las areniscas intercaladas, a menudo se observa estratificación con la división Ta (Bouma, 1962), muy pocas veces Tb, cubiertas por margas terrosas con raras bioturbaciones. En otros casos, el estrato de base es masivo sin estructura, con clastos blandos en la parte superior. Frecuentemente tanto en el yacente, como sobre la parte superior de esta división, bruscamente yacen brechas densamente empaquetadas y homogéneas de clastos volcánicos flotantes, en una matriz arcillosa ferruginosa que pueden interpretarse como flujos de detritos, muy comunes en El Calabozo.

También son abundantes en los depósitos rip-up-clasts que pueden interpretarse como flujos de alta densidad de fango y arena (flujoturbiditas) (flujos masivos detríticos) (Mutti, 2011). Pero también en la matriz, ocurren fanglomerados³⁵, en capas decimétricas a métricas, semejantes a grandes rip-up-clasts, englobados en una arena conglomerática, diferentes a los clastos desgarrados de dimensiones pequeñas de las turbiditas normales. Estos cuerpos grandes pueden derivarse de la tracción efectuada por flujos instantáneos masivos canalizados en los rellenos de cañones activos; probablemente derivados de bruscos cambios estacionales (pluviales) o de terremotos en la margen litoral de aguas poco profundas (Mutti y Nilsen, 1981).

La acuñación lateral de los depósitos es extraordinariamente rápida. En unos metros un conglomerado sustentado por arenisca sin estructura, pasa a arenisca de la misma composición apenas sin clastos, que pueden representar flujos turbulentos de granos, de baja densidad. En general, en los paquetes de flysch intercalados se observan las estructuras hidroplásticas de lutita, diques clásticos, estriaciones, huellas de carga, de impacto y muchas otras que merecen un trabajo especial a ellas dedicado. Las características sedimentológica, brevemente sintetizadas, sin agotarlas, son rasgos de la olistostroma que acreditan los procesos de su formación.

Brechas y conglomerados.

Las brechas de clastos en matriz areno-arcillosa abundan en El Calabozo. Se distinguen clastos de arenisca margosa, probablemente derivados de capas autóctonas, formando parte de secciones de flysch y que también ocurren como olistolitos deformados (endoolistolitos; según Hoedemaeker, 1973) presumiblemente en estado blando (Figura 38). Esta sección es masiva y aunque la matriz es uniforme y los clastos algo clasificados, a trechos se encuentran bloques decimétricos y raramente métricos de clastos duros como blandos. Otras brechas se componen de vulcanoclastos en una matriz areno-arcillosa rojiza de grauvasca tuffica y arcilla, con huellas de meteorización primaria; muy similar a las abundantes en el Miembro Río Rancho. En los clastos y bloques compuestos por areniscas margosas (Figura 39) se

³⁵ Paraconglomerado (Pettijohn, 1957).

observan grietas de centímetros a milímetros, rellenas de la arcilla roja de la matriz, que sugiere un flujo intersticial hidroplástico en estado de prediagénesis.

Los intervalos de brechas con sus contactos laterales con fases de bloques, se pueden interpretar como flujos de detritos (Bettelli y Panini, 2011), que yacen sobre y a la vez se cubren, de avalanchas submarinas de olistolitos de capas rotas (fragmentación y deslizamiento gravitacional; Abbate *et al.* 1981).



Figura.38. Fase de brechas que forma parte del soporte de la olistostroma. Clasto blando de arenisca margosa (bajo el martillo) y otros clastos sedimentarios y clastos duros de pórfidos, silicitas y areniscas sustentados por una matriz rojiza areno arcillosa de grauvasca tobácea sin estructura. (Foto de L. Bernal IGP La Habana).



Figura.39. Olistolito de areniscas margosas que muestra una exfoliación concéntrica característica en matriz arcillosa de toba redepositada (Foto de L. Bernal IGP La Habana).

En los conglomerados polimícticos se encuentran rodados de lavas de basalto y andesitas, cuarcitas micáceas, chert, serpentinitas, gneis y otras metamorfitas diversas; calizas (brechosas, biohémicas, marmorizadas); en general gran variedad mayoritaria de rocas ígneas, metamórficas o sedimentarias pueden encontrarse en ese depósito.

Los guijarros de vulcanitas, muestran huellas de gran pulimento y rodamiento perfecto y por su aspecto, a veces son absolutamente semejantes a los guijarros fluviales sostenidos por una matriz arenosa, que podrían verse en cualquier valle fluvial.

Como los conglomerados abundan en El Calabozo; si fueran considerados en afloramientos aislados; sugerirían un ambiente muy poco profundo, subaéreo, litoral, incluso, fluvial. Sin embargo, la matriz arenosa de sostén o cemento contiene microfauna paleocénica planctónica coherente y, por tanto, constituyen material retransportado por flujos de detritos. Al examinar con cierto detalle estos cuerpos de conglomerados se hace claro que ellos forman parte de la “fase de soporte” de clastos mayores y olistolitos grandes. De modo que su aspecto somero puede conducir a interpretaciones erróneas, ya que el rodamiento de los fragmentos en general tiene una expresión de lo más caótica; pues clastos de idéntica composición se encuentran como guijarros pulidos en unos sitios y brechas y bloques métricos en otros.

Areniscas.

Secciones de areniscas irregulares de capas masivas, yacen en la olistostromas sin continuidad lateral significativa. Consisten de flysch con espesor métrico a decámetros (80-100 m). Observados por el rumbo se acuñan con una estratificación prácticamente borrada en cuerpos rotos (slump-fold), encerrados en una matriz autóctona. Con estratificación o masivos, consisten de areniscas tufíticas (tobitas); lutitas margosas o arcillosas de grano muy fino, calizas arenosas vulcanomícticas, margas impuras y grauvascas gravelíticas, a veces toscamente graduadas, compuestas de toda la trama que integra la fase de mayores dimensiones de clastos y bloques.

Estas secciones de flysch con un acuñamiento lateral muy rápido, no pueden cartografiarse a escalas medias ni separarse del cuerpo principal de la olistostroma como unidades independientes. Se estiman como un 10-20% de su espesor total. Son rasgos distintivos en comparación con el Miembro Río Rancho; donde la misma falta de estructura sedimentaria ordenada es, por si, una especie de uniformidad.

Olistolitos volcánicos

Los clastos y bloques de rocas volcánicas resultan los más llamativos del conjunto, aunque los más voluminosos son más bien escasos. Durante 1973 un olistolito de lava basáltica de aproximadamente 20 × 3 m se observó muy próximo al caserío de El Guayabo, con huellas de haberse utilizado para extraer material de construcción. En visitas posteriores no ha sido posible relocalizar dicho bloque.

En general los bloques de basalto y composiciones afines reposan sobre variados sustentos. Entre ellos conglomerados de clastos de vulcanitas; de rareza con clastos de igneos plutónicos ácidos y gneises cuarzo-mica – granate, aún más escasos. Con frecuencia se ven descansando sobre grandes olistolitos de calizas (Figura 40). Cuando se encuentran situados sobre matriz arcillosa, suelen presentar indicios de giro discreto o estructuras de carga, pero siempre se han observado descansando sobre su eje largo; hecho que si no tiene excepciones da materia para pensar.

Las dimensiones acostumbradas se encuentran entre 5-6 metros por su eje largo y algo más de un 1 m de espesor. Con excepciones contadas pueden alcanzar 20 m por su eje largo. Sin embargo, los olistolitos mayores, con excepción decamétricos, casi siempre de basaltos oxidados, se restringen a la parte superior de los afloramientos de la olistostroma, es decir, al relieve actual. Esta reiteración de posiciones es posible que se deba a organización estratigráfica en la que los elementos de mayor tamaño se concentran en los niveles superiores de la Formación. Al recurrir a los datos de un pozo citado en párrafos anteriores, la documentación registra bloques submétricos de vulcanitas, calizas, brechas y conglomerados, inmersos en una matriz de mayoría masiva de tipo flysch. Sin embargo, no se registran bloques volcánicos de gran tamaño comparables a los observados en superficie y el sondeo parece indicar una disminución progresiva del tamaño de grano con la profundidad, en una transición continua, desde brechas hacia areniscas conglomeráticas con clastos gruesos, seguidas por areniscas de grano grueso con conglomerado fino, y finalmente hacia matrices arcilloso-aleuríticas. En conjunto, más afín a un sistema tipo

wildflysch, caracterizado por una estratificación masiva, errática o ausente. Aunque la información disponible es limitada, su integración con las observaciones de superficie permite plantear un modelo interpretativo coherente para el conjunto. El pozo parece atravesar el contacto entre una facies gruesa (El Calabozo) y una facies más fina (Río Rancho), en un corte de posición normal. En ella los materiales más gruesos corresponden a los niveles superiores.



Figura 40. Olistolito de basalto apoyado sobre un olistolito de caliza de la Formación San Sebastián (parte inferior). El contraste litológico evidencian procesos de transporte gravitacional y emplazamiento caótico dentro de la olistostroma. Foto de H. A. Ungo. 2025.

Bajo esas condiciones de composición se puede considerar dos modelos principales. 1-Acumulación progresiva mediante la superposición de facies de abanico (Bouma *et al.* 1985), flujos de detritos y corrientes de arena, posteriormente cubiertas por avalanchas de colapso de alta densidad, posiblemente canalizadas, lo que permite interpretarlas como depósitos de tipo megabrecha (Bouma, 1987). 2-Formación de una estratificación inversa asociada a uno o varios eventos sísmicos de intensidad creciente. En este caso, los olistolitos de mayores dimensiones habrían sido incorporados en las fases finales del proceso, como resultado del dismantelamiento de escarpes litorales³⁶ abruptos con pendiente hacia el interior de la cuenca, dando lugar a cuerpos que pueden asimilarse a “gleitklippen” o “klippes sédimentaires”³⁷.

³⁶ The occasional occurrence of *Alveolinella* within boulders of the Lime gravels points to an exposure of older consolidated Cretaceous deposit. This wide apron of sediments was evidently deposited upon an oscillating though generally subsiding sea bottom, judging from the succession of alternating coarse and fine deposits within it and its great thickness. The youngest of the Upper Cretaceous series, the Big boulder beds, with its abundant large boulder content, indicates proximity to a land mass of considerable elevation. The gradation to barren and local shales, sandstones, and conglomerates in the western part of the area has already been mentioned. The only explanation for this change that is offered is that extensive deltaic conditions may have prevailed in the western part and that these conditions were unfavorable to marine life. Drainage courses, however, on a scale to produce delta deposits of the magnitude of El Cano formation, are difficult to picture on a terrane corresponding in dimensions to the present outline of Cuba. (Palmer, 1934).

Un rasgo adicional de interés es que la mayor parte de los olistolitos volcánicos de tamaño métrico o superior observados en superficie reposan sobre conglomerados compuestos mayoritariamente por clastos bien pulidos. Dado que la erosión ha dejado expuestos estos bloques en el nivel actual, es razonable inferir que originalmente estuvieron incluidos dentro de este cuerpo conglomerático, en una disposición clasto-soportada.

Este nivel de soporte se presenta, en los afloramientos disponibles, en contacto aparentemente neto sobre areniscas que contienen cuerpos de brechas con clastos volcánicos angulosos y olistolitos de areniscas deformadas en estado de preconsolidación (slumping). Esta relación sugiere la existencia de al menos dos fases de transporte en masa, probablemente asociadas a eventos de distinta intensidad pero próximos en el tiempo, aunque la limitada calidad de los afloramientos impide una resolución más precisa.

Olistolitos calcáreos.

En este grupo se encuentran los derivados de las Formaciones San Juan (Maastrichtiano) y San Sebastián (Paleoceno) de plataforma carbonatada somera (Figura 41). A partir de la sección estratigráfica conocida, estas unidades formaron el zócalo de la olistostroma (hypo-olistolitos; *in litt.* Marchetti, 1957, f. Hoedemaeker, 1973).

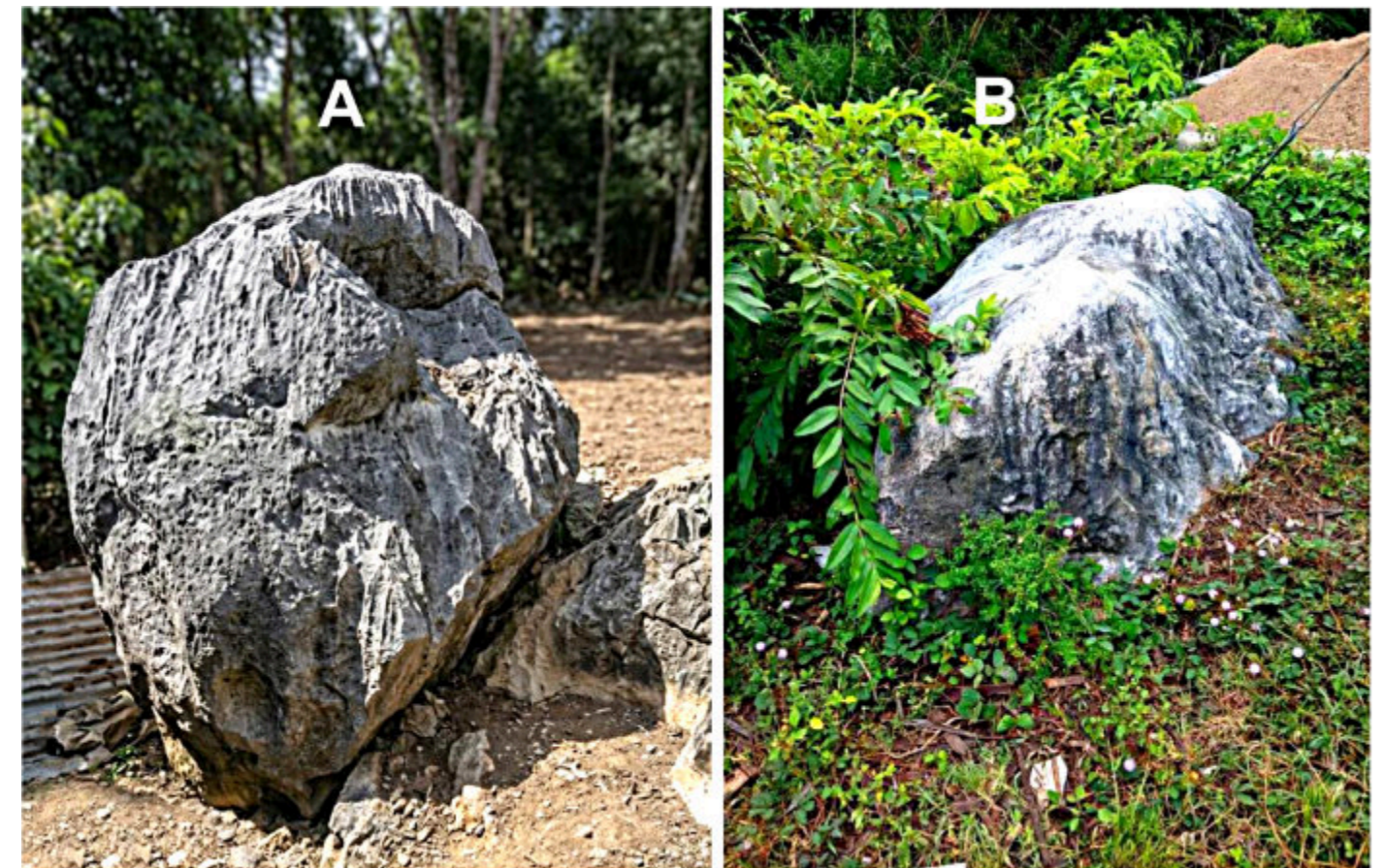


Figura 41A. Olistolitos de El Calabozo. (A) Caliza de San Sebastián, de dimensiones métricas, con morfología irregular y superficies angulosas que sugieren fracturación disolución carstica y escaso retrabajo. (B) Olistolito de caliza de San Juan, igualmente de tamaño métrico, con contornos más suavizados y evidencias de alteración superficial, parcialmente cubierto por vegetación. Ambos bloques ilustran la diversidad litológica y morfológica de los olistolitos calcáreos incorporados a la olistostroma, reflejando distintos grados de transporte, abrasión y exposición subaérea posterior. Foto de H. A. Ungo. 2025.

³⁷ Greitklippen o Klippes sedimentaires: “can be defined as indurated exotic rock slabs that have slipped into the adjacent basin after their detachment from coastal or submarine cliffs; they were emplaced during the depositional phase in the development of the basin”. (Hoedemaeker, 1973).

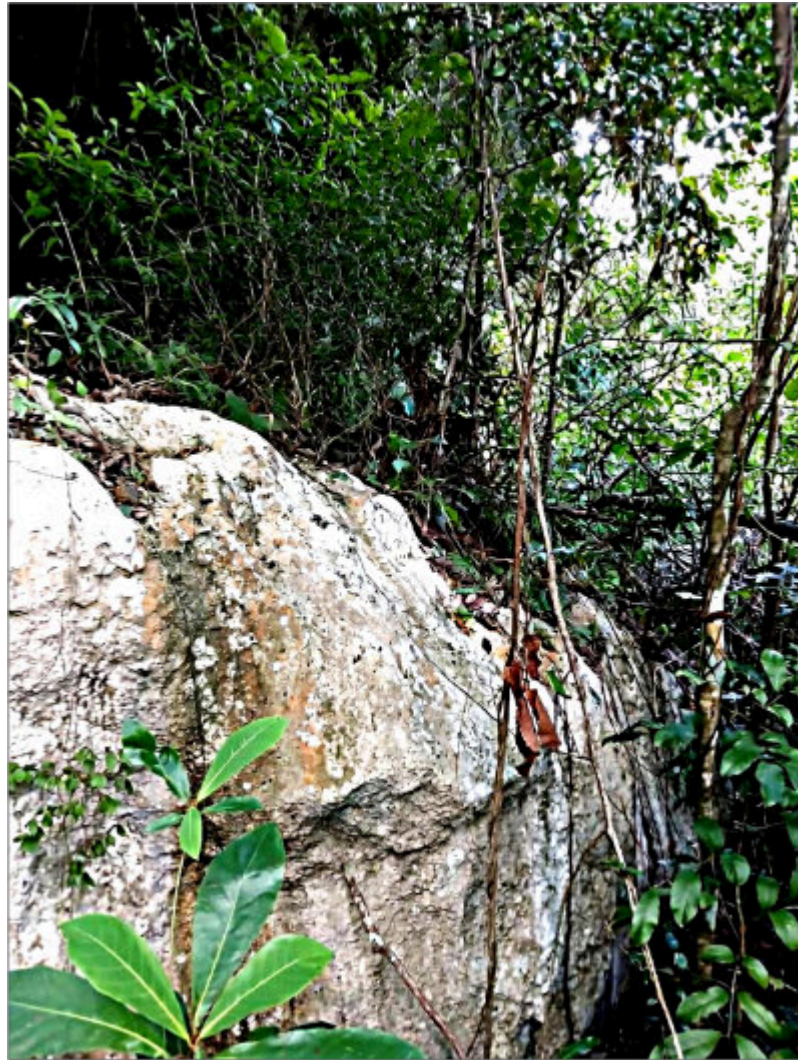


Figura 41B. Gran olistolito de caliza de la Fm. San Sebastián en el Miembro El Calabozo. Este bloque alcanza más de 20 m por su eje largo y hasta tres metros de espesor. Como otros muchos olistolitos en esta región se encuentra cubierto por espesa vegetación. Según residentes, resulta del abandono de terrenos con abundante concentración de bloques que los hacen inadecuados para la agricultura o construcción de viviendas. Foto de H. A. Ungo. 2025).

El contacto primario entre estas dos unidades sugiere precisamente la estrecha proximidad de ellos y sus productos clásticos con desplazamiento muy moderado, incluso prácticamente *in situ*.

Los olistolitos de la Fm. San Sebastián, que son los de mayores dimensiones, se asocian al Miembro Río Rancho en el orden de decámetros (Figura 18) a 5 m, pocas veces hasta 1 m. En el Miembro El Calabozo de rareza alcanzan estas dimensiones y mucho más corrientes son los bloques rotados de decímetros hasta 1.5 m; pocas veces algo mayores.

En este caso es común observar huellas de carga y rotación de los olistolitos sobre y dentro de la matriz, incluso con huellas de fricción. La distancia que los separa se puede apreciar en la superficie que cambia considerablemente por el rumbo de la olistostroma. En perfiles comunes pueden distar sobre unos cientos de metros. Pero en la parte central de los afloramientos del Miembro El Calabozo; hacia la localidad de los principales afloramientos de la Fm. San Sebastián, pueden observarse agrupados a escasa distancia de separación hasta locales agrupaciones de bloques con escasa matriz. No obstante, en ambos casos, el tamaño disminuye hacia el Sur; algo que parece totalmente coherente con la posición estratigráfica y espacial de los afloramientos *in situ* de San Juan y San Sebastián.

Sin embargo, de forma análoga al caso de los olistolitos volcánicos, no se han destacado bloques de gran tamaño cortados por el pozo 21 relativamente próximo; lo que de nuevo sugiere la opción de los desprendimientos

episódicos de ladera como mecanismo más apropiado para explicar este comportamiento en la distribución de los olistolitos. Acantilados emergidos y rupturas de pendiente submarinas; limitadas por fallas activas.

Olistolitos blandos y de capas deformadas.

Secciones separadas de un cuerpo principal durante el deslizamiento forman brechas autoclásticas en estado prelitificado) (**Figura 42**). Estos olistolitos consisten en secciones estratificadas de flysch calcáreo-margoso deformadas en estado plástico, que se deslizan plegándose o fragmentándose dentro de la masa de la olistostroma.

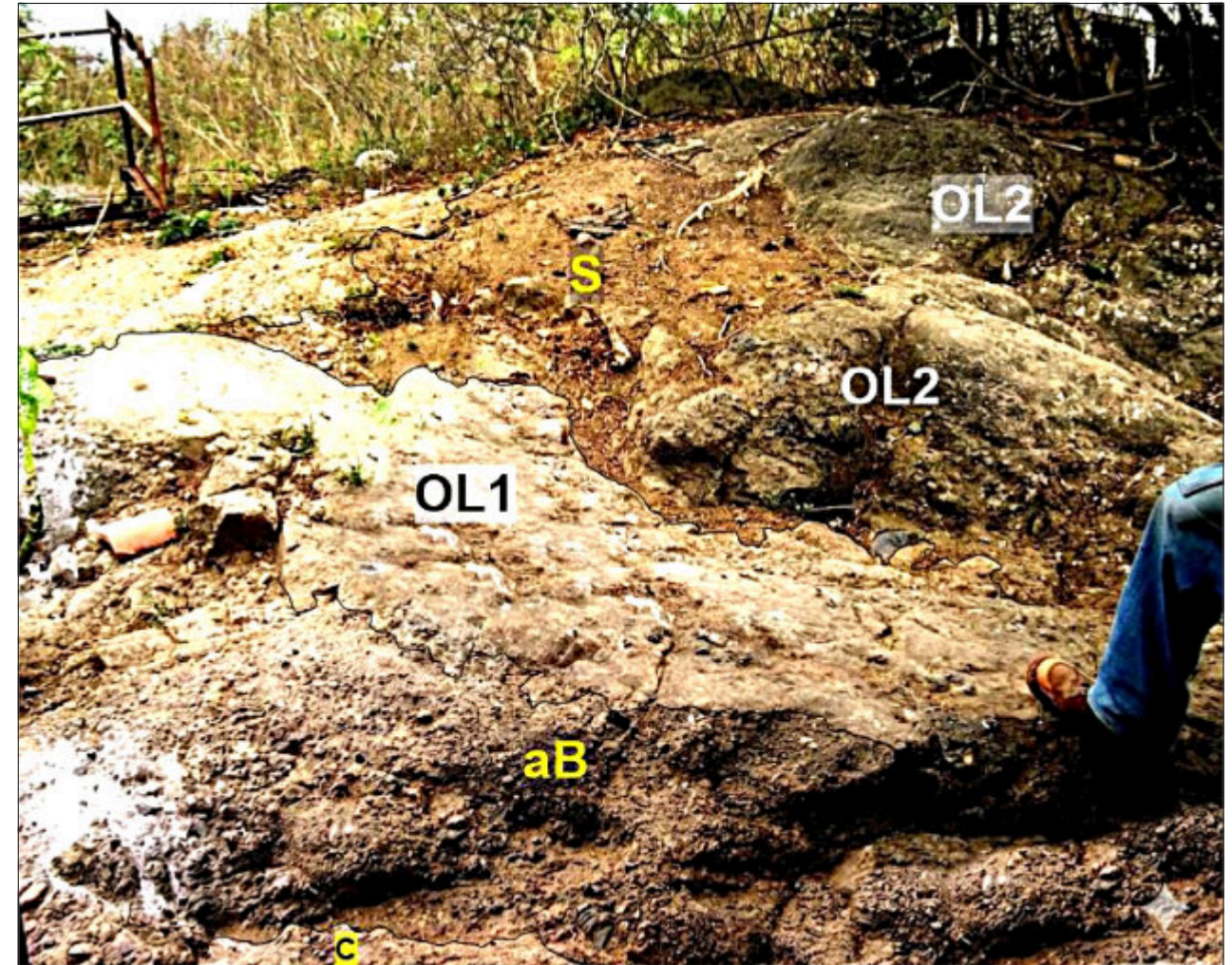


Figura.42. Relaciones complejas entre las fases de soporte y los olistolitos en un afloramiento típico del Miembro El Calabozo. OL1: Cuerpos de areniscas masivas, con cemento margoso que aglutina clastos finos de vulcanitas, calizas rosáceas, granitoides y mica blanca. OL2: Areniscas margosa masiva vulcanoclástica, conglomerática con cemento arcilloso. S: Matriz masiva areno-arcillosa de grano fino con clastos de las areniscas y de pórfidos. aB: Matriz de brecha vulcanomictica con clastos de lavas. C: Areniscas margosas en el yacente de la brechas. Escala apreciable en la foto. (Foto L. Bernal, IGP, La Habana).

Se componen de margas hemipelágicas y areniscas arcillosas depositadas durante breves periodos de estabilidad, destruidos por slumping cuando las capas aún se encontraban poco consolidadas. Las areniscas asociadas son litoclásticas, con cemento calcáreo-margoso que aglutina granos finos de vulcanitas, calizas blancas y rosáceas, rocas ácidas (granitoides) y micas blancas, muy similares a las del flysch de la Fm. La Majagua. Excepcionalmente, los clastos blandos alcanzan tamaños decimétricos a métricos; en tales casos pueden considerarse olistolitos autóctonos (autoclásticos) o idiolistolitos (Borello, 1970, fide Hoedemaeker, 1973; Hoedemaeker, *ibid.*). Una vez redepositados, se presentan como masas englobadas en la matriz. Este mecanismo puede explicar el origen tanto de los “clastos blandos” como de bloques de mayor tamaño que constituyen olistolitos blandos, así como de capas deformadas que se deslizan, plegándose o fragmentándose dentro de la masa de la olistostroma.

Olistolitos de serpentinita.

Las serpentinitas detríticas y los olistolitos y “olistoplasas” (olistolitos coherentes; láminas de deslizamiento, etc.) de serpentinitas es uno de los temas focales de la geología cubana. La dirección de donde provienen, desde sus afloramientos primarios, tanto como finos detritos, grandes enclaves métricos o decamétricos y hasta varios kilómetros, incluso unidades de nappe, es un problema no resuelto que enfrenta los criterios de muchos.

La primera mención de serpentinitas detríticas en Cuba pertenece a Lewis (1932)³⁸. Serpentinitas detríticas (sensu Lockwood, 1971; Macdonald *et al.* 2005) también se reportan en la Depresión de San Diego (Álvarez-Sánchez (1974) y en el Valle de Pons, de la parte central de la Sierra de Los Órganos³⁹ (Álvarez-Sánchez, 1981; 1984 bc). Otros reportes de serpentinitas detríticas en Cuba se deben a Cobiella-Reguera (1978) e Iturralde-Vinent (1994). Las serpentinitas en la **DSE**, aparece primero en la base de la sección superior de la Fm. Río Feo, como clastos pequeños del tipo cizallado (Coleman, 1971). Fuertemente alteradas, los fragmentos de desmenuzaban a la más leve presión.

A partir del complicado contacto de Río Feo con las olistostromas, donde se observa un mélange sedimentario, un kilómetro al Sur, aparecen cuerpos mayores. El más convincente en la localidad de Cayo de Las Varas, extendido E-W por unos cientos de metros al sur del antiguo terraplén El Guayabo-San Juan y Martínez.

Al NNW de San Juan Martínez, el Mapa Tectónico de Cuba a escala 1: 1'250,000 (Pusharowski, *et al.* 1965), señala un cuerpo de serpentinitas asociado a la Falla Pinar que según la escala debe alcanzar más de un kilómetro por su eje. Sin discutir los requerimientos de la representación a escala de cualquier cuerpo geológico; puedo indicar que tales dimensiones son erróneas y es falsa la asociación de control con la Falla Pinar, aunque el cuerpo es real. Esta es una situación similar a la de los olistolitos de serpentinitas en la Sierra de los Órganos, señalados como “trazas de fallas” por la escuela de los “verticalistas” soviéticos de la década de los 60. Incluso, en los mapas geológicos oficiales de mayor actualidad y escala más grande, estas serpentinitas han desaparecido (Mapas de Cuba de 1985; 1988).

El problema principal en lo concerniente a las serpentinitas en la DSE en el nivel de los conocimientos actuales, se circunscribe, en mi opinión, a la procedencia de estos cuerpos que también se encuentran en los mélanges de la Fm. Manacas de la Sierra de Los Órganos, de la misma edad que El Calabozo. La aclaración e incluso la discusión de esta cuestión, sin que sea necesario llegar a una solución definitiva, creo que puede conducir a cambios en los conceptos “supermovilistas” algunos bastante artificiosos, patrocinados en la literatura posterior a mi trabajo.

Es bastante probable, de acuerdo a los datos de perforación profunda, la geofísica regional que se viene acumulando desde la década de los 40tas y otros trabajos más recientes (p.e. Bovenko *et al.* 1978; Bush y Sherbacova, 1986; Cotilla Rodríguez, 1998; Cotilla Rodríguez, 1999; Cruz Toledo *et al.*, 2007; Sánchez Alarcón y Prol Betancourt, 2003;) se pueda demostrar que los desplazamientos de nappes, la formación de las olistotromas y el metamorfismo de unidades mayores del dominio paleogeográfico de Cuba occidental; ha ocurrido en un espacio mucho menor y con mucho menos desplazamientos reales, al contrario de como creen muchos escritores (Cobiella, 2008; García-Casco, Iturralde-Vinent and Pindell, 2008; Iturralde-Vinent, 2011, 2012 y otros).

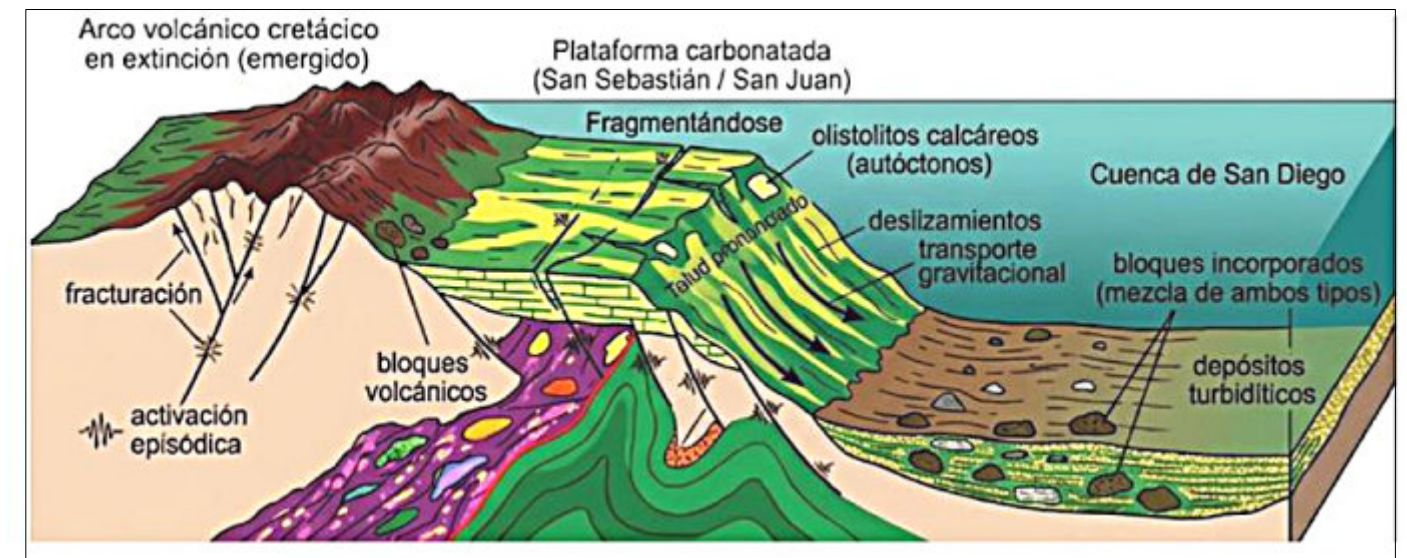
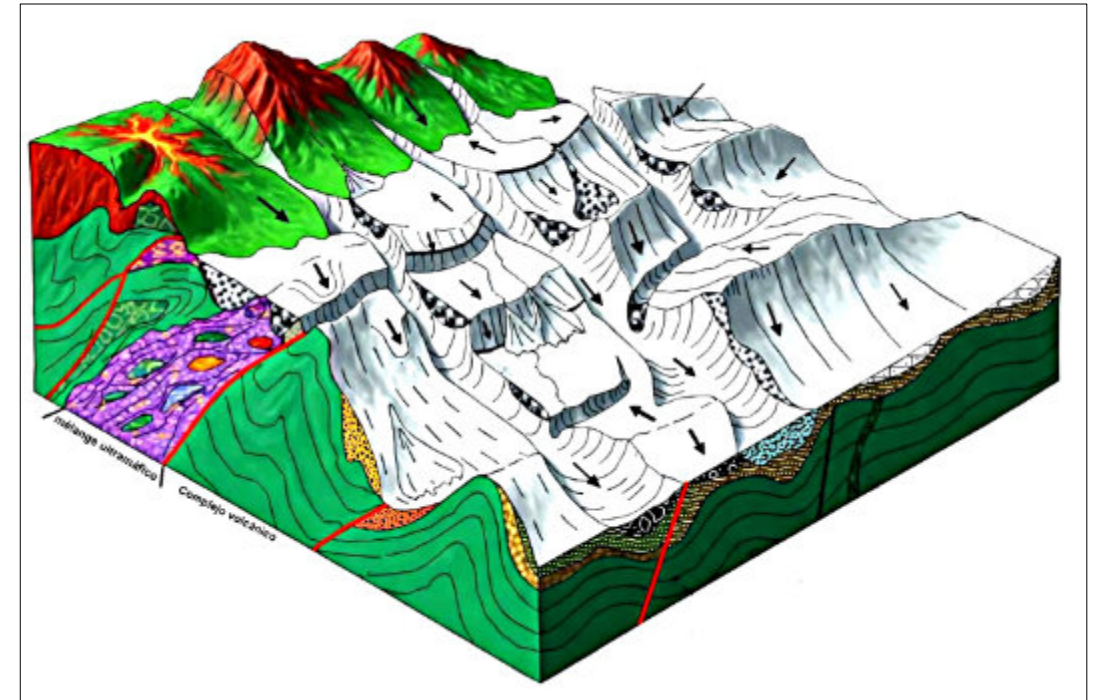
Modelo deposicional y control tectónico de la Formación El Guayabo

La Formación El Guayabo representa el relleno sinorogénico de una cuenca inestable, desarrollado durante el Paleoceno en un contexto de margen tectónicamente activo, caracterizado por fuertes movimientos verticales y elevada sismicidad. Su organización interna, dominada por una estructura tipo block-in-matrix, refleja la superposición de procesos gravitacionales de distinta naturaleza, que actuaron de manera episódica y con intensidades variables. El modelo deposicional corresponde a un sistema de talud-cuenca, alimentado desde un margen próximo, abrupto e inestable, donde afloraban secuencias volcánicas de arco y unidades sedimentarias

³⁸ However, there is a large percentage of serpentinitic material in some of the occurrences in Havana Province. One of these, encountered in a well, consists of reconsolidated water-lain clastic serpentine which would be considered a serpentine sill were it not for the presence of numerous well preserved foraminifers (Lewis, 1932).

³⁹ Las observaciones respecto a material detrítico derivado de las serpentinitas y distinguidas del resto de las serpentinitas masivas y foliadas, formando parte del corte de la Formación Manacas (Paleoceno-Eoceno Inferior); fue mencionada primero por Hatten (Hatten, 1957, epigrapher 4.109021).

previamente depositadas. La transición regional desde el flysch profundo de la Fm. Río Feo hasta ambientes someros carbonatados (San Juan–San Sebastián), seguida por la instauración súbita de la olistostroma, indica un cambio brusco en las condiciones tectónicas de la fuente de los sedimentos, interpretado como el inicio de una fase de inestabilidad generalizada del margen. En este contexto, la sedimentación de El Guayabo, se produce mediante la interacción de tres procesos principales: (1) avalanchas submarinas de gran escala, responsables del transporte de olistolitos métricos a decamétricos; (2) flujos de detritos de alta densidad, que generan brechas y conglomerados masivos, con escasa o nula selección; y (3) corrientes de turbidez y flujos granulares, que originan intercalaciones de flysch, generalmente masivas o débilmente estructuradas. La alternancia de estos mecanismos da lugar a una olistostroma policomponente, donde las facies se disponen de forma caótica y con transiciones laterales extremadamente rápidas.



Lamina.2. Aspectos intuitivos de la estructura del medio sedimentario en un momento del Cretácico Superior durante la sedimentación de las Formaciones Río Feo-El Guayabo. El relieve submarino se compone de cañones, valles, terrazas, taludes y acantilados. La tierra emergida presenta un relieve montañoso y volcánico característico de un eugeosinclinal.

Durante la sedimentación de la Formación el Guayabo a la formación de las olistostromas se hace dependiente en gran medida de la actividad sísmica de las fallas. Los olistolitos volcánicos se mezclan con los provenientes de las unidades calcáreas. Ambos se presentan en capas alternas algunas solo como wildflysch sin bloques mayores.

El Miembro Río Rancho registra las fases iniciales de esta inestabilidad, con predominio de matrices vulcanoclásticas finas, abundantes rip-up clasts y bloques derivados directamente del sustrato inmediato (Fm. San Sebastián), lo que sugiere procesos de erosión y remoción local asociados a descargas gravitacionales súbitas. La coloración rojiza generalizada de la matriz indica que los materiales fueron incorporados **ya en estado de alteración**, lo que implica la existencia de áreas fuente subaéreas expuestas y meteorizadas, enriquecidas en saprolitas ferrosas vinculadas a un arco volcánico activo pero fenesciente.

El Miembro El Calabozo representa una intensificación del sistema, con incremento del tamaño de los olistolitos y mayor complejidad en las fases de soporte. La abundancia de brechas, conglomerados polimícticos y fanglomerados, junto con la frecuente presencia de flujos de detritos, indica condiciones de transporte más energéticas y posiblemente más canalizadas, compatibles con sistemas de cañones submarinos activos.

Las evidencias del funcionamiento de los cañones se pueden apreciar en la conducta de los cambios laterales faciales a lo largo de la cuenca. El biohermo de San Juan y Martínez se interrumpe en agrupaciones aisladas de rumbo E-W separados por espacios de rellenados con litofacies terrígenas. Las olistostromas se sustituyen lateralmente por ese mismo rumbo con cambios laterales donde se sustituyen por litofacies finas. Los bloques, clastos y cuerpos de serpentinitas se sitúan hacia el meridiano del Río Feo, donde en este lugar se ha producido una avalancha que ha destruido la parte superior de la Fm Río Feo formando una mezcla adicional con bloques de San Juan y M y San Sebastián y no se han observado en otras partes por el rumbo E-W. Prolongando la línea de este accidente hacia el Sur, coincide con el elevado de La Coloma, que consiste de un pedestal en forma de ovalo flanqueado por dos fallas de empuje.

La presencia de grandes cuerpos con rip-up clasts y depósitos masivos sugiere eventos de alta densidad y corta duración, probablemente **desencadenados por pulsos sísmicos** o por cambios abruptos en la carga sedimentaria. La arquitectura vertical de la unidad sugiere una tendencia general a la disminución del tamaño de grano hacia la base, observada en datos de subsuelo, lo que puede interpretarse como una transición desde facies proximales (dominadas por flujos de detritos y avalanchas) hacia facies más distales de tipo wildflysch. Sin embargo, la aparente concentración de grandes olistolitos en los niveles superiores también puede responder a eventos episódicos de alta magnitud, capaces de incorporar bloques de gran tamaño en etapas tardías del relleno.

El control tectónico es determinante en la Fm. El Guayabo. La inestabilidad tectónica no se restringe a los fondos. El margen emergido está fallado y activo, mostrando el dismantelamiento de acantilados litorales. La ausencia de deformación compresiva significativa en los depósitos, junto con su inclinación regional suave, sugiere que la estructura actual responde más a basculamientos asociados a fallas y deformación del zócalo que a procesos orogénicos posteriores. La recurrencia de depósitos gravitacionales, la mezcla caótica de materiales y la rápida variación lateral de facies son consistentes con un margen sometido a **inestabilidad sísmica frecuente** (Figura 43).

Terremotos sucesivos habrían desencadenado colapsos de talud, dismantelamiento de acantilados litorales y generación de flujos de masa de distinta magnitud. En conjunto, la Formación El Guayabo puede interpretarse como el registro de un sistema de talud-cuenca dominado por procesos gravitacionales en un margen activo, donde la interacción entre tectónica, sedimentación y dinámica de talud produjo una olistostroma compleja, de carácter policomponente, que documenta una fase crítica en la evolución geodinámica de la DSE. Las deformaciones tangenciales muy moderadas que existen en este medio y las huellas de repetidos eventos súbitos, seguidos por periodos cortos de estabilidad, registrados con mucha claridad, favorecen de forma concluyente la influencia periódica de actividad sísmica que actúa sobre una cuenca de estructura fragmentada y compleja. (Álvarez Sánchez, 1974).

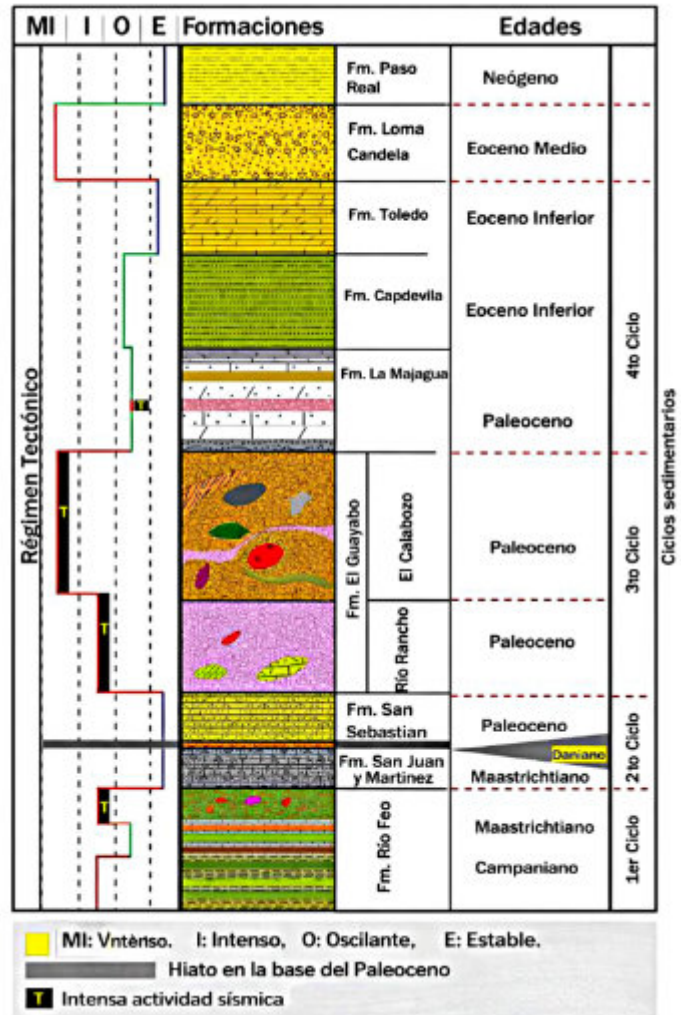


Figura.43. Columna tectono-estratigráfica y cronoestratigráfica de la Depresión de San Diego. La columna de la izquierda ilustra el Régimen Tectónico, detallando los periodos de estabilidad (E, línea azul), oscilación (O, línea verde), e intensidad (I, línea roja) con episodios de Intensa actividad sísmica marcados con un recuadro negro y una "T". La columna central muestra la litología y subdivisión litoestratigráfica en Formaciones y miembros, incluyendo un hiato regional de base en el Paleoceno (marcado con una barra horizontal gris y un pequeño recuadro amarillo para el "Daniano"). Las columnas de la derecha definen las Edades cronoestratigráficas, desde el Cretácico Superior (Campaniano-Maastrichtiano) hasta el Neógeno, y su correlación con cuatro ciclos sedimentarios. Los patrones de color y simbología en la columna de Formaciones representan diferentes facies y litologías. La leyenda inferior aclara los términos y abreviaturas clave. (Álvarez Sánchez, 1974).

4.7. Formación La Majagua.

Autor. Humberto Álvarez-Sánchez, 1974.

Descripción original.

Álvarez Sánchez, H., 1974, *Estratigrafía de la parte Occidental de la llanura costera y piedemonte de la Provincia de Pinar del Río. Cuba. Arch. Inst. de Hidroec. P. del Río, 49 págs. 17 figs. 1 map. (Inédito).*

Definición de la Formación La Majagua. Historia.

El nombre Formación La Majagua fue propuesto por Álvarez-Sánchez (1974) para designar una sección de composición predominantemente calcárea, situada por encima de la Formación El Guayabo, en la que se intercalan

algunos horizontes⁴⁰ de olistostromas dentro de potentes secuencias de flysch normal. Sus características litológicas, particularmente distintivas, se mantienen con escasas variaciones a lo largo de grandes distancias, lo que permite diferenciarla sin dificultad de la suprayacente Formación Capdevila, de la cual se considera derivada. Con anterioridad, se había extendido el uso de la Formación Capdevila a gran parte de la Depresión de San Diego (Butticaz, 1946⁴¹). Hasta la actualidad, esta unidad, junto con la Formación San Juan (Herrera, 1961), aparece representada en extensas áreas de los mapas geológicos oficiales del occidente de Cuba. No obstante, aunque la construcción estratigráfica de una región es necesariamente un proceso acumulativo en el que intervienen distintos cartógrafos, el avance del conocimiento exige reconocer y precisar las diferencias reales entre tramos litológicos que reflejan distintos mecanismos y ambientes de sedimentación. En este sentido, el estudio detallado de la Formación Capdevila ha puesto de manifiesto una notable heterogeneidad composicional, con múltiples variantes faciales indicativas de diferencias entre las cuencas.

La Formación Capdevila es una unidad clásica de la estratigrafía cubana desde la descripción inicial de Palmer (1934), de las areniscas y lutitas afloradas en la carretera General Machado, entre Capdevila y Vento en la provincia de La Habana⁴². Más tarde Palmer (1945) formalizó Capdevila⁴³, asignándole edad paleocena y situándola por debajo de la Formación Universidad (Bermúdez, 1937) y por encima de la Formación Habana del Cretácico Superior. Desde entonces, la Formación Capdevila ha mantenido una posición estable dentro del esquema estratigráfico de Cuba. Bermúdez (1950, 1961) amplió su distribución al documentar afloramientos en diversas localidades de la provincia de Pinar del Río, donde la ubica bajo la Formación Universidad (Eoceno Inferior) y sobre la Formación Madruga del Paleoceno (Lewis, 1932).

En un destacado estudio litoestratigráfico de los alrededores de La Habana, Brönnimann y Rigassi (1963) subdividieron la Formación Capdevila en cuatro unidades litológicas. La localidad tipo fue asignada a la Unidad II, compuesta por grauvacas, limolitas, lutitas limosas, conglomerados finos y areniscas con concreciones, de coloración general marrón amarillenta a marrón anaranjada, y caracterizada por una microfauna típica que incluye *Globorotalia broedermanni* Cushman y Bermúdez, *Globorotalia pseudoscitula* Glaessner y *Globorotalia aragonensis* Nuttall. Cada una de estas unidades es distinguible tanto de la formación subyacente (Alcázar) como de la suprayacente (Universidad), y los propios autores sugieren que podrían ser elevadas a la categoría de miembros o incluso de formaciones independientes⁴⁴.

Pszczółkowski y Albear (*ibid.*) describen la Formación Capdevila al Norte de la Depresión de San Diego, en la vertiente Norte de la Sierra del Rosario, región de Bahía Honda (Figura 44). La sección se compone en general de grauvacas, calcarenitas, lutitas, margas y conglomerados, en secuencias de ritmos areno-lutítico y margo-arenáceo; coronados por calcarenitas a calciruditas grauváquicas masivas o intercaladas con margas.

Los autores citados señalan que en distintas áreas de la región investigada existen diferencias suficientes como para distinguir tres subfacies principales: La subfacies inferior margo-arenosa. La subfacies media areno-conglomerática. La subfacies superior de flysch calcáreo. Estas distinciones litológicas reales se aproximan considerablemente a la división de Brönnimann y Rigassi (*ibid.*).

Mientras, en la Depresión de San Diego, Capdevila descansa exclusivamente sobre formaciones sedimentarias y olistostromas del Paleoceno; en la zona de Bahía Honda descansa transgresivamente, con un conglomerado basal, sobre la Formación Chirino de edad pre-Campaniano, integrada por tobas con diques de pórfidos, lavas basalto-andesíticas y tufitas estratificadas (Pszczółkowski y Albear, *ibid.*). Es decir, una unidad eugeosinclinal.

⁴⁰ Superficie que indica una posición concreta en una sucesión de estratos. (Enciclopedia Universal)..

⁴¹ Butticaz (1946 a) cartografía áreas extensas de la Depresión de San Diego, introduce la Formación Capdevila como unidad litoestratigráfica regional y la expande a dilatados espacios de la Depresión de San Diego, incluso hasta el extremo occidental, donde queda cubierta por el mar.

⁴² Localidad tipo. Intersección de las carreteras de Rancho Boyeros y Arroyo Naranjo, en el punto de coordenadas Este 356,130; Norte 358120. Hoja Topográfica La Habana. (Iturralde-Vinent, 2012).

⁴³ The Capdevila formation is a thick series of shales, sandstones, and a few conglomerates which is rather widely distributed in western Habana and eastern Pinar del Río provinces. The Capdevila is folded with the Upper Cretaceous, and in some localities its lithology recalls the Big Boulder bed. Its scanty fauna is confined to Foraminifera and Radiolaria. Some of the Foraminifera are Midway Eocene in age. As pointed out by Brodermann, this is probably a transitional formation. It is well exposed at Capdevila, 10 kilometers south of Habana. (Palmer, 1945).

⁴⁴ Some of each one of these units may be of member or possibly even of formation rank. But because the contacts were not well exposed and the outcrop pattern was inadequate, we were unable to establish definite relationships between them (Brönnimann y Rigassi, 1963; pag. 320).

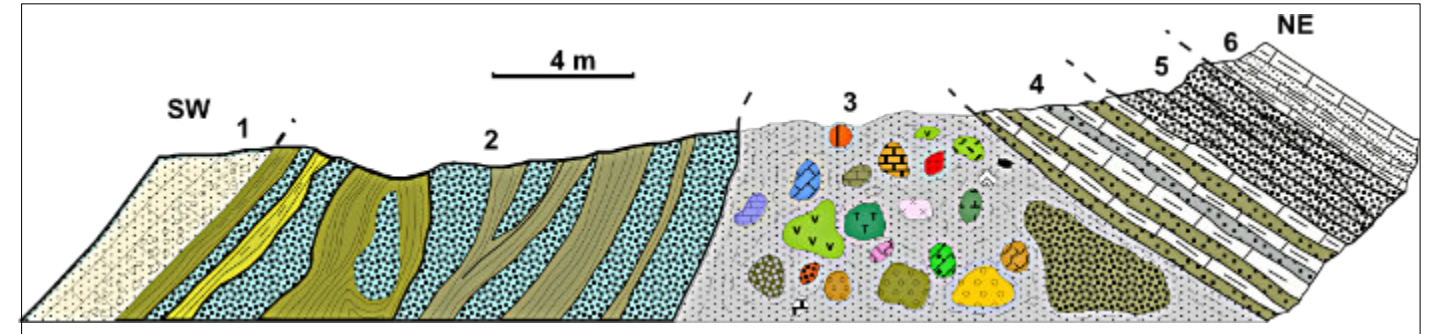


Figura.44. Formación Capdevila de la subfacies margo-arenosa. Carretera de Cayajabos-Las Terrazas a Soroa. 1-Calciruditas a calcarenitas con guijarros volcánicos. 2-Areniscas de grano grueso y lutitas convolutas. 3-Capa caótica con bloques y clastos de areniscas, rocas volcánicas y calizas. 4-Margas blancas con intercalaciones estratificadas de areniscas. 5-Areniscas de grano grueso horizontales y con estratificación cruzada en el tope. 6-Margas blancas y areniscas. Redibujada sobre la Figura 5 de Pszczółkowski y Albear (1982).

La Formación La Majagua comparte algunos rasgos con las unidades I y II de Brönnimann y Rigassi (*ibid.*), así como con las subfacies margo-arenosa (inferior) y de flysch calcáreo (superior) definidas por Pszczółkowski y Albear (1982). Sin embargo, se distingue por una mayor abundancia de calizas, margas y areniscas carbonatadas.

En contraste, en otras áreas cartografiadas más al sur, la Fm. Capdevila se mantuvo sin modificación. En esas secciones asignadas a la Fm. Capdevila, más afines a la Unidad I, aunque sin una equivalencia estricta con ella, los cortes de Capdevila se distinguen por la estratificación más gruesa, falta de estratos calcareos o capas muy finas, estratos de arcilla laminada en la corona de los ritmos de areniscas graduadas de grano grueso, masivas, toscamente graduadas alternando (v. Figura 47).

Diferencias regionales de la Formación Capdevila.

Un breve repaso como el realizado en párrafos anteriores demuestra que la Formación Capdevila ha llegado a un cierto límite de significación práctica, aproximándose a una significación excesiva de su sentido regional útil, tanto desde el punto de vista de la cartografía como de la paleogeografía.

Iturralde-Vinent (2012) se refiere a la Formación como “Capdevila Los Palacios” y “Capdevila La Habana”, sin expresarlo claramente, pero implícito, reconociendo estas diferencias. Ya disponíamos desde mucho antes la división en cuatro unidades de Brönnimann y Rigassi (*ibid.*) y tres facies de Pszczółkowski y Albear, (*ibid.*). Ambos con la clara expresión de la posibilidad de dividir a Capdevila en varias formaciones. De hecho ya se ha realizado un intento al respecto con la diferenciación entre “Formación La Majagua” y “Formación Capdevila” (Álvarez-Sánchez, 1974), en la parte occidental de la Depresión de San Diego.

Existen razones muy convincentes para realizar esta división, varias de las cuales se han explicado arriba. Entre ellas: Diferencias en masa de las secciones que se pueden reconocer en la cartografía, desde el punto de vista de facies y mecanismos de sedimentación. Edades y asociaciones de microfauna propias. Diferencias en el componente clástico y su origen. Por si estas fueran pocas son, por lo menos, suficientes.

Una posibilidad es la elevación del nombre Capdevila a la categoría de Grupo. Otra, nombrar nuevas unidades haciendo que alguna sección pueda conservar el nombre Capdevila *sensu stricto* (e.g. la Unidad II de Brönnimann y Rigassi). En consideración a los hechos ya conocidos de los diferentes grados de heterogeneidad de los cortes, ya establecidos desde fecha muy temprana, la inclusión de la Formación Capdevila en un Grupo Mariel (Formaciones Apolo, Capdevila, La Majagua, Madruga y Mercedes.) (González García, 1985, ined.), me parece poco ventajoso e impropio, vista la posibilidad de subdividir a Capdevila.

Origen del nombre. Área Tipo. Localidad Tipo. Distribución geográfica

La Majagua es el nombre de un predio al Sur del terraplén El Guayabo- San Juan y Martínez, donde entroncaba un camino entre la localidad Cayo de Las Varas y el poblado de Río Feo en la carretera Panamericana (Figura 45).

Esta era la toponimia en 1974. Hoy esos nombres ya no se encuentran. Para una mejor referencia actual, el Área Tipo debe considerarse la franja extendida entre las localidades La Majagua y Dolores Vega, al NNE de la ciudad de San Juan y Martínez. En este sector se encuentra la Localidad Tipo en el terraplén entre Cayo de las Varas y Río Feo (Figura 34). Como Sección de Referencia excelente, debe observarse el perfil paralelo al anterior, en Dolores Vega y como área geográfica la comprendida entre el Río San Juan y Martínez y el Río Guama. Hacia ambos extremos la Formación se acuña o queda cubierta por la Formación Capdevila. Sin embargo, al parecer, ha sido tocada por los pozos profundos en la región oriental (López Quintero *et al.* 1987) al Este de la región de San Diego de los Baños.

Descripción original en el Estratotipo de Unidad. (Holoestratotipo).

Areniscas.

Las areniscas son dominantes en la sección y su composición cambia desde la base, donde consisten de grauvacas que hacia arriba cambian hacia subgrauvacas hasta arcosas impuras (Figura 46). La estratificación es buena en capas de 5-10 cm a 30-40 cm, raramente masivas; de grano fino a medio pero también grueso, semejantes a brechas de grano fino. La fracción detrítica es de granos angulosos o subredondeados de cuarzo, calizas, feldespato, vulcanitas, granitoides y metamorfitas, cementados por carbonato y ocasionalmente con matriz arcillosa-limosa. A menudo contiene rip-up-clasts de arcilla de color verde. El contenido de moscovita es una característica general y constante para estas areniscas. A veces es tan elevado el porcentaje de lentejuelas de moscovita que permite clasificarlas como "areniscas moscovíticas". En ciertas localidades la trama de fragmentos de las areniscas aparece cementada por una caliza micrítica o intraclastomicrítica, blanca o rosado claro. Las areniscas pueden intercalarse rítmicamente con lutitas arenosas oscuras, areniscas arcillosas friables calizas arenosas, margas o permanecer aisladas en secciones monótonas muy potentes. Con la pérdida de gran parte del componente clástico se convierten en calizas arenosas (Figura 47).

Margas.

Las margas intercaladas son blancas y puras, de color blanco intenso, de grano fino relativamente poco arcillosas y laminadas, a veces parecidas a cretas. Se presentan en paquetes de varias decenas de metros de potencia en capas de estratificación poco definida o alternadas con estratos finos de areniscas arcillosas blancas a gris claro. En secciones estas margas contienen tanta moscovita ($\pm$ sobre 20% de la fracción) que los afloramientos brillan a la luz solar. Las micas son blancas de láminas integrales o poco fracturadas. Siempre se puede comprobar que la mayor abundancia de cristales de moscovita es simultánea con la mayor ocurrencia de fragmentos de gneis.

Calizas.

Las calizas son desde blancas, verdosas, hasta gris azulado o con un débil tinte rosáceo. Cambian entre arenosas hasta calcarenitas o son intraclastomicríticas, A veces se trata de calcilitas. Entre las calizas ocurren variedades de calizas muy compactas y duras en capas finas que sobresalen de los paquetes. Los estratos de las calizas son de espesor bastante constante entre 10 a 25 cm en paquetes de 10 a 20 metros de potencia y son siempre muy fosilíferas.

Conglomerados.

Los conglomerados son completamente análogos a los propios de la Formación El Guayabo, aunque más finos y más abundantes en clastos metamórficos (gneiss, cuarcitas), plutónicos (granitoides); mejor rodados y de matriz más carbonatada algo arcillosa y, al contrario, cementados por una caliza arenosa compacta. Estos últimos por su dureza a veces se destacan sobre el terreno en pequeñas crestas de algunos decímetros. Mezclados con los clastos volcánicos se encuentran clastos angulosos de las calizas, lentecillos de margas y otros autóctonos de la Formación lo que sugiere que los conglomerados corresponden a flujos de detritos con descamación de los lechos yacientes.

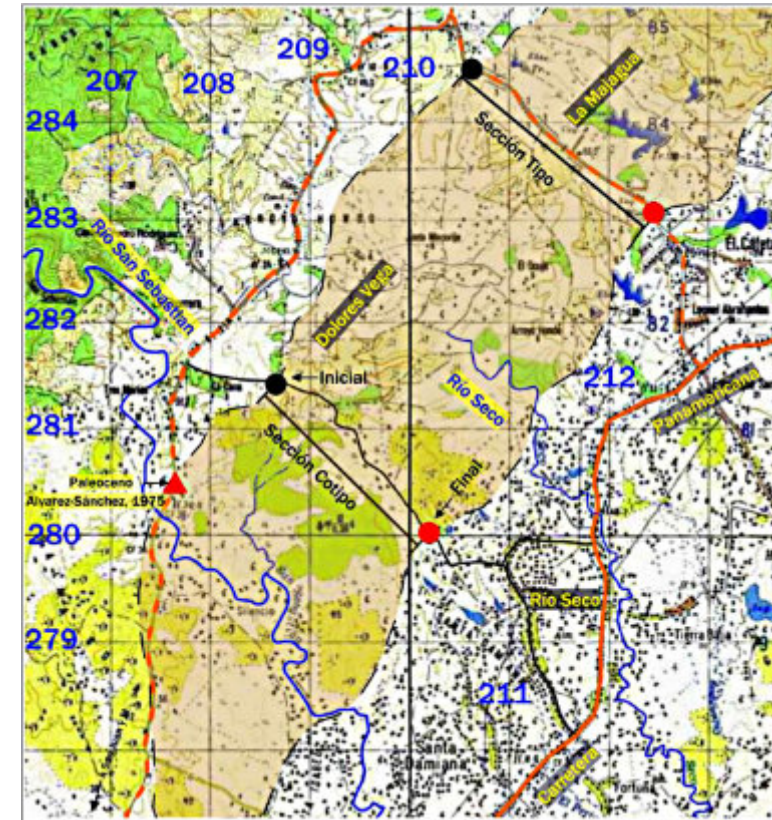


Figura.45. Holoestratotipo (Sección Tipo) e Hipoestratotipo (Sección Cotipo) de la Formación La Majagua, en la Depresión de San Diego, al Oeste de la ciudad de Pinar del Río. Mapa 1:50,000, Republica de Cuba. ICGC. Hoja San Juan y Martínez 3482-IV. Coordenadas Lambert. Elevación en metros. Una cuadrícula = 1 Km2. Coordenadas del Holoestratotipo: Iniciales: Norte 284 600; Este 210 550. Finales: Norte 283 050 ; Este 212 350. Coordenadas del Hipoestratotipo: Iniciales: Norte 281 200; Este 208 700. Finales: Norte 280 000; Este 210 150. (Según Álvarez-Sánchez, 1974 y Franco Álvarez *et al.* 1992).

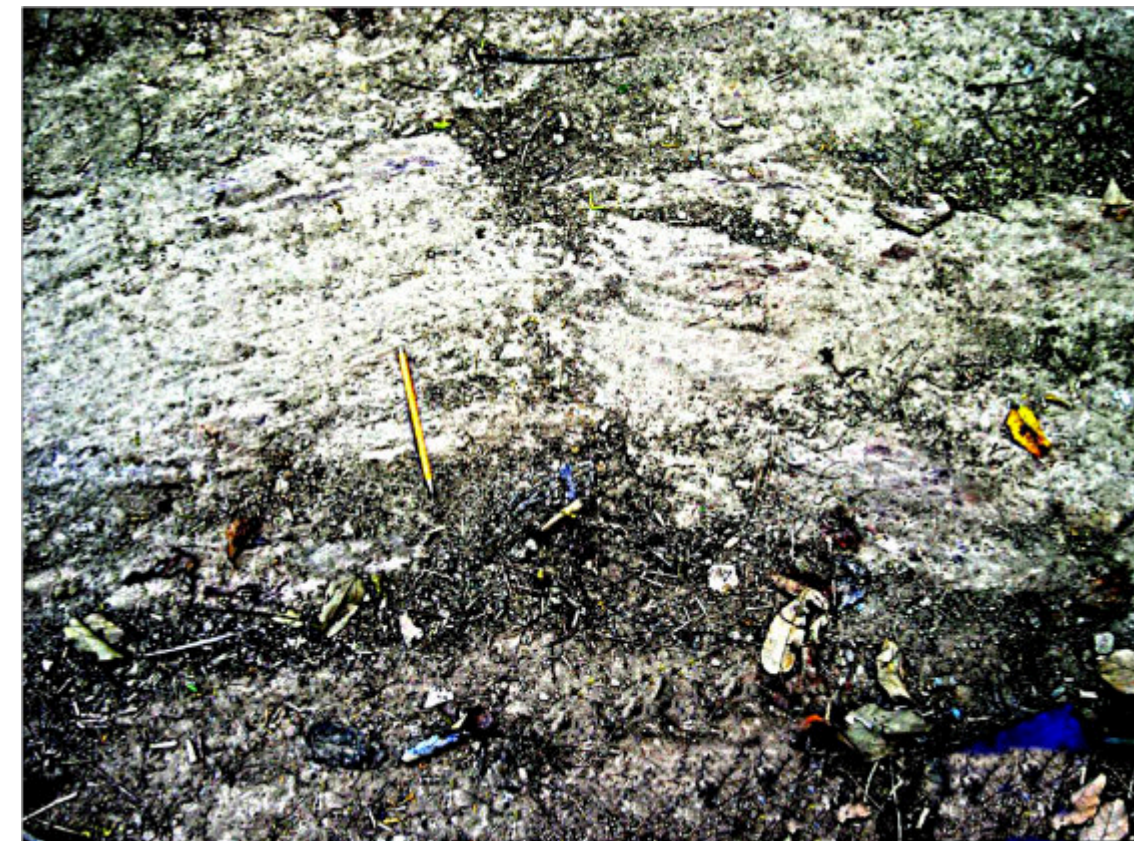


Figura. 46. Areniscas cuarzosas impuras laminadas con cemento arcilloso carbonatado (margoso) en el comienzo del estratotipo de la Formación La Majagua (Coordenadas Lambert N 284582 y E 210518). (Foto cortesía de L. Bernal).



Figura.47. Formación La Majagua en un camino rural. Estratificación dominada por areniscas blanquecinas en capas de 15 a 25 cm con ritmos de margas grisáceas y subgrauvacas arcillosas. Conglomerados bien rodados que irrumpen en los estratos, interpretables a modo de flujos repentinos de detritos. Foto de H.A. Ungo 2025.

Olistostromas.

Localmente, en la sección regular bien estratificada, bruscamente ocurren tramos con bloques desordenados de vulcanitas que interrumpieron la sedimentación normal y pueden considerarse como olistostromas. En los bloques dominan las vulcanitas en una matriz arenosa muy similar a la que se observa en la Formación El Guayabo. Los clastos están el orden de decímetros, en raras ocasiones alrededor de un metro. Estas secciones desordenadas se pueden encontrar aproximadamente en la parte media del espesor de la Formación. Aflora mal y su espesor parece estar entre algunos metros a una decena de metros. Probablemente se trata de avalanchas submarinas, semejante a las comunes en la Formación El Guayabo.

En la subfacies inferior margo-arenosa (Pszczółkowski y Albear *ibid.*) de la Formación, se describen perfiles con estructura desordenada con rasgos de olistostromas (v. Figura 44).

En la subfacies areno-conglomerática de la parte media de la Formación, areniscas de grano grueso contienen horizontes con bloques de rocas volcánicas, granitoides y gneis. De acuerdo con Pszczółkowski y Albear (*ibid.*) mediciones de paleocorrientes indican una proveniencia desde el Sur, apoyada en la mayor abundancia de material

detrítico de gneis en la Depresión de San Diego; rocas que fueron reportadas en esa región primero por Vermunt (1937), por Álvarez-Sánchez (1974); Millán y Somin (1976) y por Piotrowski (1987b).

Rasgos sedimentarios.

La estratificación graduada es muy común en las grauvacas. Corrientemente se observan las divisiones "a" y "a-b-c", pero no es el único mecanismo de la sedimentación. Hay evidencia de depósitos de flujo masivo detrítico ("debris flow canalizados"); flujoturbiditas; flujos de granos. En las secciones de turbiditas intervienen bloques erráticos grandes, lodolitas de guijarros y abundan las estructuras de "load casts", bolos, cuñas y láminas lutíticas (dentro de las grauvacas) y otras muchos rasgos propios de un flysch normal que merecen un estudio particular. En resumen; la Formación La Majagua, en casi todo su espesor, puede ser clasificada como un flysch (s. Bouma y Muñoz, 1973).

Edad.

La parte inferior y media de la Unidad contienen: *Globorotalia elongata* Glaessner; *G. broedermanni* Cushman y Bermúdez; *G. aequa*; Cushman y Renz; *G. angulata* Cushman y Renz; *G. uncinata* Bolli; *G. rex*; *G. velascoensis* Cushman; *G. acuta* Loeblich y Tappan; *G. pseudomenardii* Bolli; *Textularia sp*; *Coskinolina sp*. *Elphidium sp*; *Chiloguembellina spp*; *Discocyclusa sp*. *Rotalia palmerae*. En las calizas arenosas del tope se encontraron: *Globorotalia acuta*., *G. angulata*; *G. aequa*, *G. uncinata*, *G. rex*, y *G. velascoensis*. La Formación contiene también mucha microfauna y bioclastos cretáceos redepositados así como moldes y radiolarios indeterminados, algas y espículas de holoturias y esponjas y dientes de peces. (Furrazola-Bermúdez *et al.*, 1974). En conformidad con estos datos la Formación pertenece al Paleoceno más alto (Landeniano) y se extiende hasta el Eoceno Inferior (Ypresiano basal).

Litología diagnóstica. Diferencias con la Formación Capdevila.

La Formación La Majagua fue depositada en un ambiente oxigenado y energético en aguas saturadas de calcio, a profundidad moderada aunque definitivamente pelágica. Los componentes litológicos en su mayoría son carbonatados, tanto en su expresión de rocas como de cementos o matrices. Los colores claros en masa son dominantes. En los afloramientos La Majagua resalta por sus colores grisáceos, blanco crema (**Figura 46**) y amarillentos. Estas características visibles y la moderada intervención de material detrítico volcánico pero rico en detritos de rocas ácidas (granitoides, metamorfitas ácidas, gneis) en comparación con otras unidades inferiores y con la misma Formación Capdevila, establecen una diferencia con esta última. El notable contenido de mica blanca, en esta Formación, por su inusitada cantidad, es único. La existencia de un macizo metamórfico síalico y afloramientos de plutones son necesarios para explicar la presencia de estas grandes cantidades de mica y ciertas fracciones detríticas incorporadas a la Formación. Esta cuestión es ampliamente discutida más adelante.

Espesor y relaciones estratigráficas.

La Formación La Majagua yace sobre la Formación El Guayabo de forma gradual. En ciertos casos cartografié prolongaciones potentes (hasta 80 m) de las areniscas de tipo La Majagua que se adentran en el interior del Miembro El Calabozo. La parte superior transiciona hacia la Formación Capdevila. El contacto se establece donde las secciones de areniscas claras ricas en mica dejan de aparecer. Entre las secciones del camino de la Majagua y en Dolores Vega la Formación tiene entre 600-800 m. de potencia. Posibles errores pueden derivarse de las repeticiones por bloques-falla basculantes, muy difíciles de detectar por la monotonía de los paquetes de areniscas.

Correlación.

La Formación La Majagua es correlativa con las Formaciones Apolo (Paleoceno Superior) y Alcázar (Brönnimann y Rigassi, 1963). La Formación Apolo (Bronnimann y Rigassi, *ibid.*) con una potencia de 100 m (Albear e Iturralde-Vinent, 1985) comprende arcillas y limolitas pardo oscuro a rojizo; grauvacas calcáreas con fragmentos de vulcanitas,

pardas, grises a verdosas; calcarenitas graduadas y margas nodulares amarillentas. Las litologías de Apolo evocan a la Formación Capdevila con la que puede confundirse y que yace sobre ella.

La Formación Alcazar (Paleoceno tardío; Albear e Iturralde-Vinent, *ibid.*) consiste de lutitas blanquecinas, verdosas y grisáceas, intercalaciones de calizas blanquecinas a amarillentas, calizas compactas, calcarenitas y calciruditas con “inclusiones angulares de arcilla”. Las calcarenitas y calizas clásticas se componen de algas calcáreas, foraminíferos y otros detritos. Yace sobre la Formación Apolo en transición y bajo la Formación Capdevila.

La Formación Vía Crucis (flysch del Paleoceno Superior) (Albear, en Albear & Iturralde-Vinent, *ibid.*) (Iturralde-Vinent, 2012) integrada por areniscas polimícticas y arcillosas, conglomerados, margas y calizas, de colores blanquecinos, pardo claro y amarillento, con estratificación rítmica; también puede considerarse correlativa de La Majagua.

Sinonimia.

La Formación La Majagua sustituye en el corte regional a extensas áreas representadas por la Formación Capdevila (según Buttica, 1946) y yace bajo ella. El Léxico Estratigráfico de Cuba (Franco Álvarez *et al.* 1992) considera a La Majagua como sinónima de Capdevila. Sinónimo es la misma formación con nombre diferente. Este no es el caso. Son Formaciones distintas.

5. PARADOJAS DE LA GEOLOGÍA REGIONAL.

El desarrollo de los modelos tectónicos para Cuba occidental ha descansado, en gran medida, sobre interpretaciones del perfil comprendido entre el Golfo de Batabanó y la Cordillera de Guaniguanico. Sin embargo, en el curso de la revisión detallada de la información disponible, emerge un conjunto de observaciones y datos de campo, algunos de ellos tempranos y notablemente perspicaces, que no han sido incorporados de manera efectiva en dichas construcciones interpretativas.

Estas evidencias, dispersas en la literatura clásica y en contribuciones posteriores, poseen implicaciones trascendentes. Su consideración conjunta introduce tensiones difíciles de conciliar con varios de los supuestos más aceptados sobre la evolución paleogeográfica y tectónica de la región, particularmente en lo relativo a las relaciones entre la Depresión de San Diego y la Cordillera de Guaniguanico.

El propósito de las páginas que siguen no es solo compilar estas observaciones, sino examinarlas en su coherencia interna y en sus consecuencias interpretativas. Al hacerlo, se pone de manifiesto una serie de situaciones que, lejos de constituir simples irregularidades, apuntan a inconsistencias de mayor alcance dentro de los modelos vigentes. En este sentido, las “paradojas” aquí expuestas no son anomalías marginales, sino indicios de problemas aún no resueltos en la comprensión de la geología regional.

5.1. El contexto general.

El perfil estructural entre el Golfo de Batabanó y la Cordillera de Guaniguanico constituye un segmento básico en la argumentación de cualquier modelo destinado a explicar el desarrollo tectónico de Cuba occidental, y ha adquirido relevancia en diversos trabajos relacionados con este tema (v. et. Millán y Somin, 1976; Piotrowska, 1978; Cobiella, 2008; Saura *et al.*, 2008), ya sea como zona de aplicación de esfuerzos o como región paleogeográfica originaria de los mantos tectónicos⁴⁵. Sin embargo, existen antecedentes, datos y observaciones de gran valor que pueden convertirse en objeciones sustanciales para varias de las hipótesis asumidas por tales interpretaciones o piezas indispensables para su construcción. Gran parte de estos aportes se derivan de las contribuciones de Vermunt (1937) y Hatten (1957), cuyas conclusiones desdeñadas u omitidas y rara vez citadas, de haber sido consideradas oportunamente, habrían contribuido a conformar un cuerpo sólido de criterios básicos para la interpretación de la geología regional. Su olvido o inadvertencia, cuando no su supresión, dio lugar a conceptos erróneos sobre las relaciones entre la Depresión de San Diego y la Cordillera de Guaniguanico.

⁴⁵ The initial nappes of the Guaniguanico tectonic-facies zone derive most probably from the area of present day Bay of Batabano situated south of the coast of the Pinar del Rio province. (Piotrowska, 1977).

5.2. Detritos de Guaniguanico en la Depresión de San Diego.

Fue Vermunt (1937a) quien primero reportó clastos de rocas de la Cordillera de Guaniguanico en la Depresión de San Diego y en sus prolongaciones hacia las regiones de Bahía Honda-Mariel-Cayajabos⁴⁶. En confirmación de las descripciones de Vermunt; Pszczółkowski y Albear (1982) encontraron clastos hasta 30 cm pertenecientes a las Fms. Artemisa (Lewis, 1932) y Polier (Pszczółkowski, 1971) del Jurásico Superior-Cretácico Inferior de la Sierra del Rosario, en conglomerados de la Fm. Capdevila en la región de La Pastora, al W de Cayajabos. El conglomerado yace bajo margas con foraminíferos del Eoceno Inferior temprano de la Fm. Capdevila; hecho de nuevo confirmado por Bralower & Iturralde-Vinent (1997)⁴⁷. De acuerdo con Pszczółkowski y Albear *op. cit.*, la fuente de los clastos no distaba del depocentro de la Fm. Capdevila y con alta probabilidad se derivaron de elevaciones sobre el fondo marino de la unidad Guaniguanico; aún no destacada como tal en el Eoceno Inferior.

En la región de El Guayabo, al NNW de Pinar del Río, Vermunt (*op cit.*) describe en su localidad V608 “*cantos rodados de caliza azul y violeta y rodados de rocas cuarcíticas y filíticas, derivados de la Formación San Andrés*”. Más al SW, en la región El Cangre, Álvarez-Sánchez (1974), en afloramientos de las Fms. El Guayabo y Capdevila (Paleoceno-Eoceno Inferior), confirmó la presencia de clastos de vetas alpinas y de cuarzo barítico muy similares a los característicos de la Faja Metamórfica Cangre. Los sitios próximos originarios a las localidades con barita primaria, se encuentran al N y NW (Valdéz y Denisov, 1985; Valdez *et al.* 1988, *Inéd.*), con manifestaciones de barita, conocidas desde los años 40 de autor desconocido, además de los numerosos sitios con vetas alpinas de cuarzo en la faja metamórfica (Unidad Cerro de Cabras de Piotrowska, 1978).

Y no hubiera sido de extrañar que identificados clastos baríticos y de vetas de cuarzo en las Fms. El Guayabo y Capdevila; aparecieran en otras localidades. Durante la excavación de las obras del embalse El Jíbaro, al norte de Pinar del Río, cortes de gran frescura excavados en areniscas y conglomerados de la Fm. Capdevila, contenían clastos de cuarzo barítico, cuarcitas y esquistos metaterrígenos de bajo grado, todos ellos con evidencias de moderado grado de rodamiento (**Figura 48**).

Aclaro que no obtuve pruebas petrográficas ni geoquímicas de tratarse de las mismas rocas afloradas en la vecina Sierra de Los Órganos. Y en tal caso, al dejar a un lado mi experiencia de años y además sin pruebas técnicas que demuestren su proveniencia específica, ¿será necesario dejar estas “coincidencias” en el apartado de los hechos raros y singulares necesitados de explicación y olvidar a la geología como creadora de causalidades y no de casualidades?

A pesar de que lo expuesto obligaba a pensar con cautela; estas evidencias de clásticos de Guaniguanico dispersados en el Paleoceno-Eoceno Inferior de la columna estratigráfica de la Depresión de San Diego en áreas distantes entre si, pero en el perímetro⁴⁸ de la Cordillera de Guaniguanico; se ignoraron por completo.

Millán y Somin (1976) al referirse a la composición de los conglomerados del Paleoceno-Eoceno Inferior en la región de El Guayabo, al NNW de Pinar del Río; manifestaron “*la ausencia total de las litologías que integran el corte de la Cordillera de Los Órganos*”⁴⁹. Piotrowska (1977, 78, 87) al referirse a la supuesta falta de semejanza de los sedimentos

⁴⁶ In the town of Cayajabos strongly folded, Radiolaria carrying cherts, are exposed, whereas North of the town at loc. L. 930, a coarse diabase rock is found. Both rocks are reckoned to belong to the Tuff Series, but the cherts might easily belong to the San Andres formation. (pag. 16). Pebbles and small rounded fragments of the Tuff Series and the San Andres formation are found regularly in the conglomerates and breccias of the Habana formation....(pag. 24). Occasionally we find rounded fragments of phyllitic and quartzitic rock, clearly derived from the San Andres formation. These constituents dominant in a rock found at loc. L.930, North of the town of Cayajabos. Occasionally we find rounded fragments of phyllitic and quartzitic rock, clearly derived from the San Andres formation. (Vermunt, 1937, pag. 25).

⁴⁷ In order to verify the relationships between the Bahia Honda and the Guaniguanico Paleogene rocks, we measured and sampled a section near Las Terrazas, at sites 1-43/44, where Bahia Honda sediments rest directly on the deformed Guaniguanico unit (Figs. 1 and 3). In these combined locations we found (amongst other lithologies): blocks and slivers of deformed Polier Formation (a Lower Cretaceous Rosario Unit) mixed with deformed sandstone of the Vibora Group (at I-44); and deformed sandstone belonging to the Vibora Group, which include blocks of foliated serpentinite, chert, and red tuff similar to those of GAKA, and isolated small blocks of the Polier Formation. (Bralower & Iturralde-Vinent, 1997, pag. 140).

⁴⁸ Pebbles and small rounded fragments of the Tuff Series and the San Andres formation are found regularly in the conglomerates and breccias of the Habana formation. (Vermunt, 1937a.pag. 24).

⁴⁹ Por otra parte, la ausencia total de las litologías que integran los cortes de la cordillera de la Sierra de Los Órganos en la composición de este conglomerado, es una evidencia más a favor de la aloctonía tectónica de esta cordillera en su posición geográfica actual (Millán y Somin, 1976; pag. 15, 19).

de la misma edad en la zona San Diego de Los Baños y la Zona Guaniguanico⁵⁰, supuso a los depocentros de ambas zonas muy distantes uno de otro.

Tanto Millán y Somin como Piotrowska, sobre la base de tales presunciones, afirmaron una desconexión total paleogeográfica y paleotectónica entre las cuencas “Sierra de Los Órganos” y “San Diego de Los Baños”.

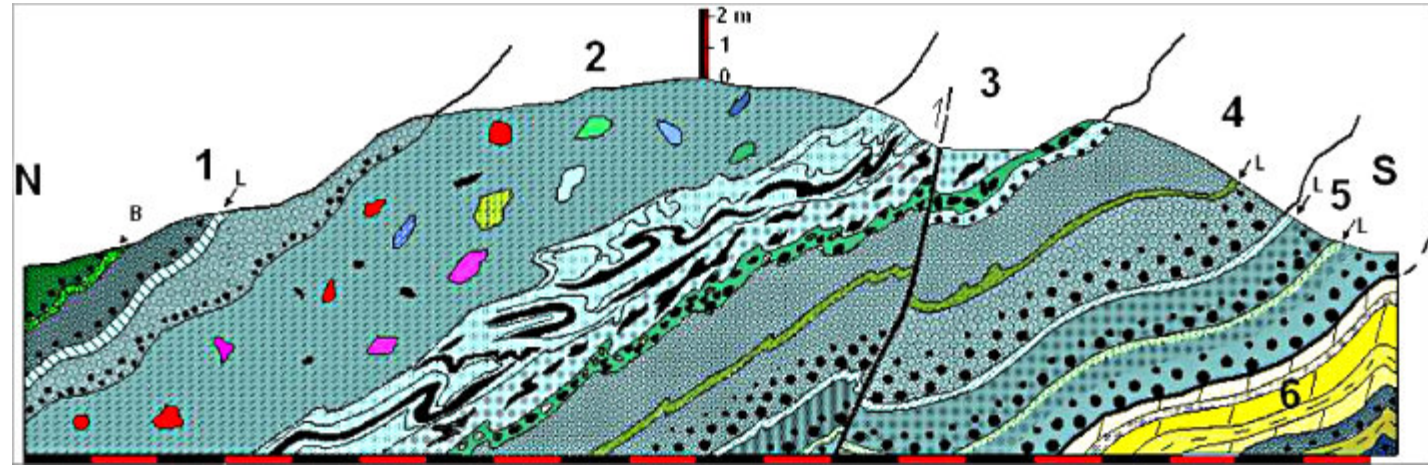


Figura.48. Segmento de unos 40 m de la excavación de la obra de toma de la Presa El Jíbaro. 1. Areniscas graduadas de grano fino de cemento areno-lutítico. 2. Colapso de capas rotas en matriz de lodo. 3. Capa de probable deslizamiento de ladera con numerosos pliegues arcillosos convolutos. 4. Secuencia rítmica de areniscas graduadas de grano grueso, masivas, toscamente graduadas. 5. Sección de areniscas muy bien graduadas. 6. Margas y areniscas de matriz de carbonato. L. Capas de arcilla laminada de las capas superiores graduadas. Los clastos de rocas metamórficas, cuarzo barítico, cuarzo de vetas alpinas, se encuentran dispersos en el corte. (Según dibujo de campo del autor, 1974).

5.3. Detritos de la Depresión de San Diego en la Cordillera de Guaniguanico.

Vistas las evidencias de dispersión de fragmentos “Guaniguanico” en la Depresión de San Diego y sus equivalentes al este, norte y noreste de la Sierra del Rosario, cabe preguntarse, ¿existen evidencias de lo contrario? En efecto: Los primeros indicios datan de Vermunt (1937a), autor de tantos importantes y perspicaces descubrimientos.

En la “Facies de Montaña” de la Fm. Habana (de Vermunt, 1937a), hoy la Fm. Manacas del Paleoceno-Eoceno Inferior de Guaniguanico; Vermunt refiere localidades con bloques de calizas con restos de *Camerina Dickersoni* y *Orbitoides Browni*; al NW de Viñales y NW de Sumidero y fragmentos de rudistas dispersos⁵¹, “macroscopicamente visibles”. Y aunque Vermunt no hizo especulaciones de la proveniencia de los clastos; en mi opinión ¿cual sería la fuente razonable de los restos típicos de las calizas cretácicas de la DSD?.

Al referirse Vermunt a las brechas polimícticas de la Facies de Montaña, comenta: *La rica cantidad de calizas de color azul grisáceo oscuro en las brechas gruesas indica que la transgresión del Cretácico Superior no cubrió por completo a la formación San Andrés y la Serie Tuff. Pequeñas islas, probablemente emergidas de las aguas poco profundas, suministraron el material para las brechas de piedra caliza.* Al respecto; véase Pszczółkowski y Albear, 1982, en el capítulo anterior con la misma exacta conclusión.

Veinte años más tarde Hatten (1957, pag. 31) describe clastos de rudistas y otros bivalvos y clastos angulosos de

⁵⁰ En resumen, los sedimentos de San Diego de los Baños son bastante diferentes del sedimento coetáneo de Guaniguanico. Los depocentros probablemente estaban bastante distantes. Sin embargo, la actual vecindad de estas zonas puede explicarse fácilmente por un posible desplazamiento horizontal de unos 160 km a lo largo de la falla de Pinar (Piotrowska & Pszczółkowski en Pszczółkowski et al., 1975). (Piotrowska, 1978).

⁵¹ Numerous well preserved Rudists were found in the Habana formation of Eastern facies, whereas in the beds of Mountain facies only fragments of Rudists are found. The possibility that these fragments are secondary deposits in younger strata is rejected by us on account of the presence of the same Foraminifera in both deposits (Vermunt, 1937a; pag. 23). (Mountain facies = Formación Manacas. Nota del autor).

calizas de banco del tipo de arrecife próximo⁵² en la Fm. Manacas de la Sierra de Los Órganos. Si bien Hatten tampoco se extiende sobre el origen de los detritos calcáreos con rudistas, ya que Hatten nunca trabajó en la premontaña al sur, con escasas dudas sostengo su proveniencia de los biostromos de rudistas en la DSD. Y como remate, Abakumov *et al.*, 1968 reportó fragmentos de caliza de rudistas a los 93 m de profundidad en el Pozo 11 de su levantamiento regional, practicado en las “areniscas, calcarenitas, pedernales y conglomerados de la Serie Manacas”; en el Llano de Manacas sitio de la localidad tipo de la Fm. Manacas de Hatten (1957), al norte de la Sierra de Los Órganos.

En la Fm. Manacas de los valles centro-occidentales de la Sierra de Los Órganos, capas de brechas de la Fm. Manacas contienen clastos calcáreos blancos a grises de baja resistencia mecánica, con cierta sorpresa conservados entre fragmentos volcánicos duros; hecho que indica traslado cercano o por flotación en corrientes densas. Estos fragmentos, extraños de por sí, por sus características un tanto específicas solo parecen relacionables con las calizas de rudistas (de la Fm. San Juan) o de la Fm. San Sebastián al sur de esas localidades (Álvarez-Sánchez, 1972). En los valles de Pons-Peña Blanca, Álvarez-Sánchez (1981) encontró algunos raros clastos de arenisca micácea carbonatada, compuesta de granos volcánicos y metamórficos (gneis); muy típicas de la Fm. Caldevila del Eoceno Inferior de la Depresión de San Diego.

5.4. Detritos de rocas metamórficas en la Depresión de San Diego.

A Vermunt (1937a) se deben las primeras descripciones de clastos de rocas metamórficas⁵³ ácidas (granitos, pegmatitas, gneis), anfibolitas y otras metamorfitas de composición equivalente en la DSD. Los gneis se reportaron más tarde por Álvarez-Sánchez (1974) con los créditos correspondientes otorgados a Vermunt. Su “redescubrimiento” se produjo en una excursión guiada por Álvarez-Sánchez a la región de El Guayabo a finales de 1974 (Somin y Millán, 1974, *ined.*), con el efecto de convertirse los “gneis de El Guayabo” en notoriedades de la literatura, de ahí en lo adelante; lamentablemente con plena ignorancia de los datos de Vermunt y también de Álvarez-Sánchez.

Los gneis se describen bandeados, leucocráticos, micáceos, de dos feldespatos, granatíferos; derivados de granitos S (Somin *et al.*, 2006). Las primeras dataciones Ar-K (Somin y Millán, 1977) resultaron en edades muy jóvenes (71 ± 3 Ma; 70.5 ± 1.4 Ma y 55 ± 6 Ma)⁵⁴. Más tarde, edades de 220-250 Ma (Permo-Trías) (SHRIMP-II; Rojas-Agramonte *et al.*, 2006) y 400-200 Ma (método termoisocrónico) (Millán y Somin, 1985), más probable de circones heredados.

Se interpretaron como representantes de un “zócalo siálico pre-mesozoico” (Millán y Somin, 1976). Somin *et al.*, 2006 indican que los granitos S testimonian un basamento siálico y añaden que rocas metamórficas del Triásico no se reportan en el área del Caribe. Sin embargo, Somin *et al.* 2006, señalan el reporte de Weyl (1980) de granitos del Triásico en Belice e indican que la parte occidental del Arco Volcánico Cretácico pudo estar conectada con las estructuras de América Central⁵⁵.

Los gneis, junto a clastos metamórficos de otras clases y grados, yacen en los flysch y olistostromas de la región occidental de la DSD, al norte y NW de Pinar del Río (Álvarez-Sánchez, 1974). Aparecen en conjunto con clastos de aplopegmatitas graníticas, dioritas aplíticas, anfibolitas, granitos feldespáticos y esquistos granate albiticos.

Los gneis son clastos milimétricos en la base paleocénica de la Fm. San Sebastián (**v. Figura 1**) y crecen en dimensiones hacia la parte media de la Fm. El Guayabo junto a olistolitos ígneos; aunque fragmentos de gneis ninguno es mayor de un metro (Álvarez-Sánchez, *ibid.*). Los bloques mayores de gneis se encuentran en la Fm. La Majagua; un flysch landeniano-ypresiano segregado de la Fm. Capdevila por Álvarez-Sánchez, 1974. La Formación contiene arcosas impuras con cierta abundancia de clastos de gneis y rocas feldespáticas e intercalaciones de margas

⁵² Besides the above graywakes and lithic wackes, there are pebbly conglomerates with angular limestones clast of bank and near reef type. In the clast occurring broken foraminifera, pelecipods and rudist. The range in the age from Middle Cretaceous through Maestrichtian. (Hatten, 1957, pag. 31).

⁵³ L.849:NE de San Diego de Los Baños **gneis de mica**; el cuarzo muestra una extinción turbia y una textura suturada. La plagioclasa es de composición ácida (albita) y en lugares granofíricamente intercalados con cuarzo. Biotita y muscovita ocurren, estas últimas en grandes cantidades y como placas desarrolladas, a veces ligeramente dobladas Rocas de la misma naturaleza se encontraron en H. 803: (Oeste de San Diego de los Baños). (Vermunt, 1937a).

⁵⁴ 71 ± 3 millones de años (M. M. Araquelians, IGEM, Acad., de Ciencias de la URSS), 70.5 ± 1.4 millones de años (R. E. Denison, Dallas, USA), 55 ± 6 millones de años (L. V. Firsov, Inst. de Geol. y Geof., Nueva Siberia, URSS).

⁵⁵ As far as we know Triassic metamorphic rocks were not described before in the Caribbean area. However, Triassic granite is known in Belize (Weyl, 1980) and we may suppose that western part of the CVA was connected with Central-American continental structures. (Somin *et al.* 2006).

blancas con moscovita fresca (>20%) (Álvarez-Sánchez, *op cit.*). Un estudio de la mineralogía de los granos de arenitas de la Fm. Capdevila de la DSD (Brust *et al.* 2011) reportaron la convivencia de la moscovita con biotita inalterada; una confirmación tardía y obvia de una fuente próxima metamórfica para estos minerales.

Según Pszczółkowski y Albear (1982), equivalentes observaciones corresponden a la Fm. Capdevila de la Zona de Bahía Honda. En esa localidad, areniscas de grano grueso y conglomerados, contienen bloques de calizas, fragmentos de granitoides y gneiss, menos frecuentes, Según los autores citados, mediciones de paleocorrientes realizadas en esa región, sugieren proveniencia del SW o WSW del material clástico, también basándose para ello en lo esporádico de los clastos de gneiss en la Zona de Bahía Honda y este de la Sierra del Rosario. Opinión en pleno compartida en este trabajo.

A la profundidad de 2 km y apoyada contra el respaldo de las metamorfitas, al sur de la Faja Cangre; aparece una anomalía de Gradiente Total Normal de la Gravedad (Días Duque, 1980, *ined.*). Su peculiar valor, contorno e inclinación, con probabilidad se relaciona con rocas cristalinas siálicas; un posible buen candidato de los gneiss y rocas ácidas pegmatíticas encontrados por Vermunt (1937); datos que son coherentes con granitización de la corteza y desarrollo de un complejo plutónico, cuyos afloramientos suministraron clastos de granitoides y gneiss del basamento extraídos por la intrusión o nativos del propio complejo metamorfizado de modo parcial. Definitivamente una fuente más probable que un basamento de Bahamas (Millán, 1972); que por cierto, posee un basamento cuya composición no se corresponde con una naturaleza granítica (Sheridan *et al.* 1996) o del Bloque Maya⁵⁶ en Belice (Somin *et al. Ibid.*), ambos aflorados cerca del AVC.

El Pozo Estructural PE-6 (344 m a 45° SW) de la Expedición Escambray 1 (Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986), perforado en las metamorfitas Aptiano-Albiano de la Fm. Porvenir (Mlcoch y Álvarez Sánchez, 1984), aflorada en el límite Anfibolitas Mabujina-Batolito de Manicaragua de Cuba central; cortó metatobas con clastos de granitos gráficos a partir del metro 217. Granitos gráficos son de imposible relación con las granodioritas del plutón de Manicaragua, ni con alguna otra intrusión ácida asociada al Complejo Anfibolítico Mabujina. Estas rocas no son conocidas en superficie en Cuba.

Ya que la Fm. Porvenir pertenece a la sección basal del Arco Volcánico Zaza y no al Complejo Anfibolítico Mabujina; es posible que tales fragmentos se deriven de un basamento aflorado en el asentamiento original del complejo vulcano-plutónico del Arco Volcánico Zaza, ya sea primitivo o cabalgado por el.

La presencia de abundante material metamórfico fragmentario y en volumen significativo de varias de sus fracciones, encontradas en Cuba occidental y Cuba central, en íntima e invariable asociación con los productos de la erosión del AVC así parece demostrarlo. Luego el perfil de Cuba occidental desde el sur del Macizo Pinos hasta la Falla Pinar, muestra una analogía bastante notable con el perfil desde el Sur del Escambray hasta las líneas de falla que separan el Melange Santa Clara (Álvarez y Bernal, 2015), de las Zonas de Placetas-Camajuani.

Como evidencia de las relaciones paleogeograficas se encuentra el registro de clastos de calizas de rudistas de la DSD y otros materiales sospechosos de posible igual origen, en los sedimentos de la Fm. Manacas de la Sierra de Los Órganos. Justamente a propósito, para colocar un “clavo de oro” en este asunto, que de un modo singular viene a servir como una especie de resumen de las anteriores consideraciones, la Figura 49 muestra clastos de pegmatitas en depósitos de la Fm. Manacas de la Sierra de Los Órganos, litologías equivalentes a las descritas por Vermunt en la Depresión de San Diego. La baja resistencia mecánica de estas rocas frente al transporte prolongado constituye un argumento directo a favor de una fuente próxima, incompatible con modelos de separación paleogeográfica significativa entre ambas regiones.

5.5. Una conclusión.

Los clastos encontrados en la Fm. Capdevila en Cayajabos, pertenecen a la columna estratigráfica de la Sierra del Rosario. Al contrario, los clastos encontrados en las Fms. El Guayabo (Paleoceno) y Capdevila (Eoceno Inferior) de la

⁵⁶ No obstante, existe algo aún más sorprendente que hace que el basamento actual del bloque Maya no pueda ser considerado como el área fuente (al menos no totalmente) y que hace de estos cantos un enigma muy interesante: las micas tienen edades K-Ar de 71±3 y 70.5±1.4 Ma (datadas por M. M. Arakelians y R. E. Denison) y los circones viejos tienen bordes de 72±1 Ma (razón Th/U baja 0.002–0.005; Somin *et al.*, 2006). Teniendo en cuenta que Pinos y Escambray registran las mismas edades de metamorfismo, parece que el área fuente (granitos, rocas sedimentarias y, eventualmente, metamórficas) fue sometida a metamorfismo de subducción o colisión (=gneises) en el finí-cretácico/paleoceno muy temprano, y por lo tanto pudiera ser considerada como el basamento continental de Cangre o Pinos (y quizás Escambray), que no aflora. Quizás esté donde tu dices en el perfil de GTN, a una profundidad de unos 2 km, y apoyado contra el respaldo de las metamorfitas de la Faja Cangre... lo que significaría que ese supuesto basamento cabalgaría a Cangre. (de A. García-Casco. Correspondencia de 2014).

DSD; pertenecen a la estratigrafía de Sierra de Los Órganos. De manera que bastante antes del paroxismo en el Eoceno Medio de la llamada “Orogenia Cubana”, unidades de la Sierra del Rosario y de la Sierra de Los Órganos de extensiones indeterminadas, afloraron en sectores elevados, capaces de suministrar material clástico hacia ambas regiones. Luego, durante el Paleoceno-Eoceno Inferior, época de formación de ingentes espesores de olistostromas y flysch en la DSD y en la Sierra de Los Órganos tenían lugar procesos recíprocos y equivalentes con la formación de secuencias isópicas y sincronicas.

Suele afirmarse que las formaciones de la DSD son muy diferentes a las de edad equivalente de la Cordillera de Guaniguanico (v. *et.* (Piotrowska (1977, 78; García Delgado *et al.* 2005). Pero los flysch de Guaniguanico y de la Depresión de San Diego se derivan de una fuente común desde el Paleoceno temprano hasta el Eoceno Medio. Esta fuente principal es el arco volcánico, su complejo ofiolítico asociado y muy probable su fundamento, como lo demuestra la petrografía de colecciones de los numerosos levantamientos, repetidos en estas regiones, causa por la cual las formaciones del rango de edad señalado en ambos dominios son más similares de lo creído.

Sus diferencias macroscópicas representan la impronta físico-química del medio, la hidrodinámica en las cuencas, las condiciones de diagénesis, el grado de deformación tectónica y la meteorización posterior y no se deben a su composición esencial. En realidad, a partir del Campaniano, los macizos volcánicos y graníticos, incluso su fundamento metamorfizado, estuvieron aflorados, alguna vez no distantes de los cientos o la decena de kilómetros de las depresiones recipientes de sus derrubios.



Figura 49. Clastos de pegmatitas en depósitos olistostromáticos de la Fm. Manacas (Paleoceno–Eoceno Inferior) en la Sierra de Los Órganos. Estas litologías son equivalentes a las descritas por Vermunt (1937a) en la Depresión de San Diego. La presencia de fragmentos de rocas pegmatíticas, de baja resistencia al transporte prolongado, sugiere una procedencia cercana, constituyendo una evidencia directa más de conexión paleogeográfica efectiva entre ambas regiones durante la sedimentación. (Cortesía de Yamirka Rojas Agramonte).

Definitivamente, los hechos datan de muchos años y ninguna mención sobre circunstancias tan significativas se registra en las publicaciones de la geología de la región. Ignorarlos a conciencia no exime de culpa o creer de que se trata de accidentes minúsculos de inmerecida consideración en los modelos orogénicos, es una gran ilusión. Una buena explicación podría sustentarse en una paleogeografía e historia del desarrollo tectónico basada en los hechos; apartándose de afirmaciones categóricas contrarias a las indiscutibles relaciones de Guaniguanico con la columna estratigráfica de la Depresión de San Diego, más que con la propia estructura de nappes como tal.

6. CONCLUSIONES.

El análisis integrado de la estratigrafía, sedimentología, marco estructural y relaciones paleogeográficas del occidente de la Depresión de San Diego permite establecer un modelo evolutivo coherente para esta región de Cuba occidental, caracterizado por una interacción estrecha y continua entre sedimentación y tectónica en un contexto de margen activo.

La evolución de la cuenca muestra una transición desde condiciones relativamente profundas dominadas por sedimentación turbidítica, registradas en la Formación Río Feo, hacia ambientes progresivamente más someros con desarrollo de sistemas fluvio-deltaicos (Formación Río Guamá) y la posterior instauración de una barrera arrecifal (Formación San Juan), desarrollada sobre un alto estructural. Este tránsito no responde a una evolución estable, sino a oscilaciones del fondo y a un control tectónico persistente.

La Formación San Sebastián constituye un marcador clave del límite Cretácico–Paleógeno, evidenciando una discordancia regional asociada a movimientos tectónicos dominados por componentes verticales, no equivalentes a orogénesis en sentido clásico. Esta reorganización del sistema precede a una fase de inestabilidad generalizada registrada en la Formación El Guayabo, cuya naturaleza olistostromática refleja el predominio de avalanchas submarinas, flujos de detritos y corrientes de turbidez en un margen sometido a sismicidad recurrente.

La información geofísica disponible permite reconocer la continuidad en profundidad del Arco Volcánico del Cretácico bajo la Cuenca de Los Palacios, lo que redefine el contexto geodinámico regional. La Falla Los Palacios emerge como una estructura de primer orden, posiblemente de escala cortical a mantélica, con un papel determinante en la configuración de las cuencas y en la arquitectura tectónica del occidente cubano.

La Depresión de San Diego representa una cuenca altamente inestable durante el Paleoceno–Eoceno Inferior, caracterizada por sedimentación tipo flysch y abundantes olistostromas, reflejo de actividad tectónica sinsedimentaria.

Un aspecto fundamental de este estudio es la demostración de que la Depresión de San Diego no constituye una cuenca por completo independiente respecto a la Cordillera de Guaniguanico. La presencia de clastos derivados de las unidades de Guaniguanico dentro de las formaciones paleoceno-eocenas de la Depresión, así como la identificación de fragmentos atribuibles a unidades de la Depresión de San Diego dentro de la Formación Manacas de Guaniguanico, evidencian un intercambio sedimentario bidireccional. Este hecho implica la existencia de una conectividad paleogeográfica efectiva entre ambos dominios durante el Paleoceno–Eoceno Inferior.

En consecuencia, la supuesta desconexión paleogeográfica y paleotectónica entre las cuencas de Guaniguanico y San Diego de los Baños, sostenida por diversos autores, carece de fundamento en la evidencia disponible. Ambas regiones compartieron fuentes de aporte comunes, dominadas por el arco volcánico cretácico, su complejo ofiolítico asociado y, probablemente, su basamento, lo que explica la afinidad composicional de sus secuencias sedimentarias. Las diferencias macroscópicas entre las formaciones equivalentes de ambos dominios responden fundamentalmente a variaciones en las condiciones ambientales de sedimentación, la hidrodinámica de las cuencas, los procesos diagenéticos y la deformación tectónica posterior, y no a diferencias esenciales en la naturaleza de las fuentes sedimentarias.

La presencia de abundantes clastos metamórficos, incluyendo gneises, granitos y otras litologías de alto grado, en las secuencias de la Depresión de San Diego, indica la existencia de fuentes próximas de naturaleza siálica, probablemente relacionadas con complejos plutono-metamórficos asociados al arco volcánico, más que con bloques

distantes como el basamento de Bahamas o el Bloque Maya. Esta evidencia sugiere una configuración cortical más compleja y una historia tectónica más integrada de lo que se ha propuesto tradicionalmente.

En la Formación El Guayabo, la existencia de bloques de gran tamaño inmersos en una matriz de características turbidíticas responde a procesos bien definidos de transporte y emplazamiento gravitacional, sin que exista ambigüedad sustancial en cuanto a su procedencia. Con frecuencias esta clase de cuerpos se interpretan como resultado de procesos tectónicos, cuando presentan geometrías tabulares o evidencias de deformación interna. Sin embargo, estudios comparativos sugieren que tales rasgos no son exclusivos de origen tectónico.

En El Guayabo es posible distinguir dos grupos principales de olistolitos en atención a su origen y relación con las áreas fuente:

Los bloques volcánicos, a los que se les puede llamar “exóticos”, ya que derivan del Arco Volcánico Cretácico en fase de extinción, ajeno al ámbito deposicional de la cuenca de San Diego, donde no se reconoce actividad volcánica propia. Su presencia implica un transporte desde dominios elevados e inestables del margen, lo que sugiere la existencia de relieves positivos activos o recientemente desactivados, capaces de suministrar detritos volcánicos hacia la cuenca.

Los bloques calcáreos en su mayoría nativos con seguridad, ya que son generados por la fragmentación de unidades carbonatadas preexistentes; las formaciones San Sebastián y San Juan. La naturaleza de estos cuerpos apunta a procesos de desestabilización de masas previamente litificadas, en los que la actividad sísmica desempeñó un papel relevante como agente desencadenante, favoreciendo la ruptura, remoción y posterior transporte de los fragmentos.

El emplazamiento de ambos tipos de bloques se presume como resultado de la combinación de varios factores: (1) la gravedad, como mecanismo fundamental de transporte; (2) taludes pronunciados que facilitaron el desplazamiento de grandes volúmenes de material; y (3) una sismicidad significativa, tanto en las áreas fuente como en la propia cuenca, actuando de manera episódica, con fases de mayor actividad alternando con períodos de atenuación o relativa calma. Esta combinación de factores define un sistema altamente sensible a perturbaciones, donde los eventos de remoción en masa pueden haber tenido un carácter recurrente, aunque no continuo.

En este contexto, los bloques descritos pueden asimilarse a olistolitos transportados de manera independiente o como parte de eventos de mayor escala, en concordancia con modelos documentados en la literatura (Ineson, 1985; Tarquin y Young, 1987; Alves, 2015), donde se reconoce que masas de gran tamaño pueden desplazarse distancias considerables sin generar necesariamente una deformación intensa del sustrato. En efecto. El concepto de “olistolitos aislados” (Tarquin & Young, 1987) que no forman parte de una olistostroma caótica puede explicar varias particularidades de la sección de olistostromas de El Guayabo. Los bloques deslizan solitarios en dependencia de sus parámetros físicos, de la pendiente y del sustrato. Los bloques muy rígidos (e.g. los basaltos y calizas aporcelánicas) sin deformaciones de borde ni de la superficie de resbalamiento (sliding surface) o, al contrario, en forma de sedimento inconsistente (v. Figura 42). Es cierto como observan los autores citados que el gran exceso de términos existentes (olistolito, bloque deslizante, klippe sedimentario y otros) crean un universo confuso, donde la tectónica y la sedimentación se convierten en un campo de disputas, aún hoy. Grandes bloques tabulares son concordantes con los estratos encajantes. Un bloque puede parecer tectónico, pero en realidad ser sedimentario-gravitacional, producto de deslizamiento submarino (Ineson, 1985).

Finalmente, debe señalarse que la similitud litológica entre depósitos turbidíticos generados en distintos contextos batimétricos, como ha sido indicado por Mutti et al. (2007), introduce un grado adicional de complejidad en la interpretación paleoambiental. En consecuencia, la reconstrucción de estos sistemas debe basarse en la integración de múltiples líneas de evidencia, incluyendo relaciones de campo, características de los clastos, organización interna de los depósitos y su contexto regional. No todo lo turbidítico implica profundidad. Existen depósitos prácticamente idénticos formados en ambientes someros (Mutti et al. 2007)

El análisis del marco estructural regional indica que la comprensión de la geodinámica del occidente cubano requiere integrar las estructuras meridionales, tradicionalmente subestimadas. La continuidad en profundidad del Arco Volcánico del Cretácico bajo la Cuenca de Los Palacios y el papel de estructuras como la Falla Los Palacios refuerzan la

interpretación de un sistema tectónico de gran escala, en el que la Depresión de San Diego forma parte de un conjunto estructural mayor.

En este contexto, el examen crítico de la Falla Pinar sugiere que su interpretación como una gran falla de desgarre de desplazamiento lateral significativo no está suficientemente sustentada. Su geometría, variabilidad y relaciones estructurales apuntan a un origen más complejo, posiblemente asociado a movimientos compresivos tardíos, a la superposición de estructuras de distinta edad o a una combinación de ambos factores. En consecuencia, los modelos tectónicos que le atribuyen un papel dominante como estructura transcurrente mayor deben ser reconsiderados. Finalmente, este trabajo pone de manifiesto que una parte significativa de las interpretaciones erróneas en la geología regional deriva de la omisión o subestimación de observaciones fundamentales realizadas en estudios tempranos. La recuperación crítica de estos datos, junto con nuevas evidencias de campo, permite replantear las relaciones entre las principales unidades estructurales y avanzar hacia un modelo geodinámico más consistente, basado en hechos observables y no en supuestos heredados.

Las interpretaciones aquí expuestas se fundamentan en observaciones de campo, análisis sedimentológicos y revisión crítica de la información previa. No obstante, las conclusiones presentadas reflejan la responsabilidad exclusiva del autor.

Agradecimientos.

Mi más sincera gratitud a Gustavo Furrázola-Bermúdez, Silvia Blanco Bustamante y Jorge Sánchez Arango. Con una dedicación ejemplar, realizaron el estudio paleontológico de cientos de muestras de sedimentos durante 1972-1973. Su trabajo permitió la construcción de la columna estratigráfica local y el establecimiento de las bases de la comprensión de la geología regional. A José A. Días Duque y a sus colaboradores les debo un reconocimiento por la aplicación pionera en Cuba, del método del Gradiente Total Normal de la Gravedad, que contribuyó de manera decisiva a la comprensión de la estructura profunda de la Depresión de San Diego. Extiendo mi gratitud muy sincera a Andrzej Pszczółkowski, de la Academia de Ciencias de Polonia, por la paciencia con que revisó una de las primeras versiones de este trabajo por la agudeza de sus críticas. A mi amigo y colega Luis Bernal, mi agradecimiento por su compañía, su participación y su ayuda sostenida a lo largo de tantos años. Un reconocimiento muy especial a Claudio Bartolini, quien venció mi renuencia a publicar mis trabajos y ha logrado que gran parte de mis contribuciones sean ya de regular presentación en la Revista MAYA de Geociencias. A todos ellos, mi más profundo agradecimiento.

Acknowledgements.

My sincerest gratitude goes to Gustavo Furrázola-Bermúdez, Silvia Blanco Bustamante, and Jorge Sánchez Arango. With exemplary dedication, they conducted the palaeontological study of hundreds of sediment samples between 1972 and 1973. Their work enabled the construction of the local stratigraphic column and established the foundations for understanding the regional geology. I am indebted to José A. Días Duque and his collaborators for the pioneering application in Cuba of the Normal Total Gradient of Gravity method, which contributed decisively to the understanding of the deep structure of the San Diego Depression. I extend my very sincere thanks to Andrzej Pszczółkowski, of the Polish Academy of Sciences, for the patience with which he reviewed one of the early versions of this work and for the acuity of his critiques. To my friend and colleague Luis Bernal, my thanks for his companionship, participation, and sustained support over so many years. A very special acknowledgement is due to Claudio Bartolini, who overcame my reluctance to publish my work and has ensured that a great deal of my contributions are now regularly featured in the MAYA Journal of Geosciences. To all of them, my deepest thanks.

Referencias.

- Abbate, E., Bortolotti, V. & Sagri, 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.
- Abakumov, S., Stepanov E. y Hernández, G., 1968, La estructura Geológica y los yacimientos minerales de la región de Viñales. Pinar del Río. (Inédito) Fondo Geológico Nacional de La Habana.
- 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., 1974, Estratigrafía de la parte Occidental de la llanura costera y piedemonte de la Provincia de Pinar del Río. Cuba. Arch. Inst. de Hidroec. P. del Río, 49 págs. 17 figs. 1 map. (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., 1984a, Estratigrafía y formación de olistostromas en la Depresión de San Diego. Implicaciones paleogeográficas y tectónicas. *Resúmenes del XXVII Congreso Geológico Intern. Moscú.*
- Álvarez-Sánchez, H., 1984b, 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., 1984c, Estratigrafía de la Sierra de Los Órganos y la significación tectónica y paleogeográfica de las olistostromas del Valle de Pons. XXVII, Int, Geol, Congrees. Moscú (abstract). Serie Geol. Mimb. 5 Pág. La Habana.
- Álvarez-Sánchez, H., 1989, Secuencia estratigráfica, olistostromas y estructura de la Depresión de San Diego. Implicaciones en la tectónica de la Sierra de los Órganos. 1^{er} Congreso Cubano de Geología. Resúmenes. La Habana, Cuba.
- Álvarez Sánchez, H. F., Bernal Rodríguez L. R., 2015, Los melanges Santa Clara y Descanso del cinturón ofiolítico de Cuba Central. Memorias de Geociencias. VI Convención de Ciencias de la Tierra. La Habana, Cuba.
- Álvarez-Sánchez, H., 2023, Conflicto de prioridad en la nomenclatura estratigráfica de la Formación San Juan de la Cuenca de San Diego, Cuba occidental. Revista Maya de Geociencias. Junio de 2023. P.82.
- Albear Fránquiz J. F. de, Iturralde-Vinent, M. A., 1985, Estratigrafía de las provincias de la Habana. En "Contribución a la Geología de las Provincias de La Habana y Ciudad de la Habana. Edit. Cient. Tec. La Habana. pp 12-54.
- Alves, T. M., 2015, Submarine slide blocks and associated soft-sediment deformation in deep-water basins: A review. Marine and Petroleum Geology 67 (2015) 262-285.
- Baceta, J. I., Pujalte, V., Orue-Etxebarria, X., 1991, Rasgos erosivos y deposicionales en la zona proximal de un Slope-Apron carbonatado del Paleoceno Inferior (Eibar, Cuenca vasca). Geogaceta, 10, 1991.
- Bermúdez, P. J., 1937, Estudio micropaleontológico de dos formaciones eocénicas de las cercanías de La Habana. Mem. Soc. Cubana Hist. Nat. 11 (3): 153- 180.
- Belmustakov, E., Dimitrova, E., Ganev, M., Haydutov, Y., Kostadinov, Y., lanev, S., laneva, J., Kojumdjieva, E., Koshujarova, E., Popov, N., Shopov, V., Tcholakov, P., Tchounev, D., Tzankov, T., Cabrera, R., Díaz-Otero, C., Iturralde-Vinent, M., y Roque-Marrero, F., 1981, (inédito) Geología del territorio Ciego-Camagüey-Las Tunas. Resultado de las investigaciones y levantamiento geológico a escala 1: 250 000. Academia de Ciencias de Cuba y Academia de Ciencias de Bulgaria. IGP. La Habana. Cuba. 940 pág.
- Bermúdez, P. J., 1950, Contribución al estudio del Cenozoico cubano. Mem. Soc. Cub. de Historia Natural. Felipe Poey. Vol. XIX. No. 3.
- Bermúdez, P. J., 1961, Las formaciones geológicas de Cuba. Inst. Cubano Rec. Miner., Minist. Indust.,. Serie Geología cubana, No. 1. 177 Págs. La Habana.
- Bermúdez, P. J., 1964, Adiciones a las formaciones geológicas de Cuba. Rev. Tecnológica, 3 (2): 29-34.
- Bresznyánszky, K., e Iturralde-Vinent, M. A., 1978, Paleogeografía del Paleógeno de las provincias de la Habana. En: Contribución a la Geología de las provincias de La Habana y Ciudad de la Habana. Editorial Científico-Técnica, La Habana, pág. 100-115.
- Bettelli, G., Panini, F., 1985, Il mélange sedimentario della Val Tiepido (Appennino modenese). Atti Soc. Nat. Mat. Mod. 115, 91–106.
- Bettelli, G. y Panini, F., 2011, Che fine hanno fatto le Argille Scagliose dell'Appennino emiliano? Atti Soc. Nat. Mat. Modena, V. 142 (2011)61-115.
- Bolli, H. M., Saunder, J. B., Perch-Nielsen, K., (Editors), 1985, Plankton Stratigraphy. Vol 1. Cambridge Univ. Press.
- Bolli, H. M., Beckmann, J-P, Saunders, J. B., 1994, Benthic foraminiferal biostratigraphy of the south Caribbean region. Cambridge Univ. Press. ISBN 0521 41521 7.
- Bolli, H. M., 1957, Planktonic Foraminifera from the Eocene Navet and San Fernando Formations of Trinidad, B.W.I.U.S. National Museum Bulletin, 215, 155–172.
- Borello, A. V., 1970, Theoretical aspects of olistostromes and olistoliths. Sedimentary Geology, 4(2–3), 183–193.
- Bovenko, V.G., Sheerbakova, B. E. y Hernández, G., 1978, Relaciones entre la constitución geológica y la estructura de la corteza en Cuba occidental. Sov. Geologiya, 6: 117-128. (en ruso).

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

Bouma, A. H. y Muñoz N. G., 1973, Facies clásticas antiguas y modernas en los fondos marinos. Mem. II^{do} Congres. Lat. de Geol., Tomo 2 Public. Espec. No. 7., Minist. de Min. e Hidrocarb. de Venezuela. pags. 1073-1095, 6 figs, 1 mapa.

Bouma, A. H., Normak, W. R., and Barnes, N. E. (Editors), 1985, Submarine Fans and Related Turbidite Systems. Springer-Verlag. New York.

Bouma, A. H., 1987, Megaturbites: An Acceptable Term?. Geo-Marine Letters. V.7, 63-67.

Bralower, T., Iturralde-Vinent, M. L., 1997, Micropaleontological dating of the collision between the North American continental margin and the Greater Antilles Volcanic Arc in Western Cuba. *Palaios* 12:133-150.

Brönnimann, P., P. Truitt, y G. Pardo, y H. Wassall, 1954, Paleontological report No. 456. Anotations to the correlation chart and catalogue of formations, Las Villas province. CNFG, La Habana (Inédito).

Brönnimann, P. y Rigassi, D., 1963, Contribution to the geology and paleontology of the area of the city of La Habana, Cuba and its surroundings. *Eclog. Geol. Helv.*, 56(1):193-430.

Bush, V. A., y Sherbacova, I. N., 1986. Nuevos datos sobre la tectónica profunda de Cuba. *Geotectonics*, (3): 24-43. (en ruso).

Bush, V. A. y Kondakov, L. A., 1986, Principios de confección del mapa tectónico sobre base geodinámica (en el ejemplo de la Isla de Cuba). *Sovietskaia Geologuia*, No. 3. (en ruso).

Brust, J., Hüneke, H., Meschede, Sommer, M., 2011, Facies and provenance of basin-margin deposits in the Los Palacios Basin (Capdevila Formation, Cuba). *Facies*, 57 73-92.

Butticaz, P., 1946 a, Geologic reconnaissance survey, San Diego de los Baños to Rio San Juan y Martínez, Pinar del Río, Cuba. *Cuban Geological Report 10, Standard Cuban Oil Co. Oficina Nacional de Recursos Minerales, Ministerio de Energía y Minas, La Habana 30 Pags. 1 mapa. (Inédito)*.

Butticaz, P., 1946 b, Geological study of the Rio Lena area, Pinar del Río, Cuba. *Geological Report 10-A, Standard Cuban Oil Co. Oficina Nacional de Recursos Minerales, Ministerio de Energía y Minas, La Habana (Inédito)*.

Cobiella Reguera, J., 1978, Una mélangé en Cuba oriental. *La Minería en Cuba*, Vol. 4, No 4, 46-51.

Cobiella-Reguera, J., 2008, Reconstrucción palinspástica del paleomargen mesozoico de América del Norte en Cuba occidental y el sudeste del Golfo de México. Implicaciones para la evolución del SE del Golfo de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 25, núm. 3, 2008, p. 382-401.

Cotilla Rodríguez, M., 1998, Sismicidad y sismotectónica de Cuba. *Física de la Tierra*. 1998, no 10: 53-86. 155N: 0214-4557.

Cotilla Rodríguez, M. O., 1999, El controvertido alineamiento Habana-Cienfuegos, Cuba. *Estudios Geológicos*, 55, p. 67-88.

Cotilla, M. O., 2006, Un recorrido por la sismología de Cuba. Editorial Complutense. Madrid. ISBN: 978-84-7491-827-4.

Coleman, R. G., 1971, Petrologic and geophysical nature of serpentinites. *G.S.A. Bull. Vol. 82, Pags. 897-918, 6 figs.*

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

Cushman, J. A., 1946, Upper cretaceous foraminifera of the Gulf coastal region of the United States and adjacent areas. *US Geol. Survey. Profesional Paper 206. p. 120, pl. 50, figs. 16, 21-22.*

Cruz-Toledo, R., Sánchez-Arango, J. R., Otero Marrero, R., Gómez-Herrera, J.E., Sosa-Meizoso, C., Fariñas Hernández, C., Pérez Martínez, Y., Mejías Rodríguez, L., y Rodríguez Moran, O., 2007a, Evaluación geomorfológica compleja para la caracterización tectónica de la denominada falla San Andrés en la provincia de Pinar del Río. *Memorias, Trabajos y Resúmenes. II Convención Cubana de Ciencias de la Tierra (Geociencias' 2007)*. La Habana.

De Golyer, E. L.; 1918, The geology of Cuban petroleum deposits. *American Association of Petroleum Geologists*; V2: pp 133 - 167.

Díaz Duque, J. A., 1980, El método del Gradiente Total Normal de la Gravedad en el estudio del perfil fundamental. *Manuscrito inédito. Facultad de Minas y Geología. Centro Universitario Hnos. Saíz*.

Díaz Duque, J. A., Azze Pavon, A., Casarreal Valdés, G., Díaz Valdés, O., 1989, Estudio de la estructura profunda de la Provincia de Pinar del Río a partir de la interpretación del campo gravitatorio. *Primer Congreso Cubano de Geología, 1989. Comisión de Geología Regional y Tectónica*.

Dickerson, W. E., 1934, The relationship between the San Cayetano & Viñales Formations in the Organos Mountains. No. 80. *Oficina Nacional de Recursos Minerales, Ministerio de Energía y Minas, La Habana (Inédito)*.

Dublan, L., y Álvarez-Sánchez, H.; (Editores), 1986, **Ilcoch, B.; Mañour, J.; Lledíaz, P.; Molak, B., Vázquez, C.; Snopkova, P.; De los Santos, E., Soucek, J.; Pérez, M.; Mihailova, A.; Bernal, I.; Zoubek, J.; Ordoñez, M.; Soucek, J.; Morousek, J.; Svetska, J.; Marshall, W.; Pérez-Conde, R.; González, E.; Rodríguez, R.**, 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., 1956, Informe sobre la parte central de la Provincia de Pinar del Río. *Oficina Nacional del Fondo geológico. La habana. (Inédito)*.

Dunham, R. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: *Ham, W. E. (ed.), Classification of carbonate rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir, pp. 108-121.*

Echevarria-Rodríguez, G., N. V. Shavlinskaya, y V. I. Shazhlov, 1974, Nuevos datos sobre la constitución de la corteza terrestre en la parte occidental de la isla de Cuba. *Dokladi Akad. Nauk SSSR*, 215 (3): 673-676 (en ruso).

Embry, A. F, and Klován, J. E, 1971, A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT: Canadian Petroleum Geology Bulletin, v. 19, p. 730-781.

Fernández, Gena, Fernández, José and Blanco, Silvia, 1987, Estudio biostratigrafico y ambientes de sedimentación del pozo Candelaria 1 de la provincia de P. del Río. *In Memorias del III Encuentro Científico-Técnico de Geología, P. Del Río, Oct. 24, 1987, p. 32-39.*.

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., Ogata, K., Pini, G. A., Dilek, Y., & Codegone, G., 2014a, Late Oligocene–early Miocene olistostromes (sedimentary mélanges) as tectono-stratigraphic constraints to the geodynamic evolution of the exhumed Ligurian accretionary complex (Northern Apennines, NW Italy). *International Geology Revie · July 2014*. Volume 57, 2015 - Issue 5-8: Convergent plate margin processes and their rock record.

Festa, A., Dilek, Y., Gawlick, H-J., Misoni, S., 2014b, Mass-transport deposits, olistostromes and soft-sediment deformation in modern and ancient continental margins, and associated natural hazards. *Marine Geology 356 (2014) 1-4*.

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*.

Flores Nieves, A., J. F. Carmona, L. Pérez Estrada, 2003, Principales discordancias del Terciario de la Cuenca Los Palacios. *Memorias GEOMIN 2003, La Habana, 24-28 de Marzo. ISBN 959-7117-11-8*.

Folk, R. L., 1959, Practical petrographic classification of limestones. AAPG Bulletin, Vol. 43, No. 1, p. 1-38.

Franco-Álvarez, G.L., 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., Echevarría-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., Pífiere-Pérez, E., Recio-Herrera, A. M., Sánchez-Arango, J. R., Saunders-Pérez, E., Segura-Soto, R., Triff-Oquendo, J., Zuazo-Alonso, A., Pszczółkowski, 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).

Furrázola-Bermúdez, G., Khudoley, K., Mikhailoskaya, M., Miroljubov, Y., Novokhatsky, Y., Nuñez-Jimenez, A., Solsona, J., 1964, Geología de Cuba. Editorial Universitaria. La Habana. 239 pags.

Furrázola-Bermúdez, G., Blanco Bustamante, S., Sánchez Arango, J., 1973, Lista progresiva de micropalentología de la región de San Diego. *DGGG. La Habana. (manuscrito)*.

Furrázola-Bermúdez, G., Blanco Bustamante, S., Sánchez Arango, J., 1974, Informe de investigación de investigación palentológica. *Manuscrito inédito*.

Furrázola Bermúdez, G.; Fernández, G. y Blanco, S; 1976. Comprobación de un horizonte Daniano en Cuba. *La Minería en Cuba, La Habana, 2 (1):4 -55*.

Furrázola-Bermúdez, G., Sánchez Arango, J. R., García Sánchez, R., Bassov, V.A. 1978, Nuevo esquema de correlación estratigráfica de las principales formaciones geológicas de Cuba. *La Minería en Cuba. vol. 4. Nº. 3. pags. 36 a 52. 12 figs*.

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)*.

García-Casco, A., Iturralde-Vinent, M. A., and Pindell, J, 2008, Latest Cretaceous collision/accretion between the Caribbean Plate and Caribeana: Origin of metamorphic terranes in the Greater Antilles. *International Geology Review, Vol. 50, 2008, p. 781–809. DOI: 10.2747/0020-6814.50.9.781*.

García Sánchez, R., 1978, Notas sobre la constitución geólogo-estructural de la depresión de Los Palacios. *La Min. En Cuba., v.4, no.3, pp-30-35*.

García-Delgado, D., y Torres, A. I., 1998, Sistema Paleógeno. En: *Furrázola-Bermúdez, G., y Nuñez-Cambra, K., (Editores) Estudios sobre Geología de Cuba. Instituto de Geología y Paleontología, Centro Nacional de la Información Geológica*.

García Delgado, D. E., et al., 2005, Mapa geológico de la Provincia de Pinar del Río a escala 1: 100 000 en base digital. *IGP La Habana. Empresa Geomin. Pinar del Río. VI CONGRESO DE GEOLOGÍA (GEOLOGIA 2005) Geología Regional y Tectónica*.

Galán, E., González, I., Mayoral, E. y Vázquez, M. A., 1989, Caracterización y origen de la facies glauconítica de la Cuenca del Guadalquivir. *Estudios geol.*, 45: 169-175 (1989).

González García, R. A., 1985, Generalización estratigráfica del Paleógeno de las provincias Habana-Matanzas. *Trabajo de Diploma. I.S.M.M. Moa. Centro de Investigaciones Geológicas. Ministerio Industria Básica. La Habana (Inédito)*.

Gordon, M. B., Mann, P., and Cáceres D., Flores, R., 1997, Cenozoic tectonic history of the North America-Caribbean plate boundary zone in western Cuba. *Journal of Geophysical Research. Vol. 102, No. B5, pages. 10,055-10,082, May 10, 1997*.

Gutiérrez Domech, M. R., Bernal Rodríguez, L., Barrientos Duarte, A., Llanes Castro, A. I., López Rodríguez, N., Flores Valdés, L., Pantaleón Vento, G., Balado Piedra, E., Corvea Porras, J. L., Martínez Maqueira, Y., Zamora Martín, J., Batista, R., Córdova Gómez, J. T.,2016, Geositos de interés patrimonial de Cuba occidental. Proyecto 256: Protección y Conservación del Patrimonio Geológico. Informe final. Inst. Geol. y Paleont. La Habana.

Hatten Ch. W. and Meyerhoff, A. A. , 1956, Reconnaissance traverse: Bahía Honda. San Cristóbal, Sierra del Rosario, Pinar del Río. (Inédito) Fotocop. 5 págs. 1 map. Fondo Geológico Nacional de La Habana.

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.

Hatten, Ch., W.; Schooler, O. E.; Giedt, N. R. and Meyerhoff, A. A. , 1958, Geology of central Cuba, Eastern Las Villas and Western Camaguey provinces, Cuba. Centro Nac. Fondo Geol., Minist. Indust. Bas., La Habana (inédito).

Hayward, B., 2012, Pleurostomella subnodosa (Reuss, 1851) †. In: Hayward, B.W., Cedhagen, T., Kaminski, M., Gross, O. (2015) World Foraminifera Database.

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.

Hsü K. J., 1968, Principles of melanges and their bearing on the Franciscan Knoxville Paradox. Geol. Sec. of Am. Bull. V. 79, pp 1063-1074, 2 figs, 2 pls.

Hsü, K. J., 1974, Melanges And Their Distinction From Olistostromes. Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation (SP19) (SEPM).

Hoedemaeker, Ph. J., **1973,** Olisthostromes and other delapsional deposits and their occurrence in the region of Moratalla (Province of Murcia, Spain). Scripta Geol., No. 19, 207 págs. Leiden, Rijksmuseum van Geologie en Mineralogie.

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.

Ineson, J. R.,1985, Submarine glide blocks from the Lower Cretaceous of the Antarctic Peninsula. Sedimentology. Vol. 32. No. 5.659-670.

Ikehara, K., Ashi, J., Machiyama, H., and Shirai, M., 2012, Submarine Slope Response to Earthquake Shaking Within Western Sagami Bay, Central Japan. En: Yasuhiro Yamada, Kiichiro Kawamura, Ken Ikehara, Yujiro Ogawa, Roger Urgeles, David Mosher, Jason Chaytor, Michael Strasser (eds.) 2012, Submarine Mass Movements and Their Consequences. Advances in Natural and Technological Research 31. DOI 10.1007/978-94-007-2162-3_1. Springer Science.

Ineson, J. R.,1985, Submarine glide blocks from the Lower Cretaceous of the Antarctic Peninsula. Sedimentology. Vol. 32. No. 5.659-670.

Iturralde Vinent, M. A., 1981, Nuevo modelo interpretativo de la evolución geológica de Cuba. Cienc. de la tierra y el Esp., n. 3, p. 51-89.

Iturralde-Vinent, M. A., editor. 1984, Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba. IUGS/UNESCO. Project 364. Special Contribution Nº.1: Págs. 121-130.

Iturralde-Vinent, M. A. (Editor), 2011, Compendio de Geología de Cuba y del Caribe. Primera Edición. DVD-ROM. Editorial CITMATEL, La Habana, Cuba.

Iturralde-Vinent, M. A. (Editor), 2012. Compendio de Geología de Cuba y del Caribe. Segunda Edición. DVD-ROM. Editorial CITMATEL, La Habana, Cuba.

Kantchev, Il., Boyanov, I., Goranov, A., Iolkichev, N., Cabrera, R., Kanazirski, M., Popov, N. y Stancheva, M., 1978, Geología de las provincias de Las Villas. Resultado de las investigaciones y levantamiento geológico a escala 1: 250,000 realizados entre 1969 y 1975. (Inédito). Archivo ONRM, Archivo IGP. C. Habana.

Khudoley, K. M., 1967, Principal features of cuban geology. AAPG Bull. v.51. p.668-677. 3 figs.

Kleckner, J. B., 1942, Progress report of the geological survey of Pinar del Río mountains front area in the vecinity of San Diego de los Baños, Pinar del Río province. ONRM. La Habana (inédito).

Konev, P. N. y Segura Soto, R., 1979, Presencia de Olistostromas en la Región Varadero. La Min. En Cuba 5. No.4.)

Kozary, M. T., 1956, Reconocimiento geológico de Loma Cunagua. Centro Nac. Fondo Geol., Minist. Indust. Bas., La Habana (inédito).

Lewis, J. W., 1932, Geology of Cuba (with discussion by R. J. Metcalf). Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 16:533-555.

Linares, E.; Osadchy, P.; Dovbnia, A.; Gil, S.; García, D.;García, L.; Zuazo, A.; González, R.; Bella, V.; Brito, A.; Bush, W.; Cabrera, M.; Capote, C.; Cobiella, J. L.; Díaz de Villalvilla, L.; Eguipko, O.; Evdokimov, Y.; Fonseca, E.; Furrzola-Bermúdez, G.; Hernández, J.; Judoley, C. M.; Kondakov, L.; Markovskiy, A.; Norman, A.; Pérez, M.; Peñalver, L.; Tijomirov, I.; Trofimov, V.; Vtulochkin, A.; Vergara, F.; Zagoskin, A. y Zelepuguin, V., 1985, Mapa geológico de la República de Cuba, escala 1:500 000. Centro de Investigaciones Geológicas, Minist. Indust. Bas., La Habana.

Lockwood J. P., 1971, Sedimentary and gravity-slide Emplacement of serpentinite. Geol. Sec. of Am. Bull. v 82 P. 919-936, 6 figs.

López Quintero J. C., López Rivera J. G., et. al., 1987, Acerca de la constitución geológica de la parte oriental de la Cuenca de Los Palacios. Mem. III Encuentro Cient. Tec. de Geol. Soc. Cub. de Geol. Pinar del Río. pp. 27-31.

López Rivera, J. G., Rodríguez, R. y López Quintero J. O., 1987, Esquema general de la constitución geológica de la mitad occidental de la Provincia de Pinar del Río. Boletín de Geociencias.

Macdonald Jr., J. H., Mlinarevic, A. N., Harper, G. D., Miller, R. B., Miller, J. S., and Cynthia E. Schultz: 2005, Sedimentary Serpentinities of the Ingalls Ophiolite Complex: Further Evidence of a Fracture Zone Setting. Joint Meeting Pacific Section, AAPG & Cordilleran Section GSA April 29–May 1, 2005, San José, California.

Millán Trujillo, G., 1972, El metamorfismo y mesodeformaciones de la unidad tectónica regional más suroriental de la Sierra de Los Órganos. Actas. Acad. de Cienc. de Cuba. Inst. de Geol., No. 2, pp, 33-35. La Habana.

Millán, G.; Somin, M. L., 1976, Algunas consideraciones sobre las metamorfitas cubanas. Serie geológica N° 27. pag. 1-21. Acad. de Cienc. de Cuba. La Habana.

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

Millán, G. y Somin, M. L., 1985, 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., 1988, La asociación glaucofana-pumpellita en metagabroides de la faja metamórfica Cangre. Bol. Geociencias. Vol. 3, No. 1, pp 35-36.

Millán, G., 2003, Algunas consideraciones sobre la tectónica de Cuba occidental. (Provincia Pinar del Río). Mem. GEOMIN 2003, V Cong. de Geología y Minería. Geología Regional. La Habana.

Ilcoch, B. y Alvarez-Sánchez, H., 1984, Trabajos complementarios para la construcción del nuevo esquema estratigráfico de la Zona Manicaragua. Etapa 21. Informe Final Zona Centro. Escambray II. (inédito).

Mossakowsky A., Nekrasov G., Sokolov S. (Redactores Principales), 1988, Mapa Geológico de Cuba 1:250,000. Academia de Ciencias de Cuba. Inst. de Geol. y Paleont.

Mutti E., Ricci–Lucchi F., 1972a, Le Torbiditi dell' Apennine Settentrionale: Introduzione all'Analisi di Facies. Memorie Societa Geologica Italiana, Vol. 11, pp. 161–199. International Geology Review, 20(2):125–166.

Mutti, E., and Ricci Lucchi, F., 1972b, Turbidites of the northern Apennines: Introduction to facies analysis (English translation by T. H. Nilsen, 1978). Intern. Geology Review, v. 20, p. 125-166.

Mutti, E. and Nilsen, T. H., 1981, Significance of intraformational rip-up clast in deep-sea deposits. IAS 2nd EUR. MTG. Bologna, 1981, Abstr.

Mutti, E., Tinterri, R., Magalhães, P. M., & Basta, G., 2007, Deep-water turbidites and their equally important shallower water cousins. American Association of Petroleum Geologists (AAPG), Annual Convention, Long Beach, California (Abstract CD, 4 pp.)

Mutti, E., Bernoulli, D., Ricci Lucchi, F., Tinterri, R. 2009. Turbidite and turbidity currents from Alpine ‘flysch’ to the exploration of continental margins. Sedimentology 56: 267–318.

Mutti, E., 2011, Turbidites. Search and Discovery Article #30214 (2011) Adapted from special lecture at AAPG International Conference and Exhibition, Milan, Italy, October 23-26, 2011.

Nagy, E., Brezenyansky, K., Brito, A., Coutin, D. P., Formell, F., Franco, G. L., Cyarmati, P., Jakus, P., Radócz, Gy., 1976, Texto Explicativo del mapa geologico de la Provincia de Oriente a escala 1: 250,000 levantado y confeccionado por la Brigada Cubano-Húngara entre 1972 y 1976. Inédito. Biblioteca IGP. La Habana. Cuba. 788 pp.

Ogata, K., Pini, G. A., Tinterri, R. & Mutti, E., 2012, Mass transport processes and related deformation mechanisms in sedimentary mélanges. Soc. Geol. It., Vol. 22 (2012), pp. 158-161, 1 figg.

Ogata, K., Pini, G. A., Festa, A., Pogacnik, Z. and Corrado Lucente, C. 2016, Meso-Scale Kinematic, indicators in Exhumed Mass Transport Deposits: Definitions and Implications. In book: Submarine Mass Movement and Their Consequences, Advances in Natural and Technological Hazards Researches 41. Chapter 46, Publisher Springer International.

Ordaz Hernández, A., Hernández Santana, J. R., Cofiño Arada, C. E., Méndez Linares, A. P., Galaz Escanilla, G., 2013, Análisis estructural y morfotectónico en los municipios San Cristóbal y Candelaria, Cuba Occidental: contribución a los estudios de peligrosidad sísmica de la Falla Pinar. Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM ISSN 0188-4611, Núm. 82, 2013, pp. 7-23.

Palmer, R. H, 1934, The geology of Habana, Cuba and vicinity. Journ. Geol., 24(2):123-145.

Palmer, R.H., 1945, Outline of Geology of Cuba. Jour. of. Geol. v. 53. no. 1. pp. 1-34.

Pardo, G., 1975, Geology of Cuba. In The Ocean basins and margins, Alan E. M. Nairn Edit. Francis G. Stehli. Vol. 3: Caribbean and Gulf of Mexico, p. 553-613. Plenum Press. New York.

Pérez Pacareu, L. J., 1977, Consideraciones geofísicas del norte de Pinar del Río. Ciencias Técnicas. Julio de 1977. La Habana.

Pérez Othon J., Yarmoliuk V. A. (Redactores Principales), 1985, Mapa Geológico de la República de Cuba. 1:500,000. Ministerio de la Industria Básica. República de Cuba.

Pettijohn, F., 1975, Sedimentary Rocks (3rd edition). Harper & Row. N. York.

Piotrowska, K., 1977, Outline of tectonics of the Pinar del Río Province (Cuba). Bull. De L' Acad. Polon. Des Science. Série des Sciences de la Terre.Vol. XXIV, No. 3/4.

Piotrowska, K., 1978, Nappe Structure in the Sierra de Los Órganos, western Cuba. Acta Geol. Polonica, vol. 28, No 1. p 97-170.

Piotrowska, K., 1987, La estructura de nappes en la Sierra de Los Órganos. En **Pszczółkowski, A., Piotrowska, K., Piotrowski, J., Torre y Callejas, A., Myczyński, R., Haczewski, G.**, 1987, Contribución a la geología de la provincia Pinar del Río. Editorial Científico-Técnica, La Habana, Cuba, 253 p.

Piotrowski, J., 1987b, Nuevos datos sobre los sedimentos del Cretácico Superior tardío y el Paleógeno en la Zona Estructuro-Facial de San Diego. En **Pszczółkowski, A. et al.** Contribución a la geología de la provincia de Pinar del Río. Editorial Científico Técnica, pp. 185-196. La Habana.

Plummer, H. J., 1927, Foraminifera of the Midway Formation in Texas. *Bulletin of the University of Texas*, No. 2644, 1–206.

Pszczółkowski, A., 1971, Jurassic, Cretaceous and Paleogene deposits of Sierra del Rosario (Cuba). *Bull. Acad. Polon. Sci., Ser. Sci. Terre*. V. 19; 249-259. Warszawa.

Pszczółkowski, 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).

Pszczółkowski, A. y Albear, J. F. de, 1982, Subzona estructuro-facial de Bahía Honda Pinar del Río: su tectónica y datos sobre la sedimentación y paleogeografía del Cretácico Superior y del Paleógeno. *Cienc. De la Tierra y del Espacio*. No. 5, pp.3-24.

Pszczółkowski, A. y Flores, R., 1986, Fases tectónicas del Cretácico y del Paleógeno en Cuba occidental y central. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences. Earth Sciences*. V. 34. No. 1.

Pszczółkowski, A., Piotrowska, K., Piotrowski, J., Torre y Callejas, A., Myczyński, R., Haczewski, G., 1987, Contribución a la geología de la provincia Pinar del Río. Editorial Científico-Técnica, La Habana, Cuba, 255 p.

Prol Betancourt, J. L., Rifá Hernández, M. C., 2005, Papel de los métodos gravimétrico y magnetométrico en el contexto de la exploración geofísica para petróleo dentro del cinturón plegado cubano. *Primera Convención Cubana de Ciencias de la Tierra, Geociencias´2005*.

Pusharowsky Yu. M., Knipper A. L., Puig-Rifa, M., 1965, Mapa Tectónico de Cuba 1: 1,250,000. *Acad. Ciencias de Cuba, Acad. Ciencias de la URSS*.

Pushcharovsky, Yu. M. (Editor), 1989, Tectonics of the Republic of Cuba. Explanatory Note to the Tectonic Map of Cuba Scale 1:500000. *Moscow: Edit. Isdatelstbo Nauka, (en ruso)*.

Sánchez Alarcón, C. E., Prol Betancourt, J. L., 2003, Regionalización de los campos potenciales en la ZEE de Cuba en el Golfo de México. *Memorias GEOMIN 2003, La Habana, 24-28 de Marzo*. ISBN 959-7117-11-8. II Taller Internacional sobre geología y potencial petrolero del SE del Golfo de México (aguas profundas).

Santillán-Piña, N. y Aguayo-Camargo, J. E., 2011, Facies sedimentarias turbidíticas del Terciario Inferior en la Cuenca de Chicontepec, Centro-Oriente de México. *Revista Ingeniería, Investigación y Tecnología*, 12(3): 337–352. DOI: 10.22201/fi.25940732e.2011.12n3.034.

Saura, E., Vergés, J., Brown, D., Lukito P., Soriano, S., Torrescusa S., García, R., Sánchez, J. R., Sosa; C., Tenreyro R., 2008, Structural and tectonic evolution of western Cuba fold and thrust belt. *Tectonics*, Vol. 27, TC4002, doi: 10.1029/2007TC002237.

Simons, F. S. & Straczek, J. A., 1958, Geology of the Manganese Deposits of Cuba. *Geol. Surv. Bull.* 1057. Washington. 289 p.

Shein, V. S., Kleschov, V. A., et al., 1974, Tipos de regiones (cuencas) petrogasíferas de Cuba, estructuras locales y regularidades de su distribución. *Resúmenes I Jornada Científica DGCG. Tomo 1*.

Shablinskaya, N. y Shatsilov, N., 1971, Informe sobre los trabajos sísmicos en la Depresión de San Diego. *CNFG. La Habana. (ined.)*.

Sheridan, R. E., Austin, J. A., Gradstein, F. M., et al., 1996, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 150: *Bahamas Transect. College Station, TX: Ocean Drilling Program*.

Sliter, W. V. & Baker, R. A., 1972, Cretaceous bathymetric distribution of benthic foraminifers. *Journal of Foraminiferal Research*, 2(4): 167-181.

Soloviev, O. N., Skidan, S. T., Skidan, L. K., Pancratov, A. P., 1963; Mapa Gravimétrico de la República de Cuba 1:500,000. Corrección de Bouguer. *Rev. Tecnológica*. V. 2. no. 2. pp. 8-19.

Soloviev, O. N., Skidan, S. A., Skidan I. K., Pankratov, A. P. y Khudoley, K, 1964, Comentarios sobre el Mapa gravimétrico de la Isla de Cuba. *Rev. Tecnológica*. V. 2. no. 2. pp. 8-19.

Soloviev, O., 1964; Mapa Magnetométrico de la República de Cuba. *Inst. Cubano de Recursos Minerales*.

Somin, M. L. y Millán, G., 1974, Informe sobre los trabajos de campo del periodo 1973-1974. *Manuscrito inédito*. Archivo Inst. de Geol. y Paleont.

Somin, M. L., y Millán, G., 1977, Sobre la edad de las rocas metamórficas cubanas. *Inf. Cient. Técnico* No. 2. Acad. De Cienc. de Cuba.

Somin, M. L., Millán, G., 1981, Geología de los complejos metamórficos de Cuba (Geologia metamorfisheskich kompleksov, Kuby). *Isdatelstvo Nauka, Moscú*, 219 pp (en ruso).

Somin, M. L., Lepekhina, E. N, Tolmacheva, E. V., 2006, The El Guayabo Gneiss as a probable Fragment of sialic Basement for the Cretaceous Volcanic Arc in Western Cuba. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 8, 03377, 2006. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU06-A-03377.

Sylvester, A. G., 1988, Strike-slip faults. *Geol. Soc. of American Bull.*, v. 100, p.1666-1703, 31 figs. 1 table, Nov.1988. [14,15]

Ríos, J. M., 1969, Índice sistemático de las formaciones geológicas y de las fases de plegamiento. Editorial Alhambra. Madrid.

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

Reguant, S. y Ortiz, R., 2001, Guía Estratigráfica Internacional. Versión abreviada. *Rev. Soc. Geol. de España*. Vol. 14 (3-4). Diciembre.

Rojas Consuegra, R., 2005, Estratigrafía, tafonomía y paleoecología de los rudistas en el territorio cubano. VI Congres. Geología y Paleont. Mem. En CD-Rom. La Habana.

Rojas-Agramonte, Y., Kröner, A.; García-Casco, A.; Iturralde-Vinent, M.A., M.T.D. Wingate, D.Y. Liu, 2006, Geodynamic implications of zircon ages from Cuba. *EGU06-A-04943*.

Rosencrantz, E., 1990. Structure and tectonics of the Yucatan Basin, Caribbean Sea, as determined from seismic reflection studies. *Tectonics*, vol. 9, no. 5, pp. 1037–1059. <https://doi.org/10.1029/TC009i005p01037>.

Rutten, L. M. R., 1934, Geology of Isla de Pinos, Cuba. *Kon. Akad. Wetensch Amsterdam, Sec. Sci. Proc.*, Vol. 37, no. 7, pp. 401-406. Utrecht, *Communicated at the meeting of June 30, 1934*.

Tarquin, C., and Young, J. R., 1987, Isolated Olistoliths from the Longobucco Basin, Calabria, Southern Italy. *Marine Clastic Sedimentology* O J. K. Leggett & G. G. Zuffa (Graham and Trotman, 1987) pp. 75-88. Chapter 4.

Thiadens, A. A., 1937, Geology of the southern part of the province Santa Clara (Las Villas) Cuba. *Geog. Geol. Mededeelingen, Phys. Geol. Reeks*, Nº 12, *Min. geol. Inst. Rijksuniv*; pp.1-69. Utrecht.

Toucet, S., Echevarria, G., Prol, J. L., 2005, Golfo de Batabanó. Expectativas gasopetrolíferas basadas en la interpretación compleja de datos geofísicos. *GEOCIENCIAS´2005. Memorias en CD-Rom, La Habana, 5-8 de Abril del 2005*.

Truitt, P. B., Pardo, G., 1953, Geologic Memorandum PT-21. Geology of Santa Clara- Calabazar-Camajuaní-Placetas area. *Centro Nac. Fondo Geol., Minist. Indust. Bas., La Habana (inédito)*.

Truitt, P. y P. Brönnimann, P., 1955, Preliminary report on the geology of the Viñales área, Pinar del Río province. *Centro Nac. Fondo Geol., Minist. Indust. Bas., La Habana (inédito)*.

Truitt, P. y Brönnimann, P., 1956, Geologic Memorandum PT-48. Geology of Pinar del Río and Isla de Pinos, Cuba. *Centro Nac. Fondo Geol., Minist. Indust. Bas., La Habana (inédito)*.

Valdéz Nodarse, E. L. y Denisov, V., 1985, Resultados principales de la búsqueda evaluativa para barita en el yacimiento “El Indio”. Provincia Pinar del Río. Cuba. *Minería y Geología*. 3-85.

Valdéz Nodarse, E y Rojas León, L., 1987, Presencia de depósitos del Maestrichtiano al Noroeste del poblado de San Juan y Martínez. *Boletín de Geociencias*. Vol. 2. No. 2.

Valdéz Nodarse, E. L., Sánchez, J. L., Díaz, A., Pimentel, A., 1988, Nuevas ideas sobre la génesis de los yacimientos de barita del distrito mineral Gertrudis-Jagua, Pinar del Río, Cuba. *Empresa de Geología de Pinar del Río. (inédito)*.

Vermunt, L. W. J., 1937 a, Cretaceous Rudistids of Pinar del Rio Province, Cuba. *Journal of Paleontology*. 11 (4): 261-275.

Vermunt, L. W. J., 1937 b, Geology of the province of Pinar del Río, Cuba. *Geog. Geol. Mededdel., Utrecht, Phys. Geol. Reeks*, 13:1-60.

Wilson, J. L., 1975, Carbonate Facies in Geologic History. Springer-Verlag, New York, 471 p.

Yamada, Y., (eds.) 2012, Submarine Mass Movements and Their Consequences. *Advances in Natural and Technological Research* 31. DOI 10.1007/978-94-007-2162-3_1. Springer Science.



Ing. Humberto Álvarez Sánchez. Geólogo con más de cinco décadas de trayectoria profesional. Cartógrafo en los complejos metamórficos, ofiolíticos y sedimentario-vulcanógenos de Cuba occidental y central. Editor principal cubano del Informe Final de la Expedición Checoslovaquia-Cuba Escambray II. Autor y coautor de unidades del Léxico Estratigráfico de Cuba y miembro de las subcomisiones del Jurásico, Cretácico y Paleógeno. Descubridor del mayor depósito cubano de fosforitas marinas. Ha dirigido y gestionado proyectos de exploración y evaluación minera en Cuba, Panamá, Perú, Uruguay y Brasil para compañías latinoamericanas, canadienses y estadounidenses, en cargos ejecutivos y técnicos superiores. Fue miembro *ad honorem* de la Comisión del Plan Maestro de Minería de Panamá y autor del proyecto geocientífico para el Banco Interamericano de Desarrollo y miembro de una Misión Especial del BID. Asociado del Consejo Científico de Geology Without Limits (Federación Rusa) para el levantamiento sísmico del Caribe. Reside en Panamá y es colaborador de la Revista Maya de Geociencias, donde publica artículos científicos sobre geología, historia y epistemología de las ciencias de la Tierra. geodoxo@gmail.com

DEPÓSITOS DE BAUXITAS EN EL ESCUDO DE GUAYANA, VENEZUELA POTENCIALIDADES Y VENTAJAS COMPARATIVAS

Vicente Mendoza S.¹, Antonio Brojanigo², Allan Reyes³, Héctor A. Márquez S.⁴

RESUMEN

La mina de bauxita Los Pijiguaos, con una capacidad instalada de 6 millones de toneladas, produjo su mínimo histórico en el año 2018, con solo 91.771 t, equivalentes a solo 1,53% de dicha capacidad. Sin embargo, Venezuela cuenta con grandes recursos de bauxita estimados en 15.000 Mt a 20.000 Mt de buena calidad (49,5%-53% Al_2O_3), ubicados principalmente en el municipio Cedeño del estado Bolívar y norte del estado Amazonas, con posibilidad de ser explotados por 300 o más años, a razón de 20.000 t/año a 40.000 t/año, en un lapso de tiempo de 10-20 años, a muy bajos costos en exploración, extracción, procesamiento de mineral e infraestructura y mudanzas de minas, así como por la excelente disponibilidad de energía hidroeléctrica, principalmente gas, y en menor cantidad solar entre otras energías no fósiles, con menos emisiones a la atmósfera de gases de efecto invernadero.

Ello implica la creación de nuevos centros de desarrollo en el eje Caicara del Orinoco-Cabruta, donde se localizarían las nuevas plantas de alúmina y de fundición de aluminio, próximas a los depósitos de bauxita (menos de 100 km) y a los centros de energía, dentro del marco del modelo circular, que por esencia es restaurativo y regenerativo, además de su excelente ubicación geográfica, con capacidad para generar nuevos encadenamientos aguas abajo, asociados a los diversos recursos naturales de la zona.

El desarrollo de la cadena de valor bauxita-alúmina-aluminio nacional tendría, así, gran capacidad para contribuir con la diversificación de la economía, generación de nuevos empleos, incrementar la demanda de bienes y servicios y le ofrece al país la oportunidad real de liderar esta actividad económica a nivel mundial, en términos de oportunidad y competitividad que, aunada a su excelente ubicación geográfica, resulta la mejor opción para acompañar el relanzamiento del desarrollo petroquímico como fuente para la generación de riqueza y bienestar nacional, en el marco de políticas contrarias al perverso extractivismo y dentro del desarrollo sustentable.

Palabras clave: *Bauxita, alúmina, aluminio, sílice residual, barros rojos, tierras raras.*

¹ vmendozasanchez@gmail.com. ² abrojanigo29@hotmail.com. ³ reyes_allan@hotmail.com. ⁴ hams1753@gmail.com

I. INTRODUCCIÓN

El aluminio es uno de los materiales más abundantes en la corteza terrestre. Es un metal ligero, resistente a la corrosión y con una amplia variedad de aplicaciones en diferentes sectores industriales, producto de sus propiedades y características, tales como su baja densidad, conductividad térmica y eléctrica, maleabilidad y ductilidad, que lo hacen un material muy versátil y valioso, contribuyendo así a la sostenibilidad y la reducción del impacto ambiental.

La producción mundial del aluminio es del orden de los 65 millones/año de toneladas (65 Mt), con una tasa de crecimiento interanual cercana a 3,5%, de las cuales China produjo 39 millones de toneladas (39 Mt) en el año 2023, equivalentes a cerca de 60% del total, seguida de India y Rusia, con 3,9 y 3,7 millones de toneladas, respectivamente.

Entre los seis países que lideran la producción mundial de bauxita, de acuerdo con cifras obtenidas para el año 2022, se encuentran Australia 110 Mt, China 90 Mt, Guinea 88 Mt, Brasil 35 Mt, Indonesia 23 Mt e India con 22 Mt. La bauxita es la única fuente importante de aluminio, cuya producción es el inicio de la cadena de valor bauxita-alúmina-aluminio, en la que la producción de una tonelada de aluminio requiere de dos toneladas de alúmina y, a su vez, se requieren dos toneladas de bauxita para producir una tonelada de alúmina. Es decir, que para la producción de una tonelada de aluminio se requieren cuatro toneladas de bauxita, lo que eleva exponencialmente su valor.

Venezuela cuenta con depósitos de bauxita de alta calidad, ubicados en la región Guayana, con posibles recursos de 20.000 Mt, de los cuales 6.000 Mt se encuentran dentro del municipio Cedeño, al oeste del estado Bolívar, donde se localiza la mina de bauxita de Los Pijiguaos, bajo operación por la empresa CVG BAUXILUM, C.A. Adicionalmente, estimaciones de recursos de bauxitas, mediante estudios actualizados de teledetección en la serranía La Cerbatana, localizada a 45 km al este de Los Pijiguaos y 90 km al sur de Caicara del Orinoco, indican la presencia de un importante potencial de este mineral por el orden de 2.500 Mt de excelente calidad en una superficie de 3.900 km², que dada su cercanía a la mina de Pijiguaos, potencian su aprovechamiento en el corto plazo, sin necesidad de intervenir los yacimientos de bauxita ubicados hacia el sur de la mina actual, lo que se traduce en importantes economías.

Igualmente, en Cataniapo, al norte del estado Amazonas y al sur del municipio Cedeño, se localizan depósitos de bauxita por el orden de los 4.000 Mt, junto a unas estimadas 10.000 Mt, ubicadas al sur del aeropuerto de Puerto Ayacucho, capital del estado Amazonas.

La mina de Pijiguaos, con una capacidad instalada de 6 Mt, inició operaciones de trituración y producción en 1987, alcanzando en el año 2006 su producción récord de 5.927.839

toneladas. En el año 2023 su producción cayó a 390 mil toneladas, precedidas de su mínimo histórico en 2018, con 91.771 toneladas, equivalentes a solo 1,53% de su capacidad. Ello debido, entre otros aspectos, a la falta de mantenimiento y de inversión en toda la cadena productiva. Toda la producción de la mina de Los Pijiguaos estaba destinada a la planta de CVG INTERALÚMINA C.A. ubicada en Pto. Ordaz, distante a 600 km desde Los Pijiguaos y su posterior transformación en aluminio primario, a través de la reducción de alúmina a metal de aluminio virgen, en las plantas de Alcasa y Venalum, igualmente ubicadas en Pto. Ordaz. Para ello se requirió de la habilitación del canal de navegación del río Orinoco desde El Jobal a Ciudad Guayana.

No obstante, las bauxitas del Escudo de Guayana, presentan además de su excelente calidad, ventajas comparativas derivadas de:

- Su ubicación, que le permite reducir costos de transporte hasta Caicara del Orinoco o Cabruta, a menos de 100 km distantes, donde debe localizarse el nuevo centro industrial de la alúmina-aluminio de Venezuela, en lugar de Pto. Ordaz, distante a 600 km a través del río Orinoco.
- La posibilidad de mejorar con las técnicas de trituración, lavado y secado de la bauxita en minas, aumentando así el contenido de alúmina en 5% a 10%, y con ello subir a más de 55% de Al₂O₃, reduciendo los contenidos de Fe₂O₃ y SiO₂, y sílice reactiva. Las reservas, bajando el *cut off*, se aumentarían 20% a 30%, con los consecuentes ahorros de energía, ácidos y demás insumos en las plantas de alúmina.
- Ahorros significativos al introducir modificaciones en el actual sistema de transporte, aplicando el sistema de correas transportadoras y tolvas desde las minas hasta la planta de homogeneización y desde allí, a los puertos de embarque en el río Orinoco, en lugar del costoso y limitante ferrocarril actual.
- Su proximidad a fuentes cercanas de energía hidroeléctrica y gas, mucho más económicas que las utilizadas por los grandes productores que, adicionalmente, reduce significativamente la huella contaminante de carbono.

Por tal sentido, se consideró pertinente evaluar las características de los diferentes yacimientos de los principales productores a nivel mundial de bauxita, no sólo en cuanto a sus características físico químicas, sino en relación a su distribución territorial y factores de localización, disponibilidad de energías limpias, consumo energético, y sus consecuentes niveles elevados de emisiones contaminantes a la atmósfera, que en comparación con las bondades de nuestros yacimientos, estos resultan ampliamente más ventajosos.

Finalmente, el desarrollo integral de la cadena de valor bauxita-alúmina-aluminio en el ámbito nacional, incrementa significativamente la demanda de bienes, servicios y empleos productivos, así como el encadenamiento aguas abajo del sector transformador nacional, muy

distante de las perversas prácticas extractivistas de las materias primas, que en muy poco contribuyen con el desarrollo y crecimiento nacional.

II. DEPÓSITOS DE BAUXITA EN EL ESCUDO DE GUAYANA, VENEZUELA

La composición, distribución, espesor y área, de la bauxita de Los Pijiguaos y de otros depósitos de bauxita en zonas próximas del Escudo de Guayana, es producto de las interrelaciones del clima, en particular su régimen tropical lluvioso, rocas madre o fuentes, topografía, drenajes y hasta vegetación. Quizá los factores más críticos son el régimen de lluvias que se infiltra en el terreno y las condiciones de potencial de oxidación (Eh) (+4 mV a -4 mV) -pH (4 a 8), favorecido por altas temperaturas, en una topografía alta de toques planos tipo plateau, con adecuado drenaje y rocas fuentes, en este caso graníticas, de grano grueso inequigranulares, ricas en feldespatos y cuarzo (figura 1).

Temperatura y lluvias abundantes estacionales de climas tropicales son los dos factores más importantes en la formación de lateritas y bauxitas. De estos dos factores el más importante es el de las lluvias abundantes, con un adecuado drenaje, que lleve fuera los elementos solubles.

El contenido de alúmina en las lateritas bauxíticas, derivadas de rocas graníticas y de rocas máficas, son tres o más veces la concentración de alúmina en las rocas madre. Las plagioclasas albita y oligoclasa de las rocas graníticas son más resistentes a la meteorización y lixiviación de SiO₂ que las plagioclasas labradorita, etc. de las rocas máficas. Por ello, el SiO₂ que queda de la meteorización de rocas graníticas, efectivamente, diluye parte de la Al₂O₃ de la bauxita laterítica, mientras que en las rocas máficas todo el poco cuarzo libre que contienen y toda la SiO₂ en las plagioclasas, se disuelven o lixivian y el contenido total en Al₂O₃ es muy alto, pero el de Fe₂O₃ es mucho más alto que en las lateritas bauxíticas, derivadas de rocas graníticas.

Sin embargo, el contenido de alúmina no es crítico en la formación de lateritas bauxíticas económicas, con miras a obtener alúmina. Los factores críticos que definen una laterita bauxítica económica son la sílice residual, normalmente que sea menor al 2%, y el contenido final o útil de Al₂O₃ para la planta de alúmina. Muchas plantas de alúmina operan con 40% de Al₂O₃. De hecho, en Australia se definen recursos de bauxitas con un *cut-off* de 27,5% de Al₂O₃, obtenible en planta y sílice residual menor a 2%.

Cuando una planta de alúmina recibe, indebidamente, bauxitas gibbsíticas, con alta sílice residual (más de 2%), se pierde la soda cáustica y la Al₂O₃ en formación se transforma en silicato sódico insoluble, por lo que se debe repetir el proceso, reemplazando la bauxita con

alta sílice residual, colocar nueva soda cáustica y con ello, desperdicio de la energía utilizada, con las consecuentes e importantes pérdidas económicas y baja en la producción.

Por procesos de lixiviación, a partir del granito Rapakivi de El Parguaza, de 1.545 millones de años, determinado por Rb-Sr, municipio Cedeño, al oeste del estado Bolívar, en climas tropicales lluviosos, en el planalto o “plateau” de El Parguaza, al nivel de planación de Nuria-Cerro Bolívar, etc. (600-700 m.s.n.m.), se produjo durante el Terciario Inferior, en el Nivel Pijiguaos, un desarrollo de lateritas aluminicas (bauxitas). Las bauxitas gibbsíticas son lateritas enriquecidas en al-tri-hidróxidos.

Mariño et al. (1997) refieren 5 a 10 m de espesor de bauxitas en Los Pijiguaos (7,6 m promedio para las menas), que muestra de tope a base cuatro categorías de bauxitas (figura 2):

- Costras (muy alta alúmina, 50% Al₂O₃, alto Fe₂O₃ total y bajas en SiO₂), con 1-3 m de espesor.
- Bauxitas pisolíticas o pseudopisolíticas (alta alúmina 47% Al₂O₃, moderada sílice 5-10%) con 1 a 4 m de espesor, a veces una duricostra intercalada delgada.
- Bauxita terrosa (con baja alúmina, 44% a 47% de Al₂O₃ y alta sílice 10%-20%) y, finalmente, el piso del depósito, con bauxita caolínica, de 1 a 3 m de espesor con alta sílice (22%) y baja alúmina (menos de 44% Al₂O₃).

Al sur de Los Pijiguaos se localizan los depósitos de Chivapure, Villacoa y Cataniapo. Meyer (2002) estima que toda el área de lateritas bauxíticas al sur de Los Pijiguaos debe aportar alrededor de 6.000 o más millones de toneladas de bauxita, por lo cual esta es una de las provincias con lateritas bauxíticas más importantes a nivel mundial, similar a las ricas provincias de Australia, Guinea, Brasil y otros países.

Estudios actualizados de teledetección (Brojanigo et al., 2021) y estimación de recursos de bauxitas en la serranía La Cerbatana (figura 3), localizada a 45 km al este de Los Pijiguaos y 90 km al sur de Caicara del Orinoco, indican la presencia de un importante potencial de este mineral en una superficie de 3.900 km², por el orden de 2.500 Mt, con una calidad promedio de 50.64% Al₂O₃, 12.25% SiO₂ total y 2.42% F₂O₃. Estas bauxitas de La Cerbatana se derivan de la meteorización de rocas plutónicas ácidas, sintectónicas tardías, postcolisionales y calco alcalinas, conocidas como granito de Santa Rosalía de 1.888 Ma por Rb-Sr, de la provincia geológica Cuchivero del Escudo de Guayana. Según nuevas y actualizadas técnicas de investigación a nivel de teledetección y de evaluación de reservas, se determinó que el depósito de bauxitas lateríticas de alto grado, denominado Cerbatana Central y descubierto por Tecmin en 1991, tiene un potencial de reservas de 395 millones de toneladas.

Estos depósitos de la Cerbatana, por su excelente ubicación y calidad, permiten su aprovechamiento a continuación del agotamiento de los Pijiguaos, sin tener que continuar

con el desarrollo de los depósitos de bauxita ubicados al sur de estos, lo que se traduce en importantes economías asociadas a los costos de transporte principalmente.

En resumen, los principales depósitos de bauxitas (y sus recursos estimados en 20.000 Mt de bauxitas) en Guayana, son:

- Los Pijiguaos, cerca de 500 Mt (descubierto con la participación de Mendoza, 1972).
- La Cerbatana, alrededor de 2.500 Mt (descubierto por CVG Tecmin, con Brojanigo, 1992).
- Chivapure, alrededor de 3.000 Mt (descubierto por CVG Tecmin, 1992, Mendoza presidente Tecmin).
- Cataniapo, cerca de 4.000 Mt (descubierto por CVG Tecmin, 1992, Mendoza presidente Tecmin).
- Paisapa (El Palmar), 350 Mt (descubierto por CVG Tecmin, con Mendoza presidente Tecmin, 1991).

De estos depósitos, los tres primeros se encuentran localizados en el municipio Cedeño, al oeste del estado Bolívar y el cuarto de ellos inmediatamente al sur (norte del estado Amazonas), siendo Paisapa el más distante de ellos, ubicado en el sector Río Grande, a una distancia de 150 km al noreste de la zona industrial de Ciudad Guayana y de la Planta de Interálumina.

Actualmente, la mina Los Pijiguaos de calidad mundial, tiene una capacidad de producción instalada de solo 6 Mt de bauxita al año, debido a que dicha capacidad está limitada por la correa de bajada de la mina a la base de Los Pijiguaos, denominado Pie de Cerro, donde se localiza la planta de homogeneización. En tal sentido, se sugiere como alternativa la bajada de mineral paralela, aproximadamente, a la carretera de acceso a la mina, utilizando un sistema de correas transportadoras y tolvas escalonadas, hasta la planta de homogeneización en Pie de Cerro, y desde allí la bauxita homogeneizada a su grado óptimo, según los requerimientos de las plantas de alúmina, se trasladaría en correas transportadoras, en lugar del costoso y limitante ferrocarril actual, hasta el puerto de embarque en El Jobal. Con este sistema se permitiría obtener y transportar 20 Mt o más al año de bauxitas, por más de 20 años y a futuro, con las bauxitas de los depósitos de Chivapure y Cataniapo se podrían producir hasta 40 millones de t/a por más de 300 años, pudiendo triplicarse a sextuplicarse la actual producción de alúmina y aluminio, ingresos y ganancias y además, bajando así los precios de transporte hasta Caicara del Orinoco, donde debe localizarse el nuevo centro de producción de la Alúmina-Aluminio de Venezuela. La planta de Interálumina de Pto. Ordaz puede procesar a más bajo costo por menor distancia de transporte la bauxita de El Palmar.

Caolín

Además de la bauxita de Los Pijiguaos, existen interesantes depósitos de caolín en el río Parguaza (antigua zona de Miculiche y otras localizaciones), caolín debajo del piso o *cut off* de 44% Al_2O_3 , y más de 22% de SiO_2 , por debajo del mismo de la bauxita de Los Pijiguaos, así como depósitos de caolín en horizontes de la Formación Mesa, cercanos a Maripa, prospectados por Tecmin. También se produjo caolín muy cuarcífero en el Km 88, municipio Sifontes del estado Bolívar y en el alto plateau de Nuria, que está limitado por diabasas y rocas máficas, con muy mal drenaje del meteorizado granito de Supamo. El caolín que se produzca debería procesarse en una planta localizada en Caicara del Orinoco o Cabruta. Es recomendable, por lo menos, instalar plantas de lavado y concentrado de caolín cercano a los sitios de extracción mineral de bauxita, con el consiguiente agregado de valor, para su traslado posterior a la planta de refinación y productos, a fines de uso nacional y exportación.

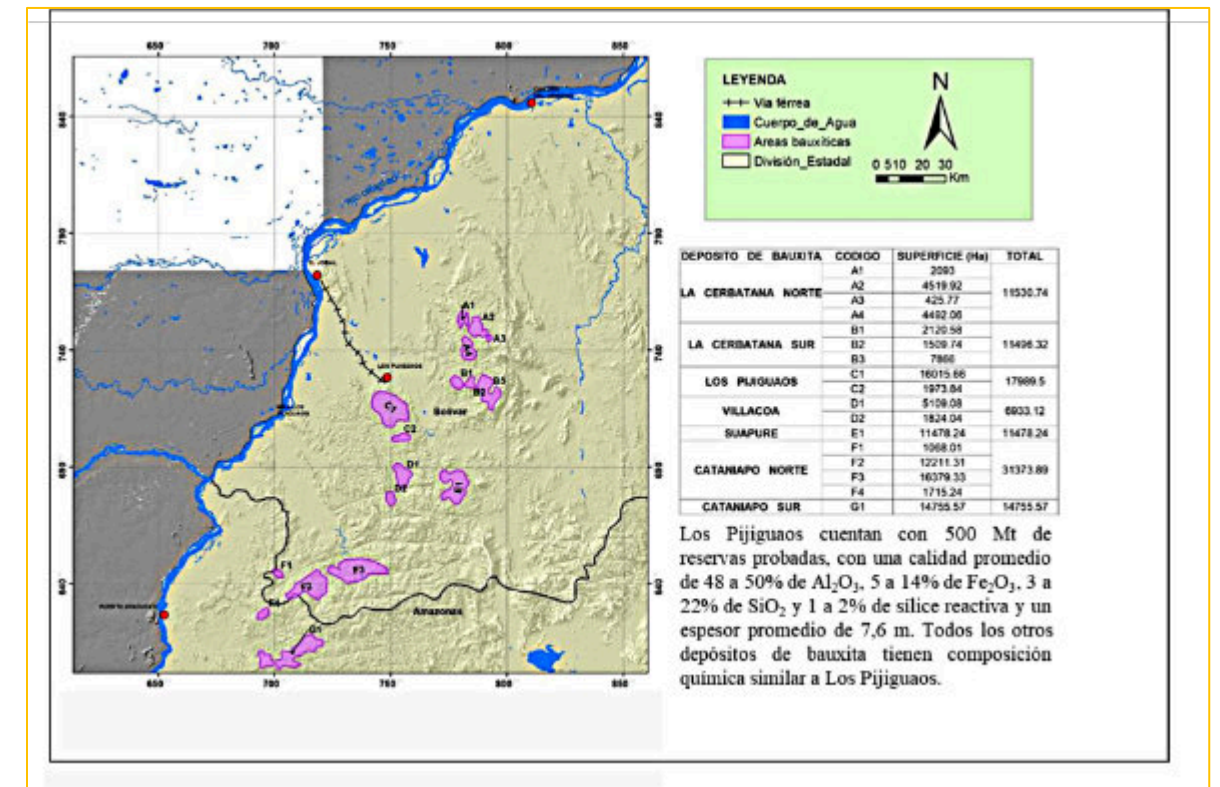


Figura 1.- Depósitos de bauxita en el Escudo de Guayana, municipio Cedeño, estado Bolívar y parte NO del estado Amazonas, todos descubiertos, verificados y estimados por CVG TECMIN, C.A. (Mendoza 1972, 1977, 2012, Yanes 1995 y Brojanigo para CVG TECMIN, C.A. 1992). Imagen procesada por Pedro Petit.

Generalmente, la bauxita se extrae por minería a cielo abierto, con/sin voladura, con/sin secamiento. Una vez producida la bauxita en mina y homogeneizada en el grado requerido por la planta de alúmina, se traslada por correas transportadoras, o ductos, o ferrocarril, o barcasas o combinación de varios de estos transportes, hasta la planta de alúmina, donde será tratada por molienda y purificación, extrayendo por el proceso Bayer la sílice no reactiva y

los óxidos de hierro, que formarán las colas de barros blancos y rojos, respectivamente. Esa planta de alúmina se debe localizar lo más cerca posible a los depósitos de bauxita y de los centros de producción de energía hidroeléctrica y/o de otro tipo, y de su posterior traslado a la planta de aluminio. La refinada y limpia alúmina producida es sometida a procesos electrolíticos y utilizando fluorita por el proceso Heroult, para obtener el aluminio puro líquido, que luego se transforma en barras, planchones etc., de aluminio puro. Los recursos de bauxita mundiales se acercan a los 100.000 Mt, de los cuales cerca de 50% lo posee Guinea.

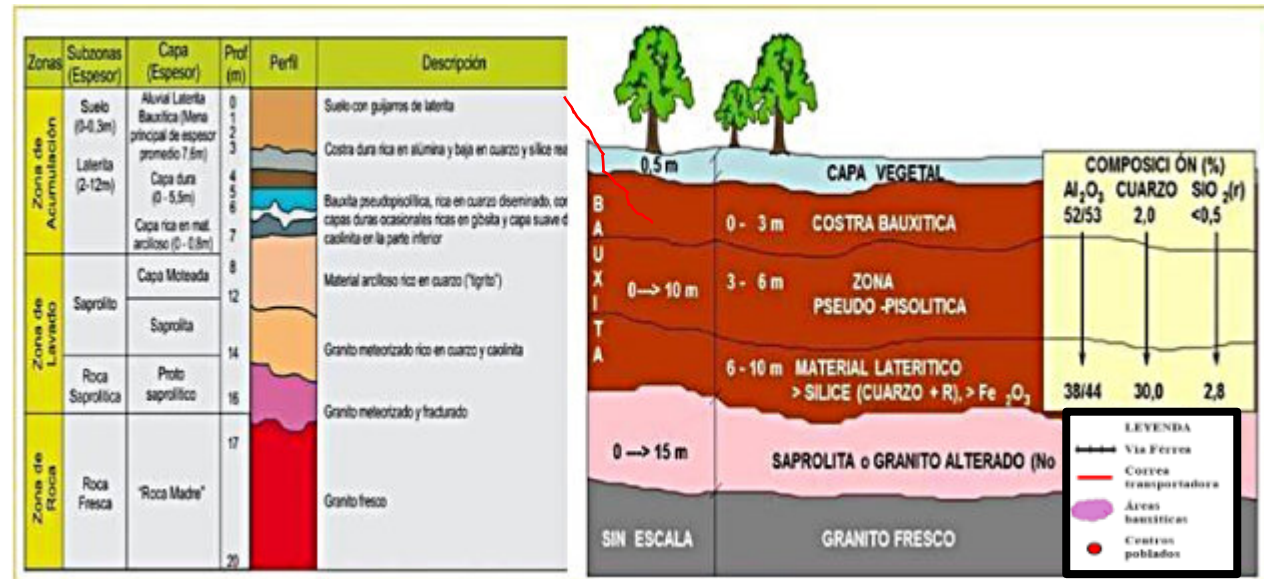


Figura 2a. Perfil de lateritas bauxíticas de Los Pijiguaos. (Tomado de Mariño et al., 1997).

Figura 2b. El perfil de lateritas de Los Pijiguaos muestra debajo de la capa vegetal (0,5 m o menos) tres horizontes (color rojo) bauxíticos: 1. Costra de 1-3 m espesor, alta en Al₂O₃ (50%-53%) y Fe₂O₃ (9%-12%), y baja SiO₂ (0,5%-2%), 2. Zona nodular bauxítica de 3-6 m, alúmina (43%-46%) y sílice (6%-10%) intermedias y 3. Fondo del depósito bauxita con muy alta SiO₂ (22% o más) y *cut off* de alúmina (44%) (tomado de Mariño, 2023).

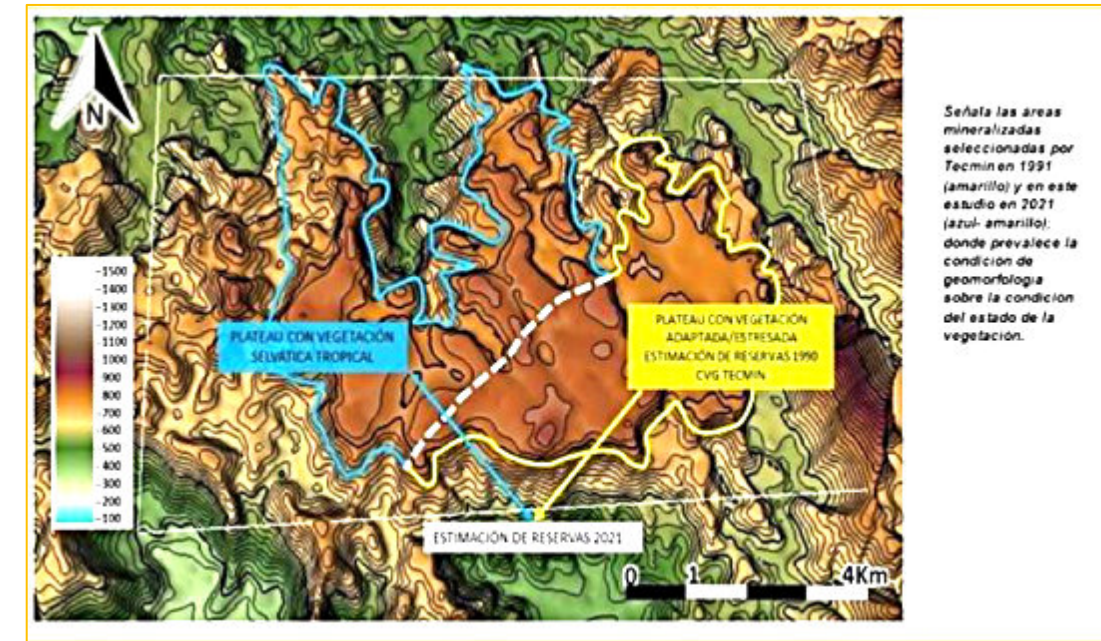


Figura 3. Bauxitas de La Cerbatana, derivadas del granito de Santa Rosalía (Brojanigo et al., 2021).

III. LOS SEIS PAÍSES MAYORES PRODUCTORES DE BAUXITAS A NIVEL MUNDIAL

La demanda mundial de aluminio aumentará casi 40% de aquí a 2030, según un reciente informe del Instituto Internacional del Aluminio (IAI), por lo que este sector necesitará producir 33,3 millones de toneladas métricas (Mt) adicionales para satisfacer el crecimiento de la demanda en todos los sectores industriales. Los sectores del transporte, la construcción, los envases y la electricidad impulsarán la demanda y representarán 75% del metal total necesario, amén de los otros diversos sectores industriales que lo demanda.

De acuerdo con Mineral Commodity Summaries 2023 del Servicio Geológico de USA (USGS), la bauxita, alúmina y aluminio primario alcanzaron precios promedio de US\$ 30/t, 550/t y 2.000/t, respectivamente.

Generalmente, se requieren de 2 toneladas de bauxita para producir una tonelada de alúmina y se necesitan 2 toneladas de alúmina para obtener una de aluminio (figura 4). Es decir, que cada tonelada de aluminio requiere al menos de 4 toneladas de bauxita de buena a excelente calidad, baja en sílice y bajas en Fe₂O₃ en lo deseable. Por tanto, se necesitan US\$ 60,00, equivalentes a 2 toneladas de bauxita para producir US\$ 550,00 equivalentes a una tonelada de alúmina y por ello se requieren US\$ 1.100,00 para producir 1 tonelada de aluminio primario, equivalente a US\$ 2.000,00. O sea, con 4 toneladas de bauxita (US\$ 120,00/t) se genera una tonelada de aluminio (US\$ 2.000/t), equivalente a un valor agregado de 1.667%.

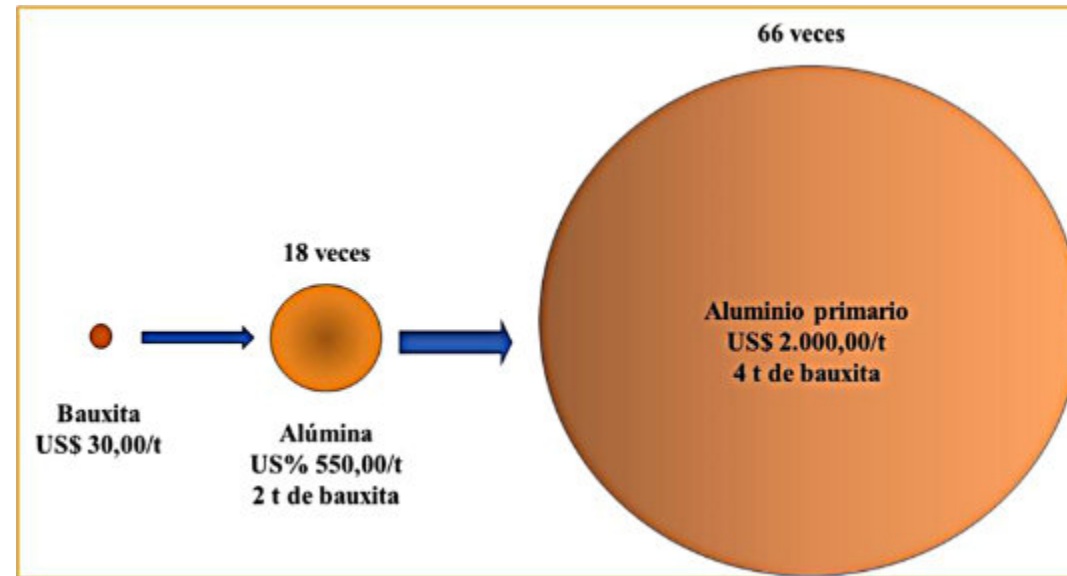


Figura 4. Cadena de valor corregida de la figura de Nandi (2022), donde una tonelada de aluminio adquiere un valor 1.666,667% respecto al valor de 1 t de bauxita. Precios referenciales tomados del USGS, 2023.

Es por ello que no se debe exportar ninguna cantidad de bauxita y de alúmina, solo 20% a 30% de aluminio puro, para mantener un flujo de caja favorable y mantener las operaciones minero-industriales de bauxita-alúmina-aluminio; el resto debe transformarse en Venezuela en productos derivados de demanda nacional e internacional, con mayor valor, empleo y desarrollo agregado, así como ingresos adicionales, al procesar y obtener de los barros rojos residuales de las plantas de alúmina, importantes cantidades de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , REE, Ga, etc., que de lo contrario, esos ingresos se quedarían en los países receptores. Adicionalmente, permite aprovechar sus importantes ventajas comparativas, tales como ubicación de los yacimientos de bauxita a 100 km de las plantas de procesamiento que estarían ubicadas en el eje Caicara del Orinoco-Cabruta, lo que permite reducir importantes costos de transporte, con fuentes cercanas de energía hidroeléctrica y gas, amén del gran potencial de energía solar no aprovechada aún, con lo cual se reduce significativamente la producción de CO_2 y otros contaminantes, a diferencia de lo que ocurre en las industrias de alúmina-aluminio de China, USA e India, entre otros, que aportan entre ellos más del 50% del CO_2 mundial, quemando carbón para mover esa industria.

Los seis países más productores de bauxita son: Australia, con 117.000 Mt en 2022; China, con 90.000 Mt en 2022; Guinea, con 88.000 Mt en 2022; Brasil, con 35.000 Mt en 2022; Indonesia, con 23.000 Mt en 2022; e India, con 22.000 Mt en 2022 (figura 5).

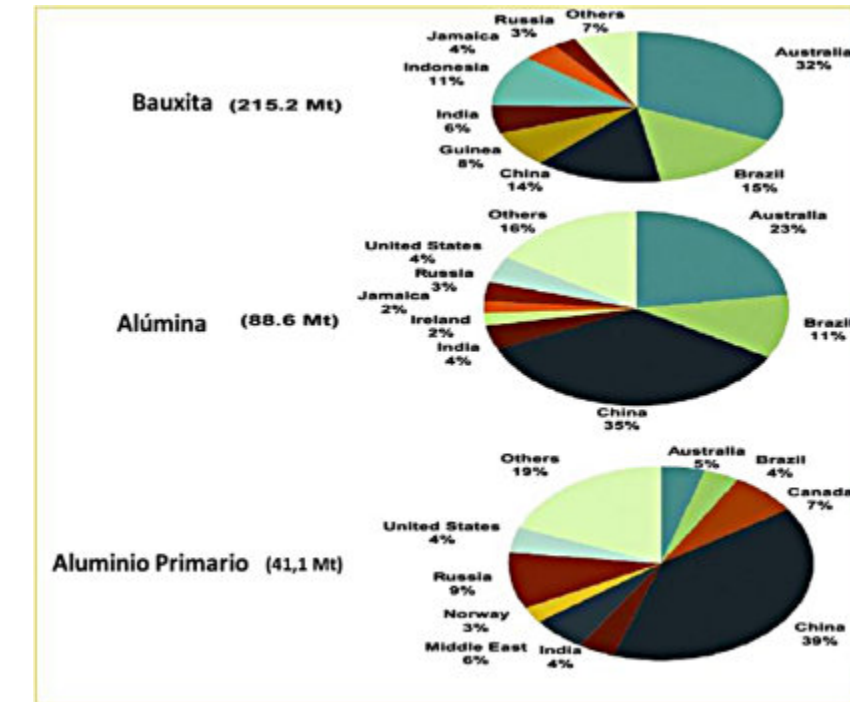


Figura 5. Principales países productores de bauxita, alúmina y aluminio, año 2020.

Las 10 minas más grandes de bauxita del mundo en el año 2020, fueron las siguientes (cuadro 1):

	MINA	LOCALIZACIÓN
1	Weipa	Queensland Australia, operada por Río Tinto, produjo en 2020 35 Mt de bauxitas. Se prevé su cierre hacia el año 2058.
2	Huntly	Australia, operada por Alcoa, producción de 25 Mt en 2020 y se estima el cierre hacia el año 2044.
3	Boddington	Australia occidental, operada por South 32, producción de 18,3 Mt de bauxita en 2020 y se cerrará hacia 2034.
4	Sangaredi	Boke Guinea, operada por el Gobierno de Guinea y produjo en 2020 alrededor de 16,5 Mt de bauxita; su cierre hacia el año 2038.
5	Gove	Territorio NE de Australia, operada por Río Tinto para alrededor de 12,3 Mt de bauxita en 2020. Se espera su cierre hacia el año 2030.
6	Mineração Rio do Norte S.A. MRN	Estado de Pará, Brasil, operada por Vale do Rio Doce, producción de 11,6 Mt año 2020; su cierre hacia el año 2026.
7	Willowdale	Australia oeste, operada por Alcoa, producción de 9,6 Mt de bauxita en el año 2020 y estará abierta hasta el año 2044.
8	Guinea Alúmina	Boke, Guinea, y es operada bajo Emirates Global Aluminium, con una producción de 8,4 Mt en 2020 y se cerrará hacia el año 2038.

Corporation.		
GAC		
9	Boffa	Boffa, Guinea, operada por la República de Guinea, producción 8 Mt de bauxita, año 2020. No se da el año de cierre.
10	Paragominas	Estado de Pará, Brasil, operada por Norsk Hydro, para una producción en 2020 de 7 Mt. Su cierre hacia el año 2041.

Cuadro 1. Las diez minas más grandes de bauxita del mundo (tomado de Mining Technology, 2021).

III.1 AUSTRALIA

Con 6.000 millones de toneladas (6 MMt) de reservas con grandes tenores de Al_2O_3 tipo gibbsita, Australia es el mayor productor mundial de bauxita y produjo 100 Mt en el año 2022 en 6 grandes minas (Bauxite Hills Mine, Boddington, Gove, Huntly, Willowdale y Weipa), que obtuvieron cerca de 20 Mt/año 2022 de alúmina en seis plantas de alúmina (Yarwun en Queensland, Kwinana, Pinjarra, Wagerup y Worsley en el este de Australia) y solo produjeron 2 Mt/año 2022 de aluminio en cuatro plantas de fundición (en Bell Bay, Tasmania, Portland en Victoria, Tomago en New Wales Sur y Boyne en Queensland). Gran parte de la producción de bauxita y alúmina de Australia va para exportación, principalmente a China y Europa (figura 6).

Las bauxitas de Australia son conocidas en su mayoría por altos contenidos de Al_2O_3 (49%-53%), por ser bajas en Fe_2O_3 y contener anatasa y muy bajo y adecuado contenido de sílice reactiva para el proceso Bayer en la obtención de alúmina (figuras 7, 8 y 9).

Las mayores reservas se localizan en Cape York Queensland (3.200 Mt), seguida de Darling Range (2.600 Mt). La bauxita pisolítica es muy abundante en algunos depósitos de bauxita de Australia.

En Wales Sur se han descubierto nuevos depósitos de bauxitas con muy alto tenor de Al_2O_3 de hasta 54%. Por su parte, Darling Range, aunque con bauxitas de bajo contenido de Al_2O_3 (40%) y sílice reactiva baja (1%-2%), son muy beneficiosas y de gran economía en las plantas de alúmina.

Seis grandes minas australianas y sus operadores

1. Bauxite Hills Mine– (Queensland) – Metro Mining Ltd.
2. Boddington (Western Australia) – South 32.
3. Gove (Northern Territory) – Rio Tinto Aluminum.
4. Huntly (Western Australia) – Alcoa.
5. Willowdale (Western Australia) – Alcoa.
6. Weipa (Queensland) – Rio Tinto.

Seis plantas de alúmina: Yarwun en Queensland, Kwinana, Pinjarra, Wagerup y Worsley en oeste Australia. Cuatro grandes plantas de fundición para aluminio en Bell Bay, Tasmania,

Portland en Victoria, Tomago en New Wales Sur y Boyne en Queensland. Adicionalmente, muchas plantas de pequeñas fundiciones de aluminio para producir los derivados de aluminio.

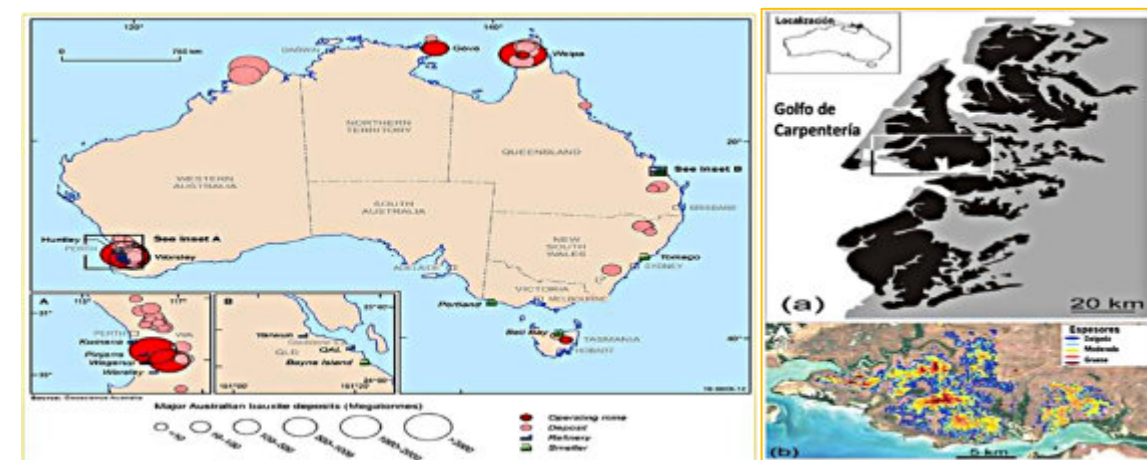


Figura 6. Mapa de Australia que indica las principales localidades de producción de bauxita (tomado de Geosciences Australia, 2020).

Figura 7. Depósito de bauxita de Weipa, Australia: a) En negro, plateau bauxítico de Cape York y b) espesores de la bauxita (tomado de Abzalov y Bowe, 2014).

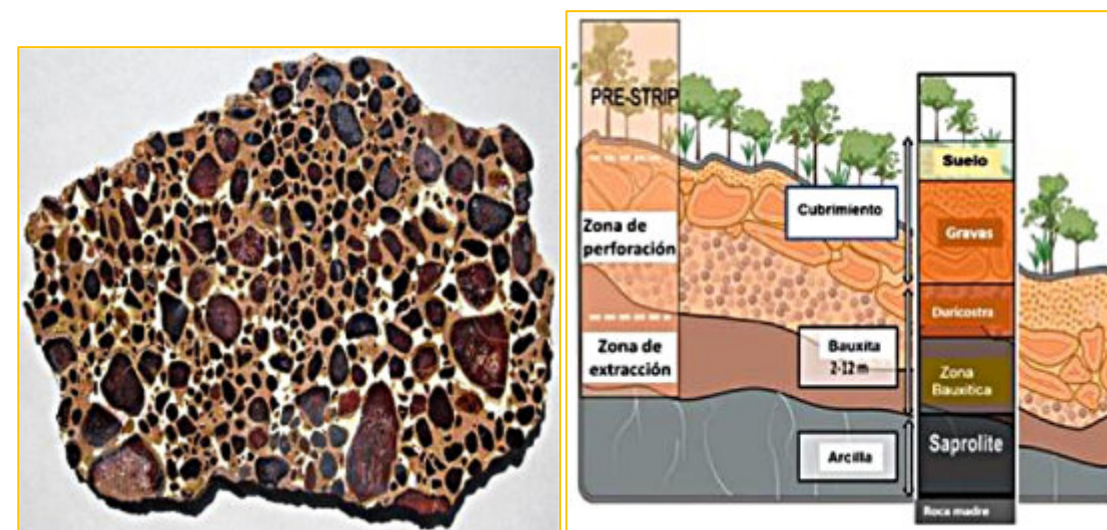


Figura 8. Bauxita pisolítica en la mina Boddington, Australia (Tomado de Wikimedia).

Figura 9. Perfil de lateritas bauxíticas de Darling Range Australia (tomado de Soltangheisi et al., 2023).

III.2 CHINA

China es el segundo productor mundial con 90 Mt/año 2022. La compañía más productora de bauxita es la Aluminium Corporation of China o Chinalco. China tuvo unas reservas de

3.500 Mt de bauxitas y un potencial estimado de 10.000 Mt. Hacia el año 2030 se habrán agotado sus reservas probadas (figura 10).

Las bauxitas en China se localizan mayormente en calizas del Ordovícico y sedimentos clásticos derivados de lavas y tobas del Permo-Carbonífero, en regiones tales como Guangxi, Guihou, Henan y Shanxi. Los más importantes depósitos de bauxita de China son de edad paleozoica y tipo karst, con ricos contenidos además de Al_2O_3 y baja SiO_2 , ricas de metales como Ga, V y Sc.

Las bauxitas de China se clasifican en bauxitas sedimentarias y lateríticas, como derivadas de rocas volcánicas y tobáceas durante el Pérmico Carbonífero y en menor cantidad de rocas calcáreas. Los tipos de bauxitas lateríticas menos abundantes se localizan en las provincias Hainan Guangdong (Liu y otros, 2013).

La meteorización de calizas puras o dolomitas, con 0,15% a 0,25% de Al_2O_3 , como las calizas paleozoicas de China, para producir un perfil laterítico bauxítico de 5 m de espesor, con 50% o más de Al_2O_3 , requieren al menos 1.000 m de espesor de esas calizas, lo cual es muy poco común que ocurra.

Un total de 33 grandes depósitos de bauxitas han sido explotados en China, entre los cuales 6 están en Henan, 4 en Shanxi, 8 en Guixhou, etc. (figura 11). Las bauxitas kársticas chinas contienen alto Al_2O_3 (mayor a 55%), TiO_2 (1,6%-4,2% media 3,0%), baja SiO_2 (1,4%-27,7% promedio de 10,6%), Fe_2O_3 (0,45%-18,7% promedio de 1,9%) y bajas cantidades de álcalis y elementos alcalinos.

La mayor y más grande mina de bauxita es Liakou, seguidas de la mina Ziaoyi-Xingan y la mina Xiaoyi-Shaoy en la provincia Shanxi en el SE de China, originadas en el Permo-Carbonífero.

La formación bauxítica gigante Jiujialu, de edad Carbonífero en Zunyi, Guizhou, se distingue por su gran espesor (110 m) y alternantes ciclos de menas de bauxitas con capas arcillosas calcáreo-alumínicas. Estas características son típicas de depósitos de bauxitas kársticas. El perfil del depósito contiene siete ciclos de bauxitas (figura 12) y cada ciclo se compone de una capa inferior de arcillas silico-calcáreas alumínicas y una capa superior de bauxita miniable, con alto contenido de Al_2O_3 en forma del mineral diáspora y baja sílice SiO_2 . La diáspora es de difícil y costosa conversión en alumina. El método Bayer trabaja bien solo con bauxitas gibbsíticas.

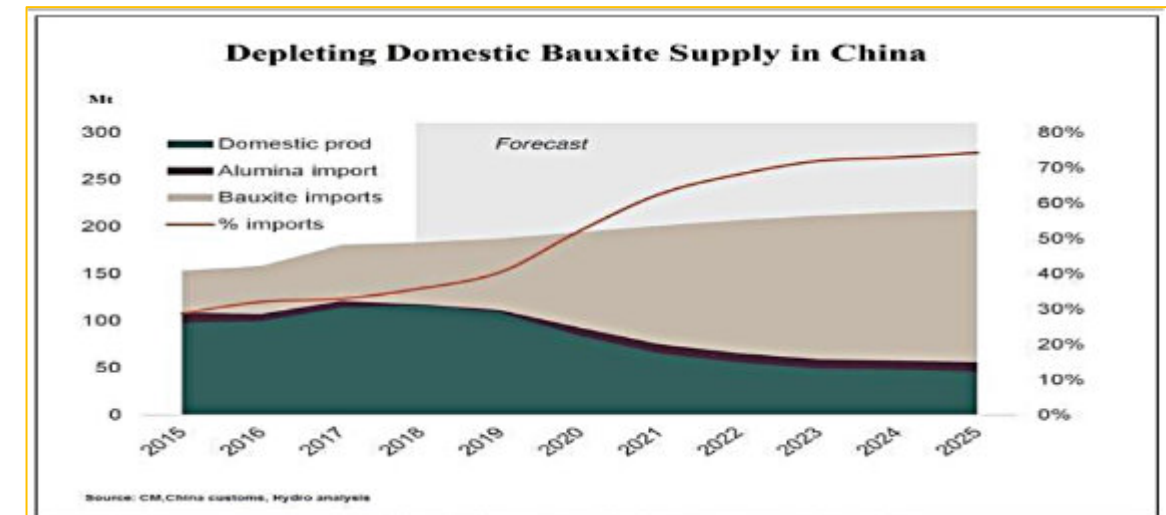


Figura 10. Agotamiento de los depósitos de bauxitas de China hacia 2030 (tomado de Nandi y Bangoura, 2022).

China importa bauxita y alúmina mayormente de Australia y Guinea. Procesa eficientemente sus barros rojos, de los cuales extrae 20% a 30% anual de sus Tierras Raras (REE), siendo el mayor productor mundial, con más de 90%.

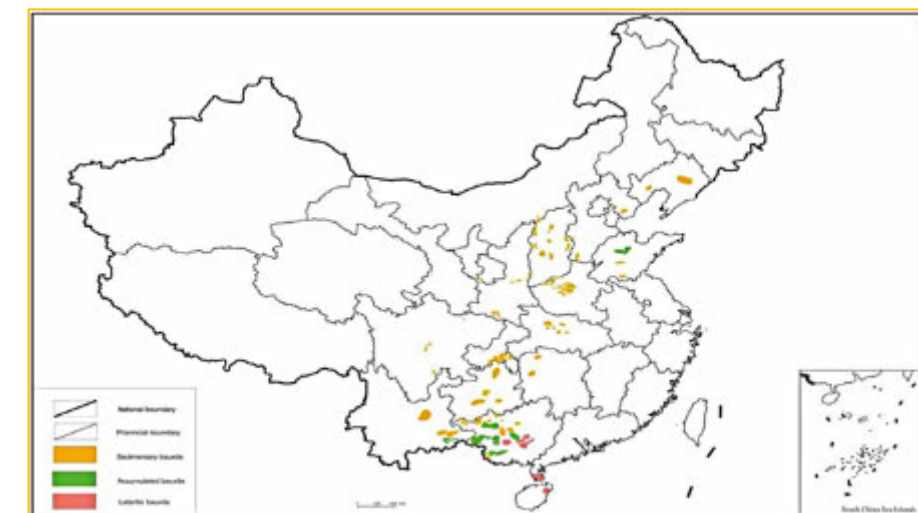


Figura 11. Mapa de China mostrando la localización de los tres tipos de depósitos de bauxitas: lateritas (rosado), sedimentario cárstico (verde) y, la más importante y abundante, sedimentario/tobáceo volcánica en color amarillo (según Sun et al., 2023).

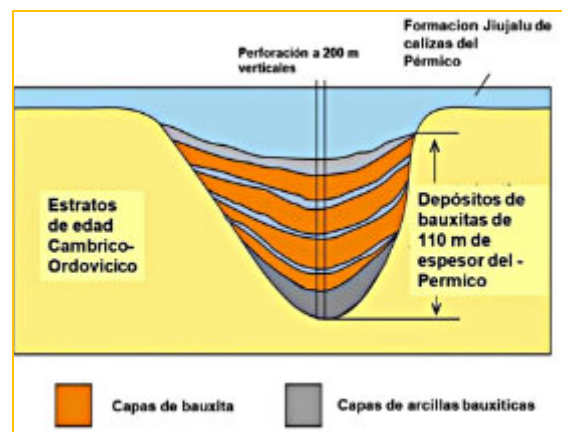


Figura 12 a. Depósitos gigantes de bauxitas al sur de China: multietado evolutivo relacionado con fluctuaciones eustáticas durante el tardío Paleozoico (tomado de Weng et al., 2019).

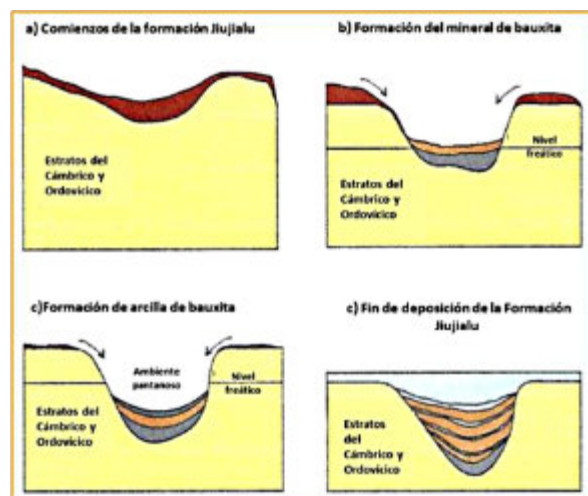


Figura 12 b. Procesos de formación de los depósitos de bauxitas del Permo- Carbonífero del área Zenyl sur de China: a) inicio de la depositación de la formación Jiujiulu, fase ferrífera, b) formación de la laterita bauxítica, c) formación de las arcillas feldespático-silíceas y hundimiento progresivo de la cuenca y d) bauxitización y arcillas feldespáticas formadas repetitivamente a medida que la cuenca se deformaba o hundía por más de 110 m (tomado de Weng et al., 2019).

III.3 GUINEA

Guinea es el tercer productor mundial de bauxita y produjo 88 Mt en el año 2022 y aspira ser el primer productor mundial para el año 2028, con miras a liderar la producción mundial con 100 Mt/a o más, dado que posee 50% de las reservas o recursos mundiales de bauxitas estimadas en 45.000 Mt, con alto tenor de alúmina (46%-48% Al_2O_3), de las cuales 60%, aproximadamente (23.000 Mt), se localiza en la región de Boke, en un área de cerca de 100.000 km^2 (figura 13).

Guinea presenta dos tipos de bauxitas: las bajas en Fe_2O_3 , derivadas de rocas y sedimentos feldespáticos del Devónico, y las bauxitas de altos contenidos de Fe_2O_3 , derivadas de diabasas del Cretácico Superior-Paleoceno al Eoceno. Guinea planifica convertir la mitad de su bauxita producida en alúmina, que en 2022 produjo de 3,3 Mt y 367.000t de aluminio, pero actualmente exporta gran parte de su producción de bauxita y alúmina a China.

El mayor productor de bauxita en Guinea es la mina Sangaredi (figura 14 a), propiedad de la Compañía de las Bauxitas de Guinea (CBG), que está formada por 40% del Gobierno de Guinea y 51% Halco Mining y Rio Tinto Alcan. Esta compañía produjo 14 Mt de bauxita/año 2015. El Consorcio Guinea-China SMB-WAP y Guinea Alumina Corporation S.A. (GAC), propiedad de Emirates Global Aluminium (EGA), son los mayores accionistas en bauxitas

de Guinea y pronto abrirán otra mina que producirá 12.000t/año de bauxita. EGA también ya comenzó su exportación de bauxita a China.

La bauxita de Guinea, mayormente tipo gibbsita, se caracteriza por bajos contenidos de SiO_2 (2,5%, la mitad reactiva), alto Fe_2O_3 (10-20%), moderado contenido en bohemita (1-3%) y Al_2O_3 intermedia (44%-46%). Las plantas de alúmina recuperan 42% de Al_2O_3 . Es importante el bajo contenido de SiO_2 total y que la sílice reactiva esté entre 1,2% a 2%, para que la planta de alúmina recupere el máximo de Al_2O_3 a baja temperatura (145-150°C), con bajos consumos de ácidos, solventes, etc.

Si el contenido de SiO_2 es alto, en especial sílice reactiva, como en Los Pijiguaos, Guayana, Venezuela, se debe tratar a más altas temperaturas (240°C) y más altos costos y más manejos de barros blancos y rojos. Sería importante el evaluar el costo-beneficio de la operación en mina de una planta de trituración, lavado y secado para disminuir SiO_2 y Fe_2O_3 y aumentar Al_2O_3 de 49% a 55%, aproximadamente, y a futuro Chivapure, Cataniapo (su bauxita lavada en mina puede llegar a 59%-60% de Al_2O_3) y otros depósitos, antes de enviarla a las plantas.

Las bauxitas de Guinea se localizan en un área de, aproximadamente, 100.000 km^2 (figura 14a) en más de 1.000 minas, muchas de ellas de moderadas a bajas reservas y corta vida de explotación. Los puertos de embarque de bauxitas en Guinea para exportación están a 200 km de las minas mayores. Contrariamente, las bauxitas de Guayana se localizan en un área alrededor de 30.000 km^2 en solo 5 o 6 minas con grandes reservas (2.500 Mt/a 4.000 Mt o más), para 300 o más años de explotación, a más de 20-40 Mt/a promedio, distantes a 50-90 km del río Orinoco y 200 km de puertos marítimos, con lo cual los costos de traslados, infraestructuras y manejos son mucho más bajos que los de Guinea.

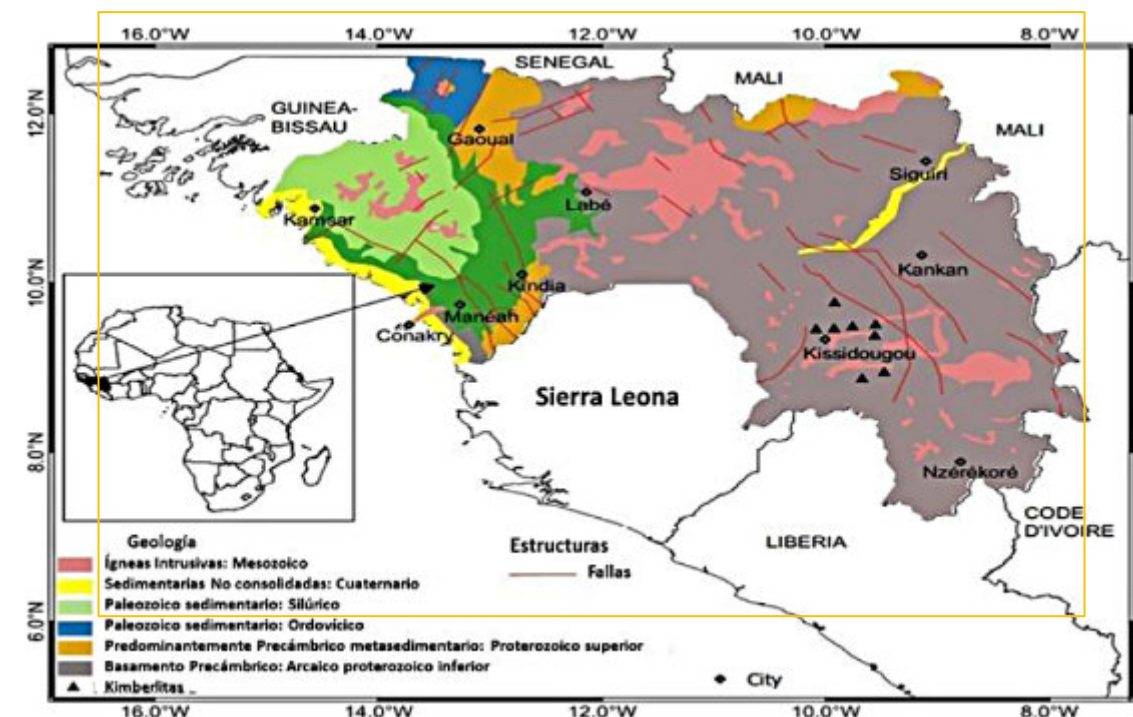


Figura 13. Mapa geológico-tectónico de Guinea (tomado de USGS, 2019).

Adicionalmente, Guinea posee un gran depósito de hierro (Fe) del orden de más de 2.000 M de toneladas, 1.000 t de oro, kimberlitas diamantíferas de alto valor con más de 30.000 M de carates, así como depósitos de níquel, cobre, cobalto, manganeso, aún no estudiados ni explotados.



Figura 14 a. Principales minas de bauxitas de Guinea (tomado de CRU, 2021).



Figura 14 b. Sangaredi Balaya Plateau y los grandes y más importantes depósitos de bauxitas de Guinea (tomado de Zainudeen y Mohammed, 2023).

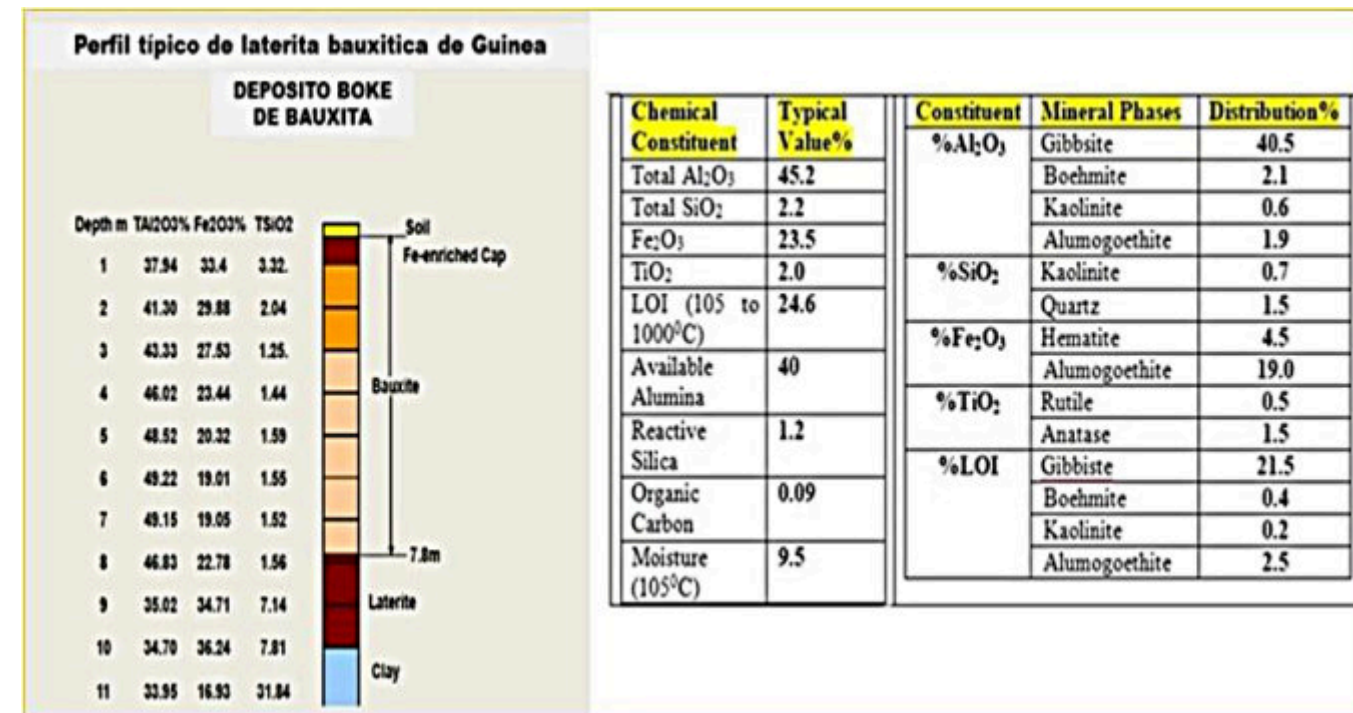


Figura 15. Perfil de lateritas bauxíticas de Guinea (tomado de Nandi y Bangoura, 2022).

Cuadro 2. Composición química y mineralógica de bauxitas de Guinea (tomado de Nandi y Bangoura, 2022).

III.4 BRASIL

Brasil, con unas reservas de 6.000 Mt, es el cuarto productor mundial de bauxitas, con 35 Mt producidas en 2022. El mayor tipo de bauxita de Brasil son las ortobauxitas, que requieren para su formación de climas tropicales lluviosos, una topografía alta tipo plateau, rocas madres porosas/permeables y susceptibles de fácil meteorización, como las arcosas y sedimentos feldespáticos, granitos de grano grueso, etc. En Brasil se reconocen dos períodos de bauxitización: el primer período (Cretácico Superior al Eoceno) y un segundo período lluvioso y cálido en el Mioceno, durante el cual se formaron las ortobauxitas enriquecidas en Fe₂O₃ y Al₂O₃, como en Trombetas y posiblemente Los Pijiguaos, etc., en la Guayana venezolana. En Brasil como en Venezuela no se observan bauxitas pisolíticas como en Australia, India y Guinea, porque no hay metabauxitas, debido a que Brasil y Venezuela no registran la presencia de bohemitita ni diáspora y solo hay gibbsita. Los principales depósitos se localizan en Puerto Trombetas, Paragominas, Juruti y bauxitas en la provincia Carajas. Brasil produjo 10 Mt de alúmina en 2023 y tope de 1,5 Mt en 2013 de aluminio. Gran parte de la alúmina y algo de bauxita es exportada por Brasil hacia USA y Canadá, principalmente.

En Brasil se localizan tres grandes regiones con depósitos de bauxitas:

1. Bauxitas de la región amazónica, derivadas de rocas metasedimentarias y precámbricas (figura 16).
2. Bauxitas de la provincia Central Mantiqueira, derivadas de rocas metamórficas precámbricas.
3. Bauxitas de la región S-SE, derivadas de rocas ígneas alcalinas.

En Brasil las bauxitas se derivan en 97% de rocas sedimentarias feldespáticas clásticas como arcosas, limolitas y lutitas y se localizan en la región amazónica y en la provincia Central Mantiqueira. El restante 3% de las bauxitas, localizadas hacia el S-SE de Brasil, se derivan de granitos, gneises anfibolitas y rocas alcalinas.

Se identifican, en función del contenido de Fe₂O₃ total y su distribución en los perfiles bauxíticos, cuatro tipos de lateritas bauxíticas:

1. **Protobauxitas:** gibbsita y goetita ocurren juntos y son productos originados bajo climas tropicales muy lluviosos.
2. **Ortobauxitas:** son ricos en gibbsita, bajos en hierro y generalmente presentan caolinita al fondo del depósito.
3. **Metabauxitas:** presentan bohemitita y abundan las pisolitas; el hierro se asocia al caolín y forman una ferrocreta (ferricreta) al fondo del depósito.
4. **Criptobauxitas:** el caolín es abundante en el tope y fondo del depósito de lateritas bauxíticas y la capa de bauxitas gibbsíticas se intercala entre las dos capas de caolín.

Las ortobauxitas requieren para su formación una gran actividad de aguas, como las de climas tropicales lluviosos, una topografía alta tipo plateau, una roca madre susceptible de fácil meteorización, como las arcosas y sedimentos feldespáticos, granitos de grano grueso, diabasas, etc., que presenten buena porosidad/permeabilidad. Pareciera, además, que el desarrollo de ortobauxitas necesitan de un control tectónico que procure, aproximadamente, constantes condiciones excelentes de drenaje, sacando los óxidos solubles y dejando los resistatos Fe_2O_3 , TiO_2 y Al_2O_3 con menor SiO_2 . Por el contrario, las criptobauxitas requieren para su derivación poca actividad de las aguas y no siempre un buen drenaje de la subyacente mesa de agua. Las reservas de bauxitas de la región amazónica son del orden de 3.200 Mt y se derivan de sedimentos clásticos feldespáticos que ocurren hacia la zona central y baja de la cuenca del río Amazonas.

Bauxita de Puerto Trombetas (figura 17)

Trombetas fue descubierto en 1950 y puesto en operaciones mineras en 1979. La laterita bauxítica, derivada de arcosas, conglomerados y arcillitas feldespáticas del Cretácico Superior, ocurre en varios plateau, cubriendo un área de más de 2.200 km². Puerto Trombetas representa un depósito de ortobauxitas que contienen 5 capas u horizontes, que de tope a base son: una capa superior de caolinita, seguida hacia abajo de bauxita nodular, luego pasa a una capa de bauxita ferruginosa, sigue capa de laterita ferruginosa y capa de caolín al fondo del depósito.

Depósitos de bauxita de Paragominas

Las bauxitas de Paragominas se localizan en el N-NW de la cuenca del río Parnaíba entre el Cratón Amazónico y el cinturón tectónico Araguaia. Las bauxitas se derivaron de sedimentos feldespáticos del Cretáceo Superior y las bauxitas se formaron durante el Eoceno-Oligoceno, similar al tiempo de formación de bauxitas en Venezuela, Guyana, Surinam y Guayana Francesa. Los depósitos más importantes como Jabuti, Futuro, Miltonia, Gurupi y Camoai, se localizan entre los ríos Capin y Gurupi, al NE del estado de Pará. Las reservas de Paragominas se estiman en 2.500 Mt de bauxitas de alto tenor de Al_2O_3 . El perfil laterítico, generalmente, muestra una capa de caolinita superior y una capa de bauxita gibbsíticas hacia el fondo del depósito.

Bauxita de Juruti

La bauxita de Juruti se localiza en Amazonia Central, al sur de río Amazonas y se caracteriza por presentar en su perfil laterítico, seis horizontes que, de tope a base, son: comienza con una capa de caolinita de espesor variable, seguido de bauxita gibbsíticas ferruginosa nodular, una duricostra ferrífera alumínica, bauxita friable o terrosa, y al fondo otra capa de caolinita muy cuarcífera.

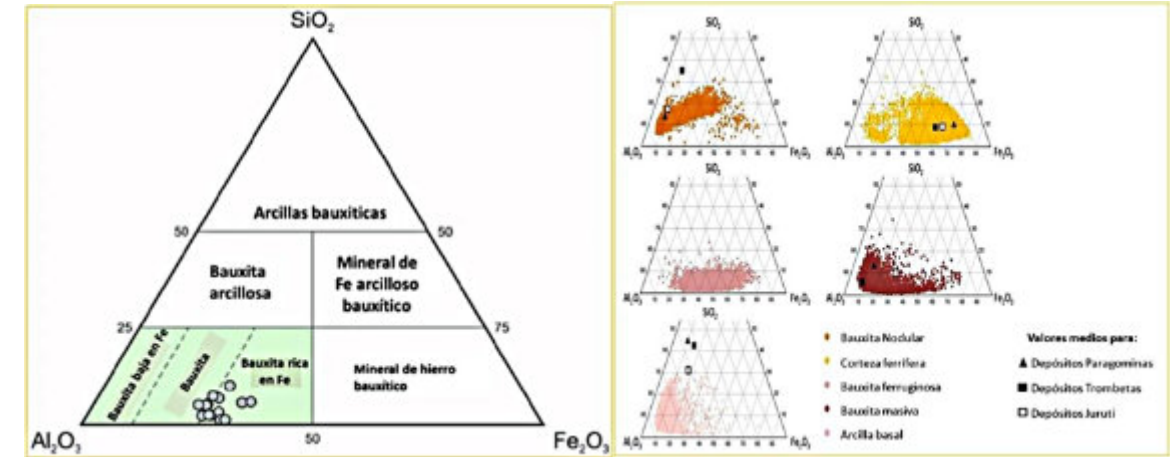


Figura 16. Clasificación química de los tipos de bauxitas en el triángulo SiO_2 - Al_2O_3 - FeO total (modificado de Bardossi, 1998).

Figura 17. Diagramas ternarios SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3 de las unidades lateríticas y bauxitas de los depósitos de Trombetas, Paragominas y Juri (Oliveira et al., 2016).

Bauxita del Cuadrilátero Ferrífero

Las bauxitas del Cuadrilátero Ferrífero se agrupan en cuatro tipos, que se derivaron de rocas metasedimentarias feldespáticas, excepto el tipo IV, que se derivó de rocas sedimentarias sin metamorfismo:

Tipo I: bauxitas de altos plateau con 47% Al_2O_3 , baja sílice (1,5% SiO_2) y alto contenido de hierro (22% Fe_2O_3 total).

Tipo II: bauxitas en colinas altas con baja a moderada Al_2O_3 (43%), baja sílice (2% SiO_2) y muy alto hierro (2,9% Fe_2O_3).

Tipo III: bauxitas formadas en depresiones con muy baja alúmina (16% Al_2O_3), muy baja sílice (1,2% SiO_2) y bajo hierro (5% Fe_2O_3 total).

Tipo IV: bauxitas de bajos plateau con 46% Al_2O_3 , moderada sílice (5%-7% SiO_2) y alto hierro (23% Fe_2O_3 total).

Después del erosivo y seco Eoceno, durante el húmedo Mioceno al Plioceno, ocurrió una intensa bauxitización de las filitas feldespáticas, en particular en colinas altas (1.640 m), originándose las bauxitas tipo II del Cuadrilátero Ferrífero de Brasil.

III.5 INDONESIA

Indonesia, con 12.000 Mt estimados de reservas, ha decrecido su producción anual de bauxitas de 57 Mt durante 2013 a 29 Mt en el año 2022, quedando como quinto productor mundial de bauxitas. Indonesia produjo 13,6 Mt en 2021 de alúmina y 220.600 toneladas en 2021 de aluminio. La bauxita en Indonesia, país muy rico en recursos minerales (figura 18),

se encuentra en suelos de áreas tropicales a subtropicales, que incluyen a las islas Riau, Kota Pinamg Norte de Sumatra, oeste y parte del centro de Kilamantan, SW de Sulawesi, isla Sumba y Halmahera.

Las rocas madre, de las cuales por meteorización tropical lluviosa se originaron las bauxitas de Indonesia, son granodioritas, pórfidos de cuarzo dioritas, granitos, pórfidos de andesitas y pórfidos de basaltos (cuadro 3). Las bauxitas derivadas de granodioritas son de grado medio en Al_2O_3 ; las bauxitas derivadas de pórfidos de cuarzo dioritas son de alto grado en Al_2O_3 y las bauxitas derivadas de pórfidos de basaltos son las de más alto grado de Al_2O_3 en Indonesia. Los perfiles de las minas abiertas muestran cuatro zonas de arriba a abajo: suelo nivel A orgánico, suelo laterítico o latosol, zona bauxítica y zona arcillosa (caolín). Actualmente operan cerca de 49 compañías mineras en Kalimantan y 32 compañías en las islas Riau, para una producción de 23 Mt de bauxitas en el año 2022.

Por trituración en tambor y lavado de bauxitas de bajo tenor de Kalimantan, Indonesia, con grado original de 34,64% de Al_2O_3 y 5,20% de sílice reactiva, se obtuvo un enriquecimiento de la bauxita de 45,5 % de Al_2O_3 y una disminución de la SiO_2 reactiva de 3,27%. Para bauxitas de alto tenor con 47,30% de Al_2O_3 y 5,70% SiO_2 reactiva, se obtuvo un enriquecimiento de bauxitas en minas así tratadas de 55,50% de Al_2O_3 y disminución de 0,47% de SiO_2 reactiva, para un incremento promedio de toda la producción del 6,63% Al_2O_3 y una disminución de SiO_2 reactiva del 2,87%, resultando una bauxita lavada enriquecida óptima muy apta para obtener alúmina, a más bajo costo, por el proceso Bayer (Stefanus et al., 2014). Si esto se aplica en Los Pijiguaos y a los otros depósitos de bauxitas de Guayana, se aumentaría la alúmina de 5% a 10%; se bajarían el Fe_2O_3 y el SiO_2 , y las reservas bajando el *cut off* se incrementarían 20% a 30% más y las plantas de alúmina ahorrarían energía, ácidos, etc.

Los barros rojos (BR), derivados de las plantas de alúmina que tratan bauxitas gibbsíticas de Tayan y de otras regiones de Indonesia, se componen de minerales, tales como hematita, goethita, gibbsita, carbonatos, cuarzo, calcita y corindón, y químicamente de Fe_2O_3 , Al_2O_3 , SiO_2 , Na_2O , CaO , TiO_2 , K_2O y MgO (figura 19 y cuadros 4a, b, c y d), teniendo menos contenido de CaO , TiO_2 y Fe_2O_3 que otros lodos rojos de bauxitas tratadas por el método Bayer de otros países.

Los barros rojos contienen, en general, importantes contenidos de REE, Fe_2O_3 , TiO_2 , metales base (Cr, Ba, Cu, Zn, Ag, As, Hg, Se, Pb y Cd) y a veces óxidos radiactivos (U238, Pb210, Ra228, Th230, Th234 y K40) y TiO_2 se encuentran en los lodos rojos en ilmenita y titanita. Los barros rojos representan un buen potencial para producir tierras raras y en particular Ga, Ce, Sc, Pr, G, d, Tb, Y, Sm, etc., porque esos barros salidos de las plantas de alúmina que procesan bauxitas, en particular de altos contenidos de Al_2O_3 o gibbsíticas, contienen una concentración mayor, hasta el doble y más, de REE que la concentración original en la

bauxita, con un promedio de 1.000 ppm de REEs. El Galium (Ga) se concentra en bauxitas (8-150 ppm o más, promedio de 57 ppm) y luego se concentra más aún en los barros rojos derivadas de la metalurgia de estas.

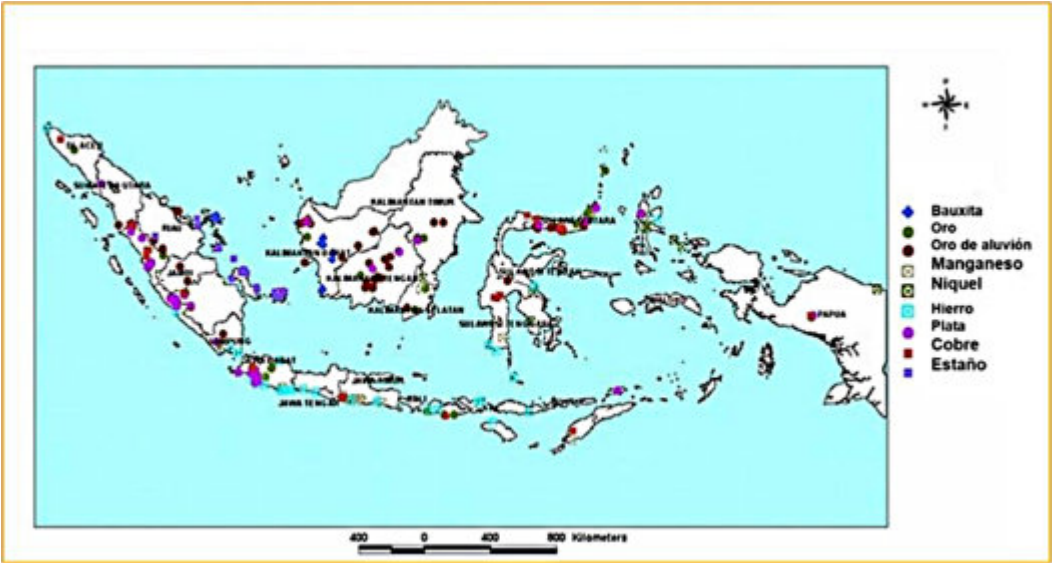


Figura 18. Mapa de localización de los recursos minerales de Indonesia (tomado de MEMR. Información recopilada de Sugeng Mujiyanto, 2009).

Roca Precursora	Tipo de nivel	Concentración de metales		
		Ga (ppm)	Sc (ppm)	Nb (ppm)
Dioritas	Latosol	18	27.3	11.3
	Bauxite	12.9 – 39.4	13.7 – 42	1.2 – 3.5
	Saprolite	17.7 – 19.1	36.1 – 44.3	5.3 – 6.6
	Parent rock	21.7	28	1.5
	Bauxite residue	13.9 – 17.9	26.3 – 30.5	11.1 – 13.7
Microdioritas	Latosol	22.8 – 29.8	35 – 52.9	4.7 – 8.4
	Bauxite	24.2 – 42.1	28.3 – 50.9	0.7 – 4.4
	Saprolite	18.4 – 22	30.2 – 46.6	2.1 – 5.5
	Parent rock	23.2 – 24.8	44	2.5
	Bauxite residue	18.7 – 20.7	39.9 – 55.4	5.1 – 8.8
Granodiorita	Latosol	20 – 21.4	15.2 – 15.9	6.5 – 9.5
	Bauxite	17.5 – 39	15 – 19.6	1.6 – 9.3
	Saprolite	20.8	17.1	8
	Parent rock	20.6	9	0.3
	Bauxite residue	17.5 – 24.5	15 – 22.2	4.4 – 8.2
Granito biotítico	Bauxite	50.10	19	7.9
	Saprolite	46.2	18.3	73.2

Cuadro 3. Abundancia de metales críticos y estratégicos, Ga, Sc en diorita, microdiorita, granodiorita y granito biotítico en sus zonas meteorizadas (latosol, bauxita, saprolita, roca madre y barros rojos de la alúmina), (tomado de Dita et al., 2021).

En general, los BR son considerados materiales altamente contaminantes. Parte de su riesgo contaminante y peligros (si tienen Cr, U, etc.), pueden ser atenuados con la fácil extracción

del hierro de los mismos en forma de hematita/magnetita, de TiO₂, y de la extracción de REE, de metales base, si superan un contenido mayor de 100 ppm y de los óxidos radiactivos si estuviesen presentes.

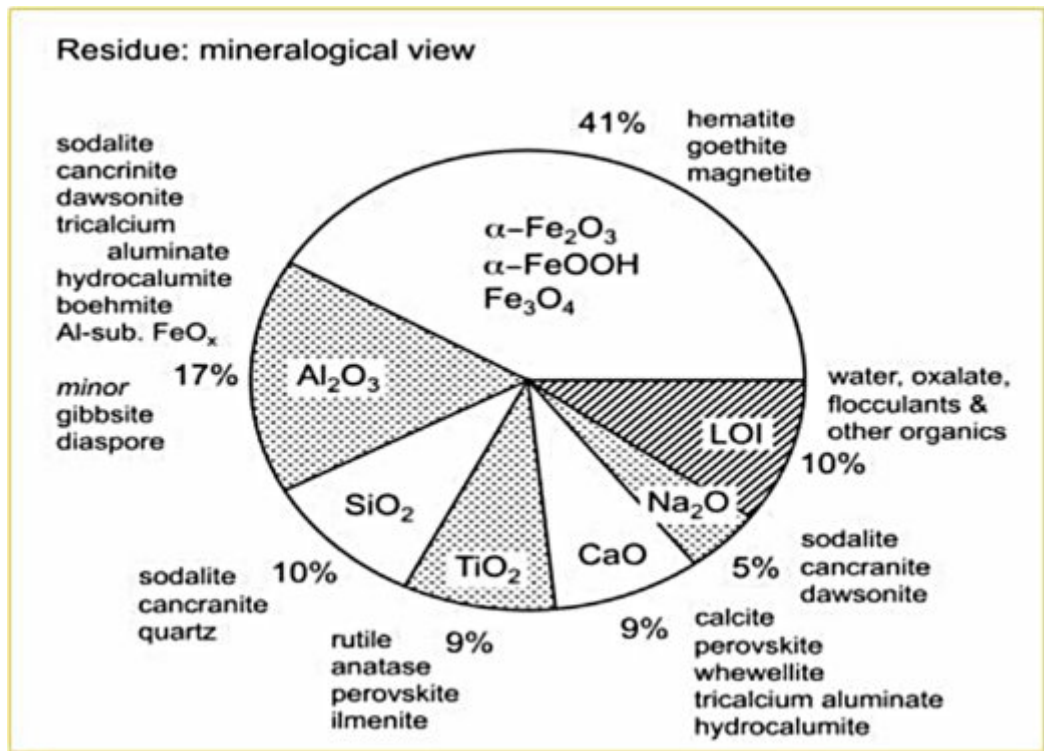


Figura 19. Composición química y mineralógica de barros rojos, derivados de plantas de alúmina de Indonesia (tomado de Klauwer et al., 2011).

No	Parameter in %wt	Sample RMA-1	Sample RMA-2
1.	Hematite, aluminian (FeO. 86 Al ₂ 14 O ₂)	20.4	21.1
2.	Goethite, aluminian FeO. 83Al ₂ 17O(OH)	15.3	19.2
3.	Gibbsite Al ₂ O ₃ 3H ₂ O	14.1	12.9
4.	Carbonate-nosean Na ₄ Al ₃ (CO ₃) ₂ O ₂₈	13.25	13.2
5.	Quartz SiO ₂	13.5	5.5
6.	Calcite CaCO ₃	12.85	6.2
7.	Corundum Al ₂ O ₃	2.2	12.5
8.	Magnetite Fe ₃ O ₄	3.15	3.3
9.	Ilmenite FeTiO ₃	3.15	3.6
10.	Titanite CaTiSiO ₅	2.15	2.5

Cuadro 4a. Composición mineralógica de un barro rojo procedente de Tayan, Kalimantan, Indonesia (tomado de Damayantiy Khareunissa, 2017).

No	Parameter in percentage	Wet Analysis	
		Sample RMA-1	Sample RMA-2
1.	Fe Total	-	27.80
2.	FeO	1.08	1.12
3.	Fe ₂ O ₃	28.6	38.50
4.	Al ₂ O ₃	23.3	19.22
5.	SiO ₂	16.88	14.70
6.	Na ₂ O	6.78	7.54
7.	CaO	5.43	2.61
8.	TiO ₂	1.96	2.52
9.	K ₂ O	0.12	0.30
10.	MgO	0.24	0.37
11.	LOI	15.12	12.36
12.	H ₂ O	24	1.50

Cuadro 4b. Composición química de un barro rojo procedente de planta de alúmina de Tayan, oeste Kalimantan, Indonesia (tomado de Damayanti y Khareunissa, 2017).

No	Parameters	Concentrations of (mg/kg)		TCLP (mg/kg)		Max. US EPA	Methods
		RMA-1	RMA-2	RMA-1	RMA-2		
1.	Cr	36.6	42.4	< 0.048	< 0.048	5	AAS
2.	Ba	30.6	185	0.17	0.61	1	AAS
3.	Cu	24.1	32.57	< 0.027	< 0.027	10	AAS
4.	Zn	25.4	62.4	< 0.01	< 0.01	50	AAS
5.	Ag	4.14	nd	0.017	0.009	5	AAS
6.	As	3.76	0.92	nd	nd	5	MP
7.	Hg	2.34	0.04	0.001	< 0.001	0.2	MA
8.	Se	2.32	0.45	nd	nd		MP
9.	Pb	< 0.038	nd	< 0.038	< 0.038	5	AAS
10.	Cd	< 0.006	nd	< 0.006	< 0.006	1	AAS

Cuadro 4c. Contenido de metales del barro rojo de Tayan (tomado de Damayanti y Khareunissa, 2017).

No	Parameter in ppm	Sample RMA-1	Sample RMA-2
1.	Ca	114.00	104.00
2.	Co	62.30	94.86
3.	Si	46.08	33.73
4.	Pr	38.05	12.74
5.	Gd	32.91	25.58
6.	Tb	11.16	9.54
7.	Lu	7.34	5.53
8.	La	6.08	5.74
9.	Sm	5.56	3.52
10.	Nd	5.08	3.27
11.	Y	3.33	2.46
12.	Yb	3.99	3.01
13.	Eu	1.92	1.35
14.	Ho	0.00	0.00
15.	Tm	0.00	0.00
16.	Ta	23.04	0.00
17.	Dy	0.31	0.19

Cuadro 4d. Concentración de tierras raras del barro rojo de Tayan (tomado de Damayantiy Khareunissa, 2017).

III.6 INDIA

India, con unas reservas de 3.000 Mt, es el sexto país productor de bauxitas, con 22 Mt en 2022.

India registra dos tipos de depósitos de bauxitas: las de alto contenido de Al₂O₃ en plateau sobre basaltos del Deccan y sobre basamento Arqueozóicas charnockítico como en las regiones del este de Ghat, oeste de Ghat, India central y Gujarat, y bauxitas de bajo tenor en Al₂O₃, que aparecen en cuñas inclinadas de poco espesor.

En la figura 20 se presenta la ubicación de depósitos de bauxitas, altos en Fe₂O₃, localizados en la parte este de India, derivados de diabasas y basaltos del Deccan (figuras 21a y b).

En India oriental las bauxitas tienen muy altos contenidos en hierro, por derivarse de lavas basálticas y diabasas del Deccan.

En India las mayores producciones de bauxita provienen de Orissa, India occidental o Ghats, donde se localizan dos grandes minas de bauxita, la más grande en Panchapatmali y la otra en Gandhamardan. La producción de alúmina fue de 6,97 Mt año 2021 y 1.710 t año 2023 de aluminio. La región de Orissa produce 50% de las bauxitas de India que contienen alto tenor de Al₂O₃ y son bauxitas gibbsíticas (figura 22).

El Ghats este contiene bauxitas con gibbsita. En India central las bauxitas contienen una mezcla de gibbsita con bohemita y producen las bauxitas pisolíticas.

La mayoría de las bauxitas se localizan en Ghats este, en plateau altos (900-1.400 msnm) y se derivaron de rocas Arqueozóicas charnockíticas y relacionadas. En particular, el área de Gujarat a 950-1.400 msnm, contiene las bauxitas de 1 a 3 m de espesor de más altos tenores de India. Estas bauxitas yacen sobre Arqueozóicas charnockitas. Las charnockitas localmente se laterizan como bauxitas de muy baja calidad y volumen.

Entre los depósitos de bauxitas productores se citan los situados en Kathikal, Bapimali Hills, Pottangi, Manjimali, Passenmali, Chandragiri, Kunnumali y Kodingandi, áreas de Kalahandi y distritos de Koraput.

India procesa sus barros rojos para obtener REE, 77%. Los mismos son de grano muy fino de 45 mm o menos y contienen cerca de 430 ppm de REE, que están enriquecidos en los LREE sobre los HREE con los mayores contenidos de La, Ce, Nd y Sc. También, zircón y monacita se recuperan de esos barros rojos.



Figura 20. Mapa de localización de depósitos de bauxita y plantas de alumina en India (tomado de Aluminium Industry Trend & Analysis).



Figura 21a. Basaltos toleíticos plataformales del Deccan relacionados con gigantesca pluma de calor hace 69 Ma a 64 Ma (tomado de Ghosh et al., 2017).

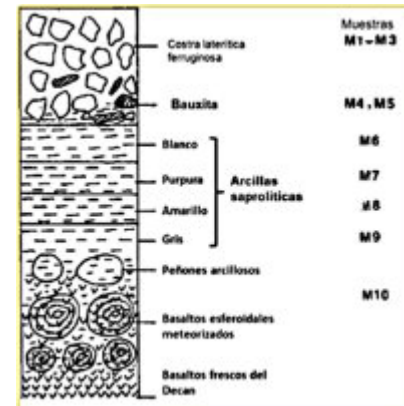


Figura 21b. Representación esquemática de perfil de laterita bauxítica en Matanumad sobre lavas basálticas del Deccan, India (tomado de Chitale y Guven, 1987).

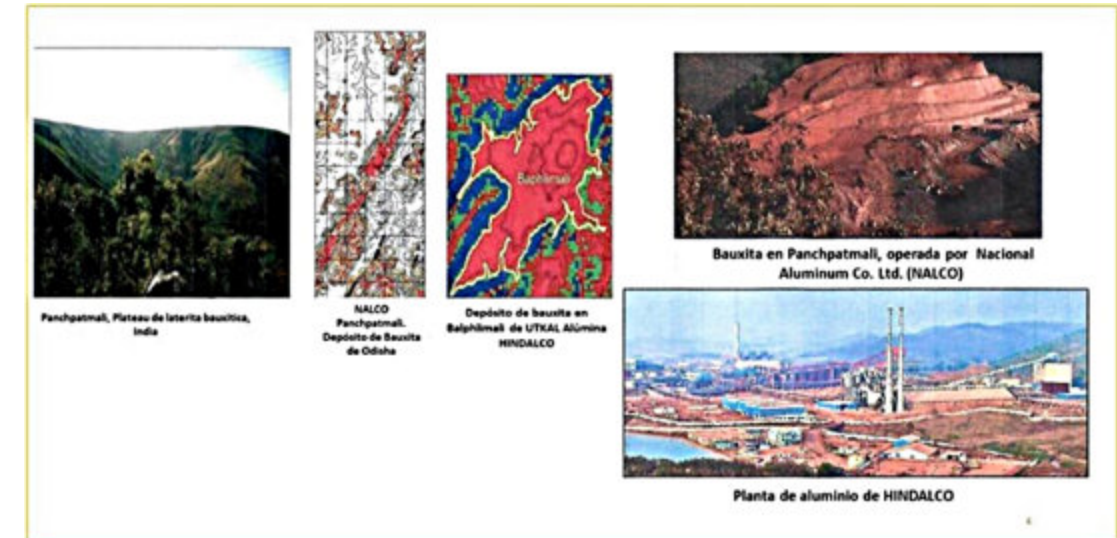


Figura 22. Principales minas de bauxita del este de Ghats, India, y la planta de alumina de Hindalco (tomado de Nandi, 2022).

IV. BAUXITA-ALÚMINA-ALUMINIO: AMBIENTE Y SOSTENIBILIDAD

El proceso para la obtención del aluminio consta de diversas fases, las cuales se inician con el minado de la bauxita, que se extrae a cielo abierto, para ser transportada a la planta de procesamiento y producir la alumina.

En la planta de alumina la bauxita se somete a un proceso de refinación para obtener alumina. Este proceso implica trituración, molienda y lavado del mineral. Luego, se calienta a alta presión en una autoclave para disolver el óxido de aluminio de la bauxita y obtener alumina. La alumina se separa de otras impurezas presentes en la pulpa, utilizando ácido sulfúrico. Producto del proceso de refinación de bauxita, se obtiene un material residual denominado los barros rojos, caracterizados por ser alcalinos (pH entre 11 y 13), a consecuencia de la gran cantidad de soda cáustica utilizada en el tratamiento de la bauxita en las plantas de alumina. Por cada tonelada de alumina producida se produce un promedio de 1,2 t (rango de 0,55 t a 2,20 t) de barros rojos. Los barros rojos, antes de ser vertidos en la laguna de desechos, son lavados con una corriente continua de decantación (CCD) y se recupera la mayor cantidad posible de soda cáustica originada en el proceso Bayer y es devuelta a la planta de alumina. Los barros rojos deben ser relavados varias veces y finalmente son secados y filtrados, y el remanente que quedó del barro rojo se deposita finalmente en la laguna de desechos o de barros rojos. Durante todos estos procesos de tiramiento y manejos de barros rojos, deben seguirse los respectivos protocolos y normas de seguridad ambientales y de prevención de derrames hacia comunidades cercanas. Estos barros rojos son entonces tratados para recuperar gran parte de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , SiO_2 y TiO_2 contenidos en ellos y, luego, los componentes menores como Tierras Raras, Galium, circonio y otros. El remanente estéril

que quedó de barro rojos se pasa a una segunda laguna de desechos finales. Cuando esa laguna se colma, se recupera el área y es repoblada de especies vegetales autóctonas de la región o ecosistema local.

Las bauxitas contienen REE en promedio mundial entre 161 ppm a más de 4.000 ppm. Las bauxitas kársticas como las de República Dominicana tienen entre 3.000 ppm y 28.000 ppm REE.

La producción anual mundial de BR es cercana a los 4 billones de toneladas. La pronta reducción de este peligroso material es altamente crítica y si por ello se obtiene subproductos valiosos como REE, Ga, Al_2O_3 , ácidos reutilizables en el proceso Bayer, etc., resulta además un negocio lucrativo, adhiriendo a bajar la competitividad y dependencia casi exclusiva de China como primer productor de REE con más del 90% del total anual mundial.

Los REE contienen un grupo de 17 elementos (cerium, praseodymium, neodymium, promethium, samarium, europium, gadolinium, terbium, dysprosium, holmium, erbium, thulium, y terbium, lutetium, and the eponymous lanthanum) y también dos elementos como scandium e yttrium son referidos como tierras raras, elementos críticos necesarios en las industrias modernas médicas, militares e industrias verdes o energías renovables. Sus usos principales son como imanes, catalizadores, pultruras y aleaciones, en particular sus usos en la construcción de vehículos eléctricos, turbinas, electrónica etc.

Para la obtención de aluminio líquido la alúmina se funde en hornos a temperaturas superiores a $2.000^{\circ}C$, la cual es sometida mediante procesos electrolíticos. El aluminio líquido se vierte en moldes y se deja enfriar y solidificar. Luego, se corta y se moldea para obtener la forma deseada. El aluminio así obtenido se somete a tratamientos térmicos para mejorar sus propiedades y se le da un acabado superficial (pulido, anodizado, pintado, etc.). Como ya se mencionó antes, la producción mundial de aluminio alcanza los 65 millones de toneladas anuales, siendo China el mayor productor con 39 millones de toneladas durante el año 2023, lo que representa por sí solo cerca de 60% de la producción global, seguida de India y Rusia con 3,9 y 3,7 millones de toneladas, respectivamente. Durante la producción de aluminio, específicamente en la fase de transformación de la alúmina al aluminio, se generan gases como el dióxido de nitrógeno (NO_2), dióxido de azufre (SO_2), perfluorocarbonos (PFC), CO_2 , etc. con efectos importantes en la salud y el medio ambiente, estrechamente relacionados con la formación de *smog* y lluvia ácida.

La producción anual de bauxita-alúmina-aluminio es responsable por las emisiones de 2% anual de CO_2 a la atmósfera. De ese 2%, 80%, o sea, 1,6%, es directamente debido a la producción de aluminio y solo 1% a la minería de bauxitas, o sea, 0,02% del mundial, siendo 16%, es decir, 0,32% del mundial, ocasionado por la producción de alúmina.

En la producción de alúmina y aluminio las emisiones de CO_2 podrían bajar significativamente si se utilizaran energías hidroeléctricas y de centrales nucleares. En particular, China en la producción de aluminio utiliza 58% de la energía provista por la quema de carbón, siendo el mayor responsable mundial del calentamiento y contaminación por CO_2 . Siguen luego, en el uso de carbón en la producción de aluminio, India con 44% por carbón y 25% por petróleo. USA es el segundo país más contaminante por emisiones de CO_2 a la atmósfera, debido a su gran desarrollo industrial y el uso de energías fósiles como gasoil.

La producción de aluminio origina emisiones de CO_2 , como se indica:

1. Directamente en emisiones de CO_2 , que se origina durante la electrólisis, en el combustible utilizado en la producción de alúmina y oxidación de los ánodos de carbón.
2. Indirectamente las emisiones de CO_2 , originadas por el consumo de electricidad utilizada en los procesos de fusión de aluminio.
3. En la producción de aluminio también se originan perfluorocarbonos (PFCs), muy potente gas de efectos altos de *greenhouse* o calentamiento global, cuando ocurre en los procesos del ánodo de carbón.

Aun cuando la producción mundial de aluminio en 2022 creció 3,9%, pasando de 104,1 millones de toneladas a 108,2 millones de toneladas, las emisiones de gases de efecto invernadero disminuyeron ligeramente de 1,13 gigatoneladas de CO_{2eq} a 1,11 gigatoneladas de CO_{2eq} . Este desacoplamiento de las emisiones de GEI y la producción de aluminio, hizo que la cantidad media de emisiones procedentes de la producción de una tonelada de aluminio primario en 2022, disminuyera 4,4%, pasando de 15,8 toneladas de CO_{2eq} por tonelada a 15,1 toneladas de CO_{2eq} por tonelada.



Figura 23a. Ciclo de vida del aluminio (tomado de Crystel, soluciones de vidrio y aluminio, 2022).



Figura 23b. El secreto de la sostenibilidad del aluminio es su ciclo de vida redondo (tomado de Economía Circular <http://OW.LY/X252301VLIK>, 2022).

El Foro de Economía Circular de América Latina 2022 indica que los modelos lineales tradicionales están expuestos a fluctuaciones de precios, acceso a materias primas y contribuyen a la degradación del medio ambiente, afectando servicios ecosistémicos esenciales para el desarrollo. El modelo circular, por el contrario, es restaurativo y regenerativo por diseño, y tiene como objetivo mantener los productos, componentes y materiales en su mayor utilidad y valor en todo momento, mediante el retorno de los materiales al ciclo de producción, lo que permite reducir la cantidad de materia prima que se extrae de la naturaleza y, por ende, disminuir los residuos a lo largo de la cadena. La circularidad del aluminio (figuras 23a y 23b) se ve favorecida por los siguientes factores:

- La continuidad del ciclo de vida del aluminio es infinita.
- El aluminio puede ser reciclado una y otra vez sin perder sus propiedades originales.
- El reciclaje del aluminio solo requiere de 5% de la energía empleada en su producción a partir de la bauxita.
- Los productos de aluminio pueden ser rediseñados, repensados, reparados, renovados, remanufacturados, reusados y reciclados, lo cual es consistente con una economía circular.
- La continuidad del ciclo de vida del aluminio contribuye significativamente a reducir las emisiones de gases de efecto invernadero.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Las bauxitas de Guayana, que suman 10.000 Mt de recursos verificados y otras 10.000 Mt de recursos estimados, son tan buenas en calidad (49,5%-53% Al_2O_3), como las de Brasil y pueden fácilmente desplazar en calidad, reservas y extracción a China, Indonesia, India, como grandes productores mundiales en un lapso de tiempo aproximado de 10-20 años, con una relación estéril/mineral 100% y a muy bajos costos exploratorios, de extracción y procesamiento mineral en minas, que los costos de los depósitos de Guinea, Brasil, Indonesia e India. Solo Australia nos iguala y supera en estos tópicos.

En los seis países con mayor producción de bauxitas se localizan, en general, de 1 m a varios m de cubierta de suelos por encima de la capa o zona bauxítica. En cambio, en Guayana las bauxitas casi no tienen cobertura (menos de 50 cm a 0 cm). En esos países los depósitos se extinguen en menos de 50 años por sus relativas bajas reservas individuales. En Guayana, la mayoría de los depósitos de bauxita contienen de 2.500 Mt a 4.000 Mt, a ser explotados por 300 o más años, a razón de 20.000 t a 40.000 t/año, con lo cual los gastos de infraestructura y mudanzas de minas son los más bajos y competitivos. Además, Guayana posee grandes represas hidroeléctricas cercanas a Caicara del Orinoco y zonas de producción de energía fósil (gas y petróleo), por lo que toda la producción de bauxita puede y debe ser convertida en alúmina y aluminio primario en el país y también recuperar importantes cantidades de REE, Ga, Fe_2O_3 , Al_2O_3 , TiO_2 , etc. de sus barros rojos mineralizados.

Si se aplican técnicas adecuadas de trituración, lavado y secado de la bauxita en minas se aumentaría el contenido de alúmina en 5% a 10% y se bajarían los contenidos de Fe_2O_3 y SiO_2 y sílice reactiva y, por ende, las reservas bajando el *cut off* se aumentarían 10% a 30% y las plantas de alúmina ahorrarían energía, ácidos, etc. En un plazo de 10 a 20 años Venezuela estaría produciendo y consumiendo internamente no menos de 20.000 t/año y hasta 40.000 t/año de bauxitas con muy alto contenido de alúmina (50% a 53% y si se trituran y lavan, pueden subir a más de 56% Al_2O_3), en lugar de los escasos 6 M t/año de bauxitas con altos costos de transporte y de producción actuales.

La planta de alúmina de Puerto Ordaz, en vez de producir 3M t/año y 1M t/año de aluminio puro para ingresos de 2.000 a 3.000 millones \$/año, se pudieran producir en otras nuevas plantas de alúmina y aluminio de 20.000 t/año, para obtener 10.000 t/año de alúmina y 5.000 t/año de aluminio puro, equivalentes a unos 15.000 millones de dólares o más en ventas. Estas cifras serán el doble cuando se alcance a producir 40.000t/año de bauxitas, para 20.000 t/año de alúmina y 10.000 t/año de aluminio, equivalentes a ingresos de 30.000 millones \$/año o más, amén de producir derivados del aluminio con mayores ingresos, empleo, nuevos centros de desarrollo industrial con encadenamientos aguas abajo y adicionalmente a ello, obtener ingresos adicionales por procesar y obtener de los barros rojos salidos de las plantas de alúmina, importantes cantidades de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , REE, Ga, etc.

Dichos centros de desarrollo se deberían localizar, por su cercanía, a los depósitos de bauxita y a los centros de energía y su excelente ubicación geográfica, hacia o en el eje Caicara del Orinoco-Cabruta, donde se localizarían las plantas de alúmina y de fundición de aluminio, con capacidad para generar nuevos encadenamientos aguas abajo. Venezuela no debería exportar ninguna cantidad de bauxitas y de alúmina y solo quizá 20% a 30% de aluminio puro, para cubrir los costos de extracción y producción de bauxita-alúmina-aluminio y el resto transformarlo en Venezuela en productos derivados, con valor superior al aluminio primario.

La producción de bauxita y las plantas de alúmina y aluminio de Guayana al utilizar mayormente (90% o más) energías no fósiles, principalmente hidroeléctricas, y en menor cantidad solar y otras energías no fósiles, ocasionarán mucho menos emisiones a la atmósfera de CO₂, NO₂, SO₂ que el aluminio producido en China, India, Australia, USA, Canadá etc., que utilizan energías principalmente fósiles, en particular la más contaminante, la del carbón.

Las minas de bauxita solo originan 1% de la contaminación ambiental en el sistema bauxita-alúmina-aluminio, las plantas de alúmina 16% y las fundiciones de aluminio 80%. Los suelos de las minas de bauxita, como es el caso de Los Pijiguaos, al final de la mina serían recubiertos de lateritas no ferruginosas y materia orgánica para su repoblación con especies arbóreas autóctonas, en particular maderables, obtenidas de los ecosistemas próximos que no registran lateritas ferruginosas ni bauxitas ni caolinitas.

El secreto de la sostenibilidad del aluminio es su ciclo de vida redondo, porque el aluminio puede ser reciclado una y otra vez a muy bajos costos, sin perder sus propiedades originales, pudiendo ser rediseñado, repensado, reparado, renovado, remanufacturado, reusado y reciclado, lo cual es consistente con una economía circular a muy bajo costo en todos los aspectos.

El desarrollo de la cadena de valor bauxita-alúmina-aluminio, emplazada en el eje Caicara del Orinoco-Cabruta, puede alcanzar altos estándares en términos de oportunidad y competitividad y tiene por tanto, gran capacidad para contribuir con la generación de nuevos empleos, incrementar la demanda de bienes y servicios, diversificación de la economía nacional y su dinamización, lo que ofrece la oportunidad real de liderar la industria del aluminio a nivel mundial. Este vasto potencial, aunado a la estratégica ubicación geográfica del país y en el marco de un aprovechamiento basado en la sostenibilidad, la soberanía territorial y la valoración de la naturaleza, resulta la mejor opción para acompañar el relanzamiento del desarrollo petroquímico, como fuentes para potenciar la generación de riqueza y bienestar nacional de manera sostenida.

Finalmente, a los fines de precisar algunos aspectos que por su relevancia requieren de mayor detalle, como lo es el traslado de la bauxita a través de un sistema de correas transportadoras,

desde la planta de homogenización ubicada en Pie de Cerro hasta el puerto El Jobal, los autores mediante conferencia gravada explicarán en detalle el alcance de dichas propuestas.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abzal, M.Z. y Bowe, I. (2014). Geology of bauxite deposits and their resources estimations practices. En: *Sage Jour*, Vol. 123 (2).

Brojanigo, A., Mendoza, V., Reyes, A. y Torrealba, C. (2021). Potencial de reservas de bauxitas en el granito de Santa Rosalía, estado Bolívar, Venezuela. En: *Geominas*, Vol. 85, pp. 71-72. Escuela Ciencias de la Tierra, UDO Bolívar, Venezuela.

Chitale, D. y Güven, N. (1987). Natroalunite in a laterite profile over Deccan trap basalts at Matanumad, Kutch, India. En: Springer link V 35, pp.196-202, 1987.

Crystel, soluciones de vidrio y aluminio (2022). El ciclo de vida del aluminio. <https://www.cristel.com.mx/blog/>.

CRU Group (2021). Guinea Map showing the main bauxite mines.

Damayanti, R. y Khareunissa, H. (2017). Composition and characteristics of red mud: A case study on Tayan bauxite residue from alumina processing plant at west Kalimantan. En: DOI: 10.30556/IMJ.VOL19.NO3.2016.660.

Dita, R., Riyandhani, P., Apriniyadi, M. y Sunjaya, D. (2021). Critical raw materials enrichment in bauxite laterite: A case study of diverse parent rock types. En: IOP Conference Series Earth and Environmental Science.

Equinix, Mining Technology Report 2021-22 (julio 27, p. 22) [https://www.equinix.com](https://www.equinix.com/resources/whitepap...) › resources › whitepap...

Geosciences Australia (2020). Australia's major bauxite deposits, mines, alumina refineries and aluminium smelters (2016). En: *Aluminium 2023*.

Ghosh, S. et al. (2017). Application of cellular automata and Markov-Chain Model in Geospatial Environmental Modeling. A review. *Remote Sensing Applications: Society and Environment*, 5, 64-77.

<https://doi.org/10.1016/j.rsase.2017.01.005>

Klauber, C., Klauber, M., Power, G. (2011). Bauxite residue utilization and the lack thereof. En: International Seminar on Bauxite Residue (Red Mud), 2009. Review of bauxite residue re-use options. En: SCIRO document DMR3609.

Mariño, N., Ramírez, A. y Meléndez, W. (1997). Geología del yacimiento de bauxita de Los Pijiguaos y sus alrededores. Proposición para una excursión geológica. En: MEM VIII Cong.

Geol. Venezolano, T. II, 2023, pp. 33-40. Depósitos de bauxita en el Escudo de Guayana venezolana. Actualización de los recursos inferidos y de otras consideraciones geomineras. En: II Cong Venez Geosc UCV, Caracas, *Bol Acad Nac de la Ing y el Hábitat*, V. 58, pp. 200-202.

MEMR (Ministerio de Energía y Recursos Minerales de Indonesia): Información recopilada de Sugeng Mujiyanto, 2009.

Mendoza, V. (1972). Geología del área del río Suapure, parte noroccidental del Escudo de Guayana. En: *MEM Bol Geol. Pub. Esp.* Núm. 6, pp. 3(1975). Geology of the Suapure river area, NW Guiana Shield, Venezuela. En: PhD. Dissertation State University of New York at Binghamton 275 p. Moreno L., Barrios F., Rivas D., Martínez J., Lira P., Sardi G. y Ghosh S.K.

Mendoza, V. (1977). Geología de la parte norte del T.F. Amazonas, Venezuela. En: *V Cong Geol Venez*, T. I., 2012, pp. 363-404.

Mendoza, V. (1977). Geología de Venezuela. Tomo I. En: *Gran Colombia Resources Efit Archeopstris Bogots* 362 p. (2016).

Mendoza, V. (1977). Geological history of the Guayana shield, Venezuela, and its mineralogical resources. En: *35 the Inter Geol Cong Abst Cape Town Sur Africa*.

Nandi A., Bangoura A., Y. (2022). A booming bauxite mining industry of Guinea and future prospects. En AL Circle Blog.

Oliveira S., Lima da Costa M. y Frazeres, H. (2016). The lateritic bauxite deposit of Rondon do Pará: A new giant deposit in the Amazon region, Northern Brazil. En: *Economic Geology* 111(5), pp. 1277-1290.

Sun, X., Yang, Ch., Liu, X., Zhao, L., Zhana, L. y Wama, W. (2023). Metallogeny process of Permian Talping karstic bauxite deposits of Yuanjiang Basin, China. En: *Ore Geol Rev*, V. 152.

Soltanghesi, A. (2023). Soil characteristics and fertility of the unique jarrah forest of Southwestern Australia, with particular consideration of plant nutrition and land rehabilitation. *Land* (2023), 12(6), pp. 12-36; <https://doi.org/10.3390/land12061236>.

U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. Mineral Commodity Summaries 2023. U.S. Geological Survey. <https://www.usgs.gov>.

U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. USGS. Geology and tectonic map of Guinea 2019. on line catalogue (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>

Weng, Sh., Yu, W., Algeo, Th., Du, Y., Li, P., Lei, Z., Zhao, Sh.(2019). Giant bauxite deposits south of China: Multistage formation linked to Paleozoic Ice Age. En: (LPIA) eustatic fluctuation- En: *Ore Geol Rev*, V.104, pp. 1-13.

Wikipedia

Zainudeen, N.M., Mohammed, L., Nyamful, A., Adotey, D., Osae, SK. Revisión comparativa de la composición mineralógica y química de los principales yacimientos de bauxita de África. *Heliyon*, 12 de agosto de 2023; 9(8): E19070. doi: 10.1016/j.heliyon. 2023.e19070. e Collection 2023 Ago.



Vicente Mendoza Sánchez se graduó como geólogo con el Premio a la mejor Tesis de grado en 1965 en la Universidad Central de Venezuela. Obtuvo los grados de Magister y PhD en la Universidad de Binghamton New York (USA). Trabajó como geólogo en el Ministerio de Minas hasta 1978. Desde entonces laboró como Geólogo Jefe y Vicepresidente de Exploraciones hasta 1994 en CVG Ferrominera Orinoco (FMO). En su paso por CVG FMO se desempeñó como VP de Exploraciones de la Corporación Venezolana de Guayana (CVG), fundador y presidente de CVG TECMIN, director de CVG, FMO, Minerven y Bauxilum entre otras empresas. Fue Presidente de la empresa MINCA (Alianza CVG - Placer Dome) para el desarrollo del depósito de Las Cristinas, considerado el más grande de Sur América. Desde 1994 trabajó en las empresas Reynolds Metals, Bolívar Gold, Hecla Mining y finalmente con Gran Colombia GoldCorp, donde dirigió la exploración del gigantesco depósito de oro de Marmato. Ha participado con trabajos en más de 30 congresos nacionales, latinoamericanos y mundiales y ha escrito diversas obras sobre la geología nacional, en las que destaca "Geología de Venezuela" en la que se adentra en la evolución geológica, los recursos minerales del Escudo de Guayana y revisión del precámbrico mundial.



Antonio Brojanigo Cova, es geólogo egresado de la Universidad de Oriente con Maestría en Ciencias obtenida en el Michigan Technological University (EE. UU.), Diplomados en Sensores Remotos BRGM (Francia) y Gerencia de Negocios para ingenieros del Incae, (Costa Rica). Posee amplia experiencia profesional en la industria minera de metálicos (hierro, bauxita, níquel y oro) y no metálicos relacionados con la industria cementera, donde ha desempeñado diversos cargos de ejecución y dirección de proyectos de exploración. Actualmente se desempeña como geólogo asesor Senior liderando estudios de optimización del uso de materias en empresas cementeras de Suramérica y El Caribe. Tiene particular interés en localizar materias primas alternas para disminuir las emisiones de CO2 de la industria del cemento. Es miembro activo de diversas asociaciones profesionales y autor y coautor de 10 artículos presentados en revistas técnicas nacionales e internacionales.



Allan Reyes es TSU en Minería (IUTE, Venezuela), Ingeniero de Minas (UDO, Venezuela), con especialización en Geomecánica (EE. UU.) y Maestrías en Negocios (IE, España), Geoestadística (Paris Tech, Francia). Posee amplia experiencia profesional en la industria minera y petrolera, donde ha desempeñado diversos cargos en proyectos tanto de exploración geológica de campo, operaciones mineras, caracterización de yacimientos, así como como experto en perforación y desarrollo de reservorios convencionales y no convencionales en la industria petrolera. Actualmente trabaja para SLB en Houston, U.S.A. como Subject Matter Expert (SME) de Geomecánica para las Americas. Es miembro activo de diversas asociaciones profesionales y autor o coautor de más de 50 trabajos presentados en diferentes congresos geológicos, minería y mecánica de rocas, simposios y revistas técnicas. Tiene intereses en temas de exploración geológica, modelaje de yacimientos usando imágenes, sensores remotos y aplicación de técnicas geoestadísticas, y aplicaciones de mecánica de rocas y geomecánica para minería y petróleo.



Héctor A. Márquez S. es licenciado en Geografía egresado de la Universidad Central de Venezuela, con experiencia en planificación y administración de recursos naturales renovables y modelos ambientales a partir de sensores remotos. Ha desarrollado experiencias en las áreas de planificación, fiscalización y control minero. Amplia experiencia en la edición de la cartografía básica y regional, desarrollo e implantación de Sistemas de Información Geográfico y coordinación de Catastro Minero automatizado. Tiene experiencia en el desarrollo de metodologías minero ambientales para la mitigación, corrección de impactos derivados de la actividad minera a pequeña escala, así como en el seguimiento y control de planes operativos del sector minero. Posee diversos diplomados en Cartografía Básica (Escuelas Las América, Panamá), sistemas de Información geográfica (CPDI), Planificación Estratégica y Planificación del desarrollo Regional (CENDES-UCV). Autor y coautor de cuatro publicaciones y participación con ponencias en diversos foros en el área minero-ambiental. Actualmente en ejercicio libre como consultor minero-ambiental.

Foro de discusión Discussion Forum

A sugerencia de uno de nuestros lectores, 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.

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



Sociedad Venezolana de Historia
de las Geociencias.
SVHGc@yahoo.com



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

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



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